ANUARUL
INSTITUTULUI GEOLOGIC
AL
ROMÂNIEI

VOLUMUL X

1921—1924

CU 39 FIGURI IN TEXT, 3 HĂRȚI, 4 TABLE ȘI 8 TABELE.

BUCUREȘTI
„CARTEA ROMÂNEASCĂ" S. A.
1925

1706

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

0787

ANUARUL
INSTITUTULUI GEOLOGIC
AL
ROMÂNIEI

COMITETUL GEOLOGIC

VOLUMUL X
1921—1924

CU 39 FIGURI IN TEXT, 3 HĂRŢI, 4 TABLE ŞI 8 TABELE.

BUCUREŞTI
„CARTEA ROMÂNEASCĂ" S. A.
1925

1706

Institutul Geologic al României

Redacțiunea Anuarului Institutului Geologic al României, este sub îngrijirca D-lui Profesor SAVA ATANASIU.

Institutul Geologic al României

GEOLOGIA ȘI TECTONICA

PĂRȚII DE RĂSĂRIT A JUD. PRAHOVA

(CU DOUĂ PLANȘE IN COLORI ȘI UN PROFIL)

de

Dr. D. M. PREDA

INTRODUCERE

Regiunea cu al cărei studiu geologic ne ocupăm în lucrarea de față se găsește situată în partea de răsărit a jud. Prahova, mărginindu-se la miazănoapte, la pasul Bratocea, cu vechea graniță a României, la miazăzi cu șesul Munteniei între valea Teleajenului și Mizil, la apus cu apa Vărbilăului și Teleajennlui și la răsărit cu limita administrativă dintre județele Prahova și Buzău.

După cum am arătat într'o serie de publicații și comunicări anterioare, făcute fie singur fie în colaborare cu d-nii I. POPESCU-VOITEȘTI și H. GROZESCU și după cum reese și din alte multe lucrări mai vechi de cari ne vom ocupa la locul potrivit, regiunea studiată prezintă o importanță deosebită atât din punct de vedere științific, prin varietatea formațiunilor geologice ce-o alcătuesc și prin problemele de ordin tectonic ce se pun în discuție, cât și din punct de vedere economic prin existența, în cuprinsul ei, a numeroase și variate resurse miniere.

Formațiunile geologice, cuprinse între Cretacicul inferior și Cuaternar, se caracterizează printr'o succesiune de multe orizonturi și o mare varietate de faciesuri ceiace denotă variațiuni dese în condițiunile lor de formare, și deci mobilitatea și jocul continu al acestei regiuni în toate aceste perioade de timp.

Raporturile dintre diferitele formațiuni geologice, creiate prin mișcări repetite, au condus la punerea și rezolvirea a numeroase probleme de ordin tectonic. In special sunt interesante cutele diapire, cari se întâlnesc cu o mulțime de variațiuni în toată zona miocen-pliocenă a regiunei, și cred că în nici o altă parte a țării studiul acestor fel de cutări ale scoarței nu s'ar putea face așa de complect ca în această regiune ; tot deodată trebue să menționăm, că studiul modului de cutare

Institutul Geologic al României

al arcului carpatic din această parte a fost punctul de plecare pentru interpretaree în pânze a flișului în general (MRAZEC și POPESCU-VOITEȘTI), concepțiune cu care ne vom ocupa mai pe larg în cuprinsul acestei lucrări.

Din punct de vedere economic, regiunea prezintă un deosebit interes prin numeroasele bogății pe care le conține : izvoare minerale, pietre de carieră, sare, gips, etc., și mai ales prin prezența în cuprinsul ei a numeroase zăcăminte de petrol, bogății cari au atras de timpuriu atenția asupra lor și au dat loc la dezvoltarea unei industrii cât se poate de înfloritoare.

Din cauza acestei însemnătăți, regiunea a fost obiectul cercetărilor de foarte multă vreme și numărul publicațiunilor în care se vorbește despre geologia ei sunt foarte numeroase.

In afară de lucrările vechi cari se ocupă cu chestiuni răslețe din cuprinsul regiunei, studii sistematice s'au început de TEISSEYRE care este părintele stratigrafiei în această parte a Carpaților și de domnii MRAZEC, POPESCU-VOITEȘTI, BOTEZ ș. a., care au atins aproape toate problemele geologice, dându-le soluțiuni potrivite cercetărilor pe care le-au făcut, în cea mai mare parte cu caracter general.

Lucrarea de față având la bază o cartare geologică mai amănunțită și pe o suprafață mai întinsă, complectează lucrările anterioare și cred că dă unele soluțiuni problemelor geologice în funcțiune de o cătime mai mare de fapte.

Primele excursiuni geologice în regiunea cu care ne ocupăm au fost făcute în vara anului 1915, în localitățile Vitioara și Predeal-Sărari, împreună cu d-nii I. POPESCU-VOITEȘTI și H. GROZESCU. Ele au avut un caracter general și le-am continuat și în alte părți tot împreună, și anume în împrejurimile Slănicului din Prahova, în regiunea Bertea-Vulpea, apoi pe valea Teleajenului, etc.

In aceste excursiuni, am făcut în special cunoștința flișului și a problemelor de ordin general care se pun în regiune, mai ales grație d-lui I. POPESCU-VOITEȘTI, care se ocupă de multă vreme cu studiul acestora în Muntenia de vest.

Excursiunile mele s'au continuat apoi în vara anului următor și până în vara anului acesta, căutând să fac ridicări cât mai întinse și mai amănunțite.

Unele părți din regiune au fost ridicate pe hărți 1.20.000, în special partea de la sud de Pintenul de Văleni și împrejurimile Slănicului. Pentru zona muntoasă ridicările s'au făcut pe hărți la 1.50.000, iar pentru partea de răsărit a Pintenului de Văleni și Homorâciu, am făcut mai mult excursiuni de recunoaștere, urmând liniile mari de dislocație, rămânând ca ridicări de amănunțime să se facă altă dată.

Rezultatele obținute sunt consemnate pe harta care însoțește acea-

Institutul Geologic al României

stă lucrare. Spre a putea avea o astfel de hartă complectă, necesară mai ales la interpretarea în ansamblu a faptelor, a fost neapărat nevoe s'o întregesc pe alocurea şi cu ridicările geologice ale altor cercetători. Totuşi aceste regiuni nu-mi sunt necunoscute căci pentru a putea face legătură mai bine între regiunea studiată de mine şi între ele a fost nevoe să fac profile generale, străbătându-le mai mult sau mai puţin amănunţit după inportanţa lor geologică.

Astfel am introdus în hartă toată regiunea cuvetei de Şoimari ridicată de d-l GROZESCU, pe care însă am străbătut-o şi eu de mai multe ori; de asemenea am recontrolat partea de răsărit a hărţii Văleni de Munte 1.50.000 ridicată de TEISSEYRE, fie singur fie împreună cu d-l VOITEŞTI ; am revăzut regiunea Ogretin-Posești la Nordul Pintenului de Văleni. ridicată de VOITESTI, introducând unele modificări şi în sfârşit am introdus în lucrare porţiunea Chiojdeanca-Apostolache-Gornetul-Cricov ridicate împreună cu d-nii GROZESCU şi VOITEŞTI. In afară de aceasta, am ţinut socoteala pe cât mi-a fost posibil de toate datele şi profilele făcute de alţi cercetători înainte. Pentru partea de răsărit a Cuvetei Şoimari am utilizat date din lucrările d-lui MACOVEI făcute în această parte.

Cât priveşte toate aceste porţiuni din regiune, ridicate de alţi geologi, ele nu vor fi descrise în lucrarea de faţă, ci vor fi tratate numai atât cât e necesar ca să stabilească legăturile între ele şi porţiunile ridicate de mine, rămânând ca autorii studiilor să-şi facă, pentru lucrările nepbulicate, descrierile de detaliu.

Pentru îngăduinţa pe care mi-au dat-o de a utiliza date nepublicate încă, le aduc toate mulţumirile mele. In special ţiu să mulţumesc d-lui I. POPESCU-VOITEŞTI pentru că primul m'a introdus în studiul problemelor din Carpaţii Filişului meridional şi chiar dacă astăzi avem soluţiuni diferite pentru unele probleme, totuşi vederile de ansamblu ale d-sale şi ale d-lui MRAZEC asupra acestei părţi a Carpaţilor, au fost punctul de plecare al cercetărilor de faţă.

I. STRATIGRAFIA REGIUNEI

Formaţiunile geologice cari iau parte la alcătuirea regiunei sunt foarte numeroase şi prezintă o mare diversitate de faciesuri şi orizonturi petrografice.

Graţie cutărilor intense cari au avut loc în regiune din timpul Cretacicului şi până în timpurile cele mai noui şi denudaţiei puternice care a desgolit aceste formaţiuni, structura regiunei se poate urmări în cele mai mici detalii, astfel că reconstituirea istoriei ei geologice, nu este dintre cele mai anevoioase.

Institutul Geologic al României

In general se constată că formațiunile geologice formează o serie de cute cu direcția generală NE—SW sau E—V, cute în cari formațiunile cele mai vechi sunt reprezentate în partea cea mai de nord și ele se prezintă din ce în ce mai noui cu cât ne apropiem de câmpie.

Din acest punct de vedere putem deosebi trei zone stratigrafice: în partea cea mai nordică, corespunzând zonei munților, avem depozite cretacice, în partea mijlocie depozite paleogene și miocene și în partea de sud depozite miocene și pliocene. Aceste trei zone stratigrafice reprezintă în general, după cum vom arăta în altă parte și trei zone tectonice, fiecare cu individualitatea ei bine caracterizată.

Din studiul faptelor de observație rezultă pe de o parte, că geosinclinalul flișului pe măsura umplerei lui se deplasa de la nord spre sud (MRAZEC), iar pe de altă parte că cutările au fost mai puternice și de mai lungă durată în regiunile nordice și din ce în ce mai tinere cu cât ne apropiem de câmpie. Astfel stând lucrurile, se înțelege că ne vom aștepta ca în partea nordică a regiunei să avem cutări suprapuse, pe când în regiunea din aproapierea câmpiei toate cutările se datoresc ultimelor mișcări pliocen-cuaternare.

Formațiunile geologice cari constituesc regiunea se pot rezuma în tabloul următor:

F	Cuaternar	Aluviuni moderne Terase inferioare Terase superioare	
E	Pliocen	Levantin Dacian Ponțian Meoțian	
D	Miocen	Sarmațian Buglovian Tortonian	al II-lea Mediteranian
		Helvețian Burdigalian	I-iul Mediteranian
C	(?) Formațiunea sării		
B	Paleogen	Oligocen Eocen	
A	Cretacic	Senonian Baremian-Apțian-Gault (?)	

Caracterele petrografice și paleontologice ale acestor formațiuni sunt în cea mai mare parte cunoscute din numeroasele publicațiuni

Institutul Geologic al României

anterioare; în cele ce urmează voi cerca să dau o scurtă caracterizare a formațiunilor din tabloul de mai sus, trecând repede peste cele cari sunt suficient cunoscute și voi insista în special asupra acelora cari nu sunt deajuns de bine descrise, căutând să fixez și poziția lor stratigrafică.

A. CRETACIC

1. Depozite baremian-aptiane

Depozitele baremian-aptiane sunt cele mai vechi formațiuni geologice cunoscute în regiunea studiată. Ele sunt răspândite în zona munților înalți de la fundul Vărbilăului, Crasnei și Teleajenului si corespund cu cea ce s'a separat sub numele de „gresia de Siriu", socotită de vârstă cretacică superioară.

Zona în care se întâlnesc aceste depozite se deosebește profund de zona de la sud (zona Subcarpaților) prin înălțimile mari ce se întâlnesc aci, înălțimi ce cresc continu cu cât se înaintează spre miazănoapte în în interiorul zonei.

Rocele tari, gresii compacte, condiționează vârfurile înalte din acestă zonă ce trec de 1200 m. altitudine.

In cuprinsul acestei zone, care are o lățime de ca. 12—15 km și anume în partea ei cea mai nordică, se ridică un masiv puternic, cu peisaje alpine — Masivul Zăganului — alcătuit din conglomerate de tipul și vârsta conglomeratelor de Bucegi și Ceahlău, masiv în care se întâlnesc vârfuri de aproape de 2000 m. (Ciucaș 1969 m) înalțime. Acest masiv constituie vechea graniță spre nord a României și culmea despărțitoare între apa Teleajenului deoparte și Buzăul și Târlungul de partea opusă.

Un studiu geologic mai amănunțit în zona munților înalți din această regiune nu există. Găsim însă puține date asupra versantului de nord al muntelui Ciucaș, în lucrarea lui Herbich «Das Secklerland» în care se vorbește despre conglomeratele cretacice superioare din acest masiv și de Cretacicul inferior de pe versantul lui nordic. Jekelius descrie un profil tot pe versantul nordic al Ciucașului, în care arătă aci existența Cretacicului inferior, apoi recife de calcar aptian și conglomerate de vârsta cretacică superioară.

Pe versantul sudic al Carpaților de la fundul Teleajenului, Merutiu[1]) dă o descriere a conglomeratelor întâlnite aci, pe care le asemăna cu conglomeratele de Bucegi și exprimă părerea că ele se ridică ca o emer-

1) Merutiu V. — Cercetări în valea superioară a Teleajenului. An. Inst. Geol. Rom. Vol. I. pag. LXXXII-LXXXV.

Institutul Geologic al României

siune din zona gresiei cretacice, cu alte cuvinte e de părere că gresia de Siriu se reazemă peste aceste conglomerate.

Tot în aceiași notiță, D-l MERUȚIU arată existența, în baza conglomeratelor, a unor blocuri uriașe de calcar de zeci de metri cubi, în jurul cărora se găsesc fragmente breciforme de acelaș calcar, produse prin descompunérea blocurilor uriașe.

In realitate, zona munților este alcătuită dintr'o serie de depozite, de vârstă cretacică inferioară (baremian, aptian și poate și gault), serie în care se deosebesc mai multe orizonturi stratigrafice suprapuse, bine caracterizate și anume :

Orizontul marnos

In partea inferioară a seriei cretacice se găsește un orizont alcătuit dintr'o serie foarte groasă de marne vinete compacte, în strate subțiri, cu intercalațiuni de marne grezoase în plăci de 2-3 cm. având fluturași de mică alba pe suprafață. Marnele au fucoide, uneori cu ramificații fine și numeroase, alteori ca niște puncte mici.

Marnele alternează cu gresii în plachete, cu grosime maximă până la 2—5 cm. având o culoare vânătă gălbue. Gresiile sunt calcaroase și micacee, au numeroase diaclaze de calcit și prezintă ondulațiuni pe suprafață (spărtura curbicorticală). Uneori gresiile sunt puțin conglomeratice (elementele fiind în general de natură cristalină) și în astfel de roce am întâlnit în două puncte *Orbitolina lenticularis*, odată împreună cu d-l POPESCU-VOITEȘTI, într'un bolovan de pe valea părâului Vulpea, afluent al Vărbilăului și altă dată împreună cu d-l D. ȘTEFĂNESCU, la Slonu pe valea părâului Drăjnuța, la nord de Măgura Cerașului.

In unele cazuri, în acest orizont se întâlnesc urme cărbunoase și chiar lentile mici de un cărbune sapropelic de foarte bună calitate.

Prezența formei *Orbitolina lenticularis*, ne arată că stratele cari o coprind sunt de vârstă baremian-aptiană și se paralizează cu stratele de Comarnic în a căror directă continuare spre N E se găsesc și cărora după aceleași fosile, li s'a atribuit vârsta baremian-aptiană (1).

Orizontul gresos

Deasupra orizontului marnos și în perfectă concordanță stratigrafică urmează un orizont foarte desvoltat de gresii și conglomerate mărunte.

In acest orizont se întâlnesc gresii calcaroase, micacee, în strate

(1) L. MRAZEC, I. POPESCU-VOITEȘTI și G. MACOVEI. Sur l'âge des couches de Comarnic. C. R. des Seances Inst. Geol. de Roum. Vol. III, pag. 95.

Institutul Geologic al României

subțiri dar mai ales bancuri de câțiva metri de groase, alternând cu strate subțiri de marne, mai frequent însă cu bancuri de conglomerate mărunte cu bobul cât mazărea, alcătuite din roce verzi, micașisturi, cuarț, calcar etc.

Prin alterare, conglomeratele se desconpun și dau naștere la pietrișuri fine în mare cantitate, cari câte o dată au aspectul de pietrișuri fluviatile, de care însă le deosebește uniformitatea în mărimea boabelor, ceia ce nu se întâmplă de obiceiu la pietrișurile de terasă.

Gresia are o grosime foarte mare, atingând uneori mai multe sute de metri și prin rezistența ei la distrugere, rămâne în relief, constituând vârfurile cele mai înalte ale munților cum sunt: Trifoiul, Nebunul Mare, Nebunul Mic, Clăbucetul, Piciorul Dracului, Vârful lui Crai, Gămălia, Mănăilă, Siriu (de unde s'a și dat numele de gresie de Siriu).

Cu toate cercetările nu am putut întâlni fosile cari să stabilească vârsta aceste gresii, în afară de un mulaj de un *Amonit* nedeterminabil. Ele sunt acoperite însă, după cum se arată mai la vale, de strate aptiane și sânt suportate de orizontul marnos, baremian-aptian, ast-fel că și ele aparțin neîndoios tot Aptianului (1).

Orizontul calcarelor recifale

Deasupra orizontului gresos, urmează în culmea Zăganului, un nivel de recife calcare care se prezintă ca o coroană deasupra acestui orizont și la baza conglomeratelor de Zăganu, pe care le vom descrie mai pe urmă.

Calcarele sunt compacte, albe sau roz și cuprind în ele resturi de *Polipieri, Caprotine, Briozoare, Gasteropode, Rhynconella,* etc. După prezența Caprotinelor, vârsta lor este neîndoios aptiană.

Brâul de recife nu este continuu, ci se prezintă îmbucătățit într'o serie de masive izolate de dimensiuni variabile, cari au fost întâlnite în mai multe puncte, astfel ;

a) Pe valea părâului Stânei, afluent al Telejenelului, la cota 1030 m., se întâlnește un astfel de recif care este deschis de o parte și de alta a văiei părâului, pe o lungime orizontală de mai bine de 100 m. Stratele din baza recifului nu se văd, dar peste el urmează conglomerate cari au o ușoară înclinare la NV. Grosimea calcarului este de cca. 20 m. astfel că, atât cât se vede, el are o masă de aprox. 2000 m. c.

Este foarte probabil că desvoltarea orizontală a acestei mase de

(1) Un astfel de mulaj de Amonit a fost întâlnit și de d-l MRAZEC în plaiul Șerban-Vodă, la nord de Slănic.

Institutul Geologic al României

calcar să fie cu mult mai mare, însă terenul împădurit împiedică determinarea mărimei ei.

b) A doua masă de calcar se întâlnește ceva mai la sud de prima pe valea Părâului alb, la Pietrele Vânătorului, la aceiași înălțime deasupra mării și în aceleași condițiuni stratigrafice ca și cea precedentă. Și aici lungimea masei de calcar nu se vede din cauza terenului împădurit, totul ne face însă să presupunem că ea formează una și aceiași masă cu cea de pe părâul Stânei. Interesant și demn de reținut este faptul că împrejurul acestul bloc de calcar se găsește o brecie calcară cimentată, care după cum vom arăta mai la vale, reprezintă o brecie coraligenă, rezultând din distrugerea recifului în timpul formărei lui.

c) O a treia clipă de calcar se întâlnește pe versantul de sud al Zăganului, la punctul numit „Căzături", cota 1200 m. Aci se vede clar că în baza recifului se găsește orizontul grezos descris mai sus, peste care urmează un banc de o jumătate m. de calcar cu pietricele mărunte cât aluna formate de roce cristaline. Peste acesta vine masivul de calcar de 20 m. grosime, care la rândul lui este acoperit de conglomeratele din Zăganul.

d) O altă masă mare de calcar se găsește pe plaiul Bozianului aproximativ la cota 1300 m.

Calcarul de aci formează, între orizontul gresos și orizontul de conglomerate, o intercalațiune continuă pe o lungime de aproximativ 1 km., pe o lățime vizibilă de 3—400 m. și are o grosime de aproximativ 15—20 m. Baza acestui calcar este clar vizibilă și este ocupată de orizontul gresiilor, iar peste calcare se desvoltă întreaga masă de conglomerate din vârful Zăganului.

e) Către vest depozitele apțiane diu culmea Zăganului formează o boltă anticlinală roasă adânc, în care apar cele două orizonturi inferioare ale lui. Bolta este mărginită de două zone sinclinale, ocupate de conglomerate, una în partea de sud — zona sinclinală Babeș-Balabanu — tăiată transversal de cheile Teleajenului (Cheița) și alta la nord de axa anticlinalului, corespunzând vechei granițe — zona sinclinală Ciucaș - Tigăile Bratocea.

In ambele sinclinale, la limita dintre orizontul gresos și cel de conglomorate, se găsește câte o coroană de Klipe de calcar cari au aceiași poziție stratigrafică ca și cele descrise până aci în răsăritul masivului Zăganu.

Majoritatea acestor clipe a fost observată de la oarecere distanță, locul lor de așezare fiind cu greu accesibil.

Intre toate, o singură clipă a fost studiată cu amănunțime și anume clipa de calcar de la Pasul Bratocea.

Institutul Geologic al României

Această clipă sau masă de calcar se găsește pe cumpăna apelor dintre basinul Teleajenului (Părâul Bratocea) și basinul Târlungului, cam la 200m. la nord de șoseaua ce trece de la Cheia în Transilvania.

In baza calcarului se găsește o alternanță de bancuri de gresii și conglomerate poligene, între cari blocuri de calcare cu *Caprotine*, vizibile pe partea dreaptă a șoselei, imediat ce se scoboară din cumpăna apelor (Bratocea) spre valea Târlungului.

Calcarul masiv vine imediat deasupra și este deschis pe o suprafață lungă și lată de cca 200 m, cu alte cuvinte pe o suprafață de 4000 m. p. Ceva mai la nord, peste calcar, urmează conglomeratele poligene din culmea Brotocea (Pl. 1., Sec. II).

Masa de calcar reprezintă un recif tipic format din îngrămădiri de *Polipieri, Gasteropode, Caprotine*, etc. In bază, calcarul este compact, aproape cristalin, astfel că nu se mai pot distinge organismele cari l-au format, pe când la partea superioară diagenisarea recifului nu este prea înaintată, astfel că resturile organice sunt destul de frecuente.

Pe această suprafață se găsesc sfărâmături colțuroase de calcar recimentate, cari constitue adevărate brecii coraligene formate în zona bătută de valuri a recifului.

Din observațiile făcute asupra acestui recif, rezultă două fapte cari se pot generaliza pentru toate calcarele descrise în baza conglomeratelor, anume: calcarele masive din Zăganu reprezintă recife de Corali și de Caprotine, formate în marea apțiană atunci când condițiunile bionomice pentru formarea unor astfel de roce erau îndeplinite, și al doilea fapt, că au existat cel puțin două nivele de recife unul intercalat între orizontul de conglomerate de Zăganu și gresile din orizontul imediat inferior, altul (Bratocea) intercalat chiar în conglomerate. O urmare de aceiași importanță pentru istoria mării apțiane este ca înainte de a se fi format reciful dela Bratocea, se formaseră înainte și alte recife, care au fost distruse de însăși marea apțiană în care s'au format, iar calcarul rezultat din distrugerea lor se găsește amestecat în conglomeratele poligene din baza clipei de la Bratocea.

Prin stabilirea vârstei calcarelor recifale la Apțian urmează că și orizontul gresos, cuprins între ele la partea superioară și Baremian-Apțianul marnos cu *Orbitoline* la partea inferioară, aparține și el tot Apțianului.

Orizontul conglomeratelor de Zăganu

Am spus că peste calcarele recifale urmează o puternică serie de conglomerate, cu o desvoltare foarte mare în toată culmea Zăganului, apoi în culmea Balabanului, Babeșul etc.

Conglomeratele, cuprinzând între ele și bancuri de gresii, ating

Institutul Geologic al României

grosimea de 5—600 m. și sunt alcătuite din blocuri de roce poligene de dimensiuni variabile, atingând uneori mai mulți metri cubi. Rocele cari iau parte la alcătuirea conglomeratelor sunt unele de origină eruptivă (gneiss de Cozia, diabaz, porfir; cuarț); altele cristalofiliene (micașisturi, filite, clorite, cuarțite, șisturi verzi, altele sedimentare (verrucano, calcare vinete probabil titonice și calcare cu *Caprotine* apțiane).

Este de remarcat faptul că blocurile de calcare cu Caprotine nu sunt răspândite uniform în masa conglomeratelor ci predomnesc împrejurul recifelor de calcare apțiane, unde blocurile au și dimensiuni cu mult mai mari.

Din cele spuse până aici, rezultă neîndoios că toată seria de depozite din zona munților înalți ai regiunei studiate, începând cu orizontul marnos cu *Orbitoline* si până la conglomerarele de Zăganu inclusiv, aparțin Apțianului. E aproape sigur ca baza orizontului marnos să aparțină Baremianului, după cum este posibil ca partea superioară a conglomeratelor să aparțină Albianului, baza acestor însă este indiscutabil apțiană. Grosimea totală a depozitelor cretacice inferioare este cuprinsă între 1 și 2 km.

Structura geologică a munților din regiunea studiată este identică cu structura geologică constatată mai înainte de d-nii G. Macovei și I. Atanasiu în zona munților înalți din Moldova în valea Bistriței.

In două comunicări anterioare făcute la ședințele Institutului Geologic al României în anii 1919—1920, d-nii Macovei în Atanasiu au arătat ca depozitele flișului din regiunea Ceahlăului sunt de vârstă apțiană și sunt alcătuite din aceleași orizonturi cari se separă și în Carpații Munteniei, adică la bază, un orizont marnos cu *Orbitoline*, apoi un orizont de gresii și apoi conglomeratele de Ceahlău în care sunt intercalate, la diferite nivele, recife de calcare cu *Caprotine*.

O imagine a mării în care a avut loc depunerea Apțianului ne-a fost dată în comunicările celor doui autori, imagine care își găsește o confirmare deplină în faptele observate pe valea Teleajenului.

La începutul Cretacicului, regiunea ocupată astăzi de munții înalți formă un mare geosinclinal, în care a avut loc depunerea Cretacicului, începând de la cel mai inferior și până la sfârșitului Apțianului și începutul Gault-ului. După cum rezultă din lucrările mai vechi ale lui Herbich, Paul, Tietze, Uhlig, Popovici-Hatzeg, Simionescu s. a. și din lucrările mai noui ale lui Macovei și Atanasiu [1]) Jekelius [2]) și

1) G. Macovei și Atanasiu. Lucrări asupra văii superioare a Bistriței comunicate la ședințele Inst. Geol. Român în 1919—20.

2) E. Jekelius. Imprejurimile Brașovului. Comunicare făcută la ședințele Inst. Geol. Român pe anul 1919.

Institutul Geologic al României

mai ales argile de coloare roșie cărămizie cu pungi de ocru galben și cu concrețiuni de gresii ce au pe ele cruste de oxid de mangan. In majoritatea cazurilor, Senonianul este așa de frământat încât cu greu, se poate distinge în el o stratificație, necum orizonturi stratigrafice.

Foarte rareori depozitele senoniene cuprind un conglomerat roșiu, cu elemente de un porfir roșu-sânge, în care se găsesc și fragmente de *Inoceramus* (la nord de biserica din Slonu).

Pe valea Teleajenului, imediat la nord de fabrica de cherestea, am întâlnit blocuri de un calcar organogen cu *Foraminifere* și fragmente de *Inocerami* care probabil să aparțină Senonianului.

Pentru determinarea vârstei depozitelor senoniane, cele câteva fragmente de Inocerami nu mi-au fost de nici un folos, totuși această vârstă este neîndoelnică, dat fiind că la Comarnic, în continuarea spre apus a zonei acestor depozite, în roce absolut identice, d-l POPOVICI-HATZEG [1]) a găsit și determinat *Belemnitella Hofferi* SCHLB, vecină de *Belemnitella mucronata* SCHL, care nu lasă nici o îndoială asupra vârstei senoniane a rocelor ce o conțin.

Argilele roșii senoniane au fost considerate din cauza modului lor de prezentare ca reprezentând un facies pelagic și de adâncime [2]). Această presupunere nu este dovedită prin nimic, ci este mai probabil că ele reprezintă depozite de mare puțin adâncă, căci pe de o parte astfel de depozite se pot forma foarte bine la adâncimi mici, pe de altă parte fosilele, *Inoceramii* și *Belemnitella* și mai ales *Ostrea* nu sunt fosile de mare adâncă, ele găsindu-se frecuent și unele exclusiv în depozitele litorale și neritice.

De altminterea o astfel de presupunere nici nu se acordă cu constituția petrografică a depozitelor între cari depozitele senoniane sunt cuprinse, cari sunt toate terigene.

Pe de altă parte, Senonianul arată net o transgresiune peste depozitele apțiane, transgresiune care chiar dacă nu se poate ceti într'o discordantă angulară față de depozitele dedesubt, rămâne necontestată fiindcă se observă că depozitele senoniane sunt depuse pe orizonturi deosebite de ale Apțianului, când peste cel marnos (Slonu, Crucișoara) când peste cel gresos (Fundul părâului Bertea), ceia ce dovedește o ingresiune a mărei senoniane peste Apțian, după ce acesta suferise o lungă denudație continentală.

Este mai probabil că culoarea roșie și aspectul argilos al depozi-

1) V. POPOVICI-HATZEG. Etude géologique des environs de Câmpulung et de Sinaia. Thèse. Paris 1888.

2) L. MRAZEC, I. POPESCU-VOITEȘTI. Contributions etc. An. Inst. Geol. pag. 510.

Institutul Geologic al României

telor senoniane să rezulte pe deoparte din faptul că materialul ce e produs Senonianul ar fi probabil cristalinul atât de bogat în pirite, iar pe de altă parte că depunerea Senonianului ar fi avut loc sub climă umedă și caldă care a facilitat descompunerea și oxidarea piritelor și altor minerale cu fer din materialul de pe continent.

In ceia ce privește răspândirea Senonianului în regiunea studiată, constatăm că el formează o zona continuă la marginea de sud a Apțianului uneori prins în sinclinale sau solzi de ai acestuia, și de acolo se continuă în baza depozitelor paleogene din zona subcarpatică, de sub care apare în anticlinalul de la Homorâciu și în multe alte puncte din regiunea de la Vest de apa Doftanei.

B) PALEOGENUL

Depozitele paleogene sunt bine reprezentate în cuprinsul regiunei în toată zona paleogen-miocenă, de la marginea zonei Flișului cretacic și până la marginea sudică a Pintenului de Văleni, iar sub formă de Klipe, ele se întâlnesc în spinarea masivelor de sare și în zona miocen-pliocenă de la sudul Pintenului de Văleni până aproape de Câmpia română.

In general Paleogenul se prezintă sub formă de zone anticlinale, recutate la rândul lor, zone ce se detașează din zona Flișului munților înalți și înaintează spre vest diagonal pe direcția acestora, pătrunzând în depozitele miocene ale Subcarpaților pe care le separă în cuvete prinse între aceste anticlinale.

In totul se disting trei zone de Paleogen, aproape paralele între ele : una în partea de nord a colinelor subcarpatice, urmărind bordura sudică a Apțian-Senonianului ; a doua zonă de Paleogen se detașază din zona munților înalți de la nord de satul Bătrâni, pătrunde oblic în Subcarpați, tae valea Teleajenului la Homorâciu și se termină la Slănicul din Prahova, unde se afundă sub depozitele miocene. Această zonă de Paleogen sau Pinten de Paleogen este cunoscută sub numele de Pintenul de Zamura (Teisseyre) sau mai propriu o numim Pintenul de Homorâciul, pentru că în aceasta localitate, pe valea Teleajenului, el cuprinde o secțiune transversală cât se poate de complectă. Pintenul de Homorâciu separă două cuvete de Miocen, una la nord, cuveta de Slănic și alta la sud, cuveta Drajnei.

In partea cea mai sudică a zonei paleogen-miocene se găsește un al treilea anticlinal de Paleogen, Pintenul de Văleni, care se detașează din zona Flișului carpatic la răsărit de valea Buzăului, tae diagonal valea Teleajenului între Vălenii de Munte și Vitioara și se afundă sub depozitele miocen-pliocene la apus de Telega (Mrazec și Teisseyre).

Institutul Geologic al României

Acest Pinten separă Cuveta Drajnei de zona miocen-pliocenă din sudul zonei colinare.

Studii în care se vorbeşte despre alcătuirea geologică a acestor Pinteni, se găsesc în lucrările d-lor MRAZEC, TEISSEYRE şi VOITEŞTI, iar pentru partea de apus de Teleajen a Pintenului de Văleei, posedăm o hartă goologică 1:50.000, datorită d-lui TEISSEYRE.

In toate aceste zone, precum şi în zona Klipelor din spinarea masivelor de sare, Paleogenul este reprezentat prin cele două diviziuni ale lui, Eocen si Oligocen, care se pot separa cu destulă precisie, acolo unde am făcut ridicări de amănunt. In partea de răsărit a Pintenului de Homorâciu şi în partea de răsărit a Pintenului de Văleni, de la Târleşti la răsărit, neposedând astfel de lucrări, limitele dintre Eocen şi Oligocen îmi lipsesc sau sunt aproximative.

1. Eocenul

După d-nii MRAZEC şi POPESCU-VOITEŞTI cari s'au ocupat în mai multe lucrări cu Paleogenul din Carpaţii de sud, Eocenul se prezintă sub mai multe faciesuri, cari, abstracţie făcând de faciesul din Albeşti, sunt: faciesul marginal, faciesul de Şotrile şi faciesul gresiei de Fuzaru, deosebite petrografic şi deosebit reprezentate în diferite unităţi tectonice: astfel, tipul de Şotrile este reprezentat în pânză marnelor roşii senoniane, tipul de Şotrile şi de Fuzaru în pânza gresiei de Fuzaru şi tipul marginal în pânzele marginale ale Flişului [1])

După cum am arătat altădată [2]) lipsa sau raritatea datelor paleontologice în depozitele eocene, nu ne permit să facem deosebiri stratigrafice pe acest criteriu, ci numai pe superpoziţia stratigrafică. In acest caz noi nu putem considera Eocenul ca o unitate paleontologică ci ca una stratigrafică, cuprinsă între depozitele senoniane la partea inferioară şi depozitele oligocene la partea superioară.

Tot din această cauză nu putem considera ca faciesuri sincrone diferitele aspecte petrografice sub care se prezintă Eocenul, căci după cum vom arăta în cele ce urmează, sunt unele deposite care sunt considerate ca faciesuri, când de fapt constitue orizonturi stratigrafice în Paleogen. Astfel gresia de Fuzaru, nu pot fi considerată ca un facies sincron al Eocenului marginal, ci reprezintă un orizont sau etaj superior acestuia (Oligocen inferior). In acest caz faptul ca gresia de Fuzaru se

1) L. MRAZEC şi I. POPESCU-VOITEŞTI. Contribuţiuni la cunoaşterea pânzelor Flişului etc.

2) D. M. PREDA. Structura geologică a împrejurimilor Slănicului din Prahova. Comunicare făcută la şedinţele Institutului Geologic pe anul 1919.

Institutul Geologic al României

găsește peste Eocenul marginal, nu constitue un fapt tectonic ci un simplu fapt de superpoziție normală stratigrafică.

Din studiile stratigrafice, rezultă totuși că există și faciesuri sincrone ale Eocenului și acesta ar fi faciesul de Șotrile care ar fi paralel cu faciesul marginal al Eocenului.

Definind astfel noțiunea de Eocen, adică ca depozite cuprinse între Senon și diviziunea șisturilor menilitice, să vedem ce reprezintă diferitele faciesuri ale Eocenului separate de d-nii MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI.

a) *Faciesul de Șotrile*

Faciesul de Șotrile a fost descris pentru prima dată de D-l Profesor MRAZEC[1]) la Vârful cu Tei pe Teleajen (Mâneciu Ungureni) și la Șotrile pe Doftana unde a fost studiat mai târziu și de BOTEZ[2]). Din fauna descrisă de autori în aceste depozite, rezultă neîndoios ca faciesul de Șotrile reprezintă Bartonianul sau, după BOTEZ, Priabonianul adică, subetajul cel mai superior al Eocenului, care face, în Alpi, tranziția de la Eocen la Oligocen. El este paralel și cu stratele de Târgu-Ocna descrise de TEISSEYRE și SAVA ATHANASIU în Moldova, care reprezintă după ultimul Bartonianul sau după primul orizontul de trecere de la Eocenul superior la Oligocenul inferior.

In regiunea noastră Eocenul de Șotrile este desvoltat la nordul cuvetei de Slănic, în regiunea Bertea, transgresiv cu Senonianul, peste Cretacicul inferior, deoparte și de alta a văiei Teleajenului și apoi pe linia de dislocație dintre Carpați și Subcarpați, la nord de Ștefești, la Schiulești și la Mâneciu Ungureni.

Pe valea Teleajenului el suportă gresia de Fuzaru, iar la Schiulești, diviziunea șisturilor menilitice.

In toate aceste puncte, el se prezintă cu caracterele descrise la Șotrile de autorii precedenți, adică o alternanță de marne de ciment cu gresii cuarțoase bogate în foițe de mică albă și calcare (gresii calcare) cu ieroglife pe suprafața și cu o bogată faună în care se disting *Numuliți mici, Orbitoide* și *Foraminifere* și alte genuri și specii de tipul celor descrise de BOTEZ.

Ca și faciesul de la Șotrile socotim că depozitele eocene asemănătoare lor din regiunea descrisă de noi, reprezintă Eocenul cel mai superior.

---

1) L. MRAZEC. Despre prezența Bartonianului în jud. Prahova. Bul. Soc. de Științe An. XVI, No. 1 și 2.

2) G. BOTEZ. Comunicare preliminară asupra Bartonianului din Prahova An. Inst. Geol. Vol. II.

Institutul Geologic al României

b) *Faciesul marginal*

Ca facies marginal al Eocenului s'au separat depozite cari se găsesc în zona Pintenului de Văleni şi cari constau din gresii calcaroase micacee cu ieroglife şi cu vine de calcit, în alternanţă cu marne vinete, roşii vişinii, compacte, uneori adevărate marne de ciment ce cuprind pe suprafaţă fucoide.

In zona Pintenului de Văleni aceste depozite supoartă formaţiunea oligocenă care este reprezentată fie prin şisturi menilitice, fie printr'un facies de marne calcaroase, gresii friabile, cari nu sunt altceva decât faciesul de Fuzaru, şi care, după cum vom arăta, reprezintă Oligocenul inferior.

Eocenul marginal din Pintenul de Văleni şi din Pintenul de Homorâciu este identic ca facies petrografic cu depozitele de Tg. Ocna, şi ţinând socoteala de poziţia lui în complexul paleogen este neîndoios de aceiaşi vârstă, adică ţine de Eocenul cel mai superior cu trecerea spre Oligocen.

Dacă ţinem socoteală de răspândirea celor două faciesuri descrise până aici, constatăm că faciesul de Şotrile ce găseşte reprezentat peste Cretacic la marginea externă a munţilor înalţi, iar faciesul marginal, foarte asemănător petrografic cu cel dintâi, se desvoltă în zona de mai la sud.

Stratigraficeşte aceste două faciesuri sunt sincrone, ceea ce însă le deosebeşte este faptul ca faciesul de Şotrile este forte bogat în Foraminifere, pe când faciesul marginal este cu totul lipsit de ele, cel puţin (în Prahova) după cercetările de până acum. El cuprinde multe Foraminifere în zona marginală a Carpaţilor de la curbura acestora spre Nord.

Lipsa sau raritatea Foraminiferelor benthonice într'un facies şi prezenţa lor în celălalt s'ar putea explica admiţând, ceia ce este un fapt real, condiţiuni de sedimentare deosebite, unul din faciesuri formându-se aproape de coastă, celălalt la o adâncime mai mare a mărei eocene.

Din cele expuse până aici şi din datele stratigrafice ce posed, socotesc faciesul de Şotrile sincron cu faciesul marginal al Eocenului, depuse sub condiţiuni şi factori bionomici deosebite.

Al doilea fapt care rezultă din cele de mai sus este că depozitele de Eocen din regiune reprezintă numai Eocenul cu totul superior, Eocenul mediu şi inferior lipsând. De altminteri, din studiile generale, cunoaştem că Eocenul mediu este desvoltat în România sub un facies mediteran atât la Albeşti, în Dobrogea cât şi în Moldova, unde se găseşte în blocuri remaniat în Miocen, totdeauna cu faciesul de Albeşti.

Eocenul superior din fliş nu pare a ţine de faciesul mediteran ci de

Institutul Geologic al României

un facies nordic identic cu Eocenul superior de la Kressenberg, care se prezintă cu aceleași caractere ca cel din flișul românesc.

Ceia ce s'a separat sub faciesul de Fuzaru al Eocenului socotesc, pe motive pe care le desvolt mai departe, ca aparținând Oligocenului.

2. Oligocenul.

Depozitele oligocene sunt reprezentate în regiunea noastră prin următoarele trei orizonturi stratigrafice:

a) Gresia de Fuzaru.

b) Șisturile menilitice

c) Gresia oligocenă superioară (Gresia de Kliwa).

a) *Gresia de Fuzaru.*

Gresia de Fuzaru a fost separată pentru prima dată ca un facies al Eocenului de d-l I. Popescu-Voiteşti și denumită ast-fel după vârful Fuzaru din jud. Dâmbovița, unde ea are desvoltarea cea mai tipică [1]).

După acest autor, gresia de Fuzaru este alcătuită dintr'o gresie micacee, cenușie sau cenușie vânătă, luând o coloraţie galbenă când este alterată și care trece la partea superioară la slabe conglomerate cuarțoase mărunte. Ea cuprinde și «slabe intercalaţiuni marnoase și conține alocurea foarte numeroase resturi de *Numuliți*, *Assiline*, *Ortophragmine*, *Gasteropode* etc». La partea superioară, după acelaşi autor, această gresie se termină cu marne de diferite culori, acoperite de seria disodilică a Oligocenului.

In regiunea noastră gresia de Fuzaru sau mai exact conplexul gresiei de Fuzaru se găsește reprezentat în câte trei zonele de Paleogen și anume atât pe partea de Nord a cuvetei de Slănic în zona apţian-senoniană, cât și în cei doi Pinteni de Homâriciu și de Văleni. In general complexul de Fuzaru constă dintr'o alternanță de marne și argile vinete și galbene, une ori argiloase cu inpresiuni de frunze și din gresii micacee calcaroase, uneori cu conglomerate mărunte formate din fragmente de cuarț și de roce eruptive și cristaline. In special către partea superioară a seriei, gresiile conglomeratice capătă o desvoltare mai mare formând bancuri de mai mulți metri grosime, în care se fac separări de concreţiuni sferoidale, întocmai ca în gresia de Asău (Athanasiu).

In cuprinsul regiunei studiate lipsesc din ea fosilele pe care le descrie D-l Voiteşti în jud. Dâmbovița. O singură dată, am întâlnit pe valea Chiojdului mare, într'o astfel de concreţiune sferoidală, trei secți-

[1]) I. Popescu-Voiteşti. Contributions à l'Etude du Nummulitique géti-que. An. Inst. Geol. Rom. Vol. III. pe 1910.

Institutul Geologic al României

uni de Numuliţi mici, cari se pot raporta la *Nummulites Boucheri* DE LA HARPE.

Se ştie că această formă de *Numulit* se întâlneşte atât în Eocenul superior cât şi în Oligocenul inferior (stratele de Hoja), astfel că după prezenţa acestor trei exemplare de Numuliţi, cari încă nu ştim dacă nu sunt remaniaţi din strate mai vechi, nu am putea precisa dacă gresia de Fuzaru cu tot complexul ei poate fi trecută la Oligocenul inferior sau la Eocenul superior.

Alte fosile lipsesc, încât pe bază paleontologică nu putem determina vârsta gresiei de Fuzaru. Să vedem, dacă putem face acest lucru pe cale stratigrafică.

In zona cea mai nordică de Paleogen, dealungul marginei Flişului cretacic, gresia de Fuzaru se întâlneşte de obiceiu sub formă de petece, în contact direct fie cu Senonul, fie cu Apţianul, aceasta datorită fenomenelor tectonice. In astfel de condiţiuni e greu de precisat locul gresiei de Fuzaru în seria paleogenă. Dacă însă se face o sinteză a



Fig. 1

Secţiune pe valea Teleajenului între Gura Crasnei şi răsăritul oraşului Vălenii de Munte

e. Eocen marginal; of Complexul de Fuzaru, O Oligocen superior

faptelor disparate, observate în mai multe puncte în lungul acestei zone atunci se obţin lucruri foarte interesante.

Astfel, pe malul drept al Teleajenului, la nord de fabrica de cherestea «Drajna», se constată ca gresia de Fuzaru se reazemă peste Eocenul de Şotrile.

Ceva mai la răsărit de Slonul, pe malul stâng al Drăjnuţei, gresia de Fuzaru este acoperită de silexuri oligocene. Din aceste constatări rezultă că gresia de Fuzaru este cuprinsă între Eocenul superior (de Şotrile) şi diviziunea şisturilor menilitice, cari aparţin în general Oligocenului mediu.

In zona Pintenului de Homorâciu se observă şi mai precis locul gresiei de Fuzaru în scara stratigrafică. Intr'o secţiune dusă prin acest pinten, în valea Teleajenului, în dreptul satului Homorâciu, de la gura

Institutul Geologic al României

părâului Crasna spre Sud, se vede că complexul gresiei de Fuzaru, începe în baza prin șisturi disodilice cu *Meletta crenata* (oligocene) și este acoperită de silexurile oligocene. (Fig. 1, B). Pe valea Teleajenului chiar, acestea sunt laminate pe linia de dislocație de la sudul Pintenului de Homorâciu; ele însă apar pe aceiași linie ceva mai la vest în poziție stratigrafică, deasupra gresiei de Fuzaru. Din această secțiune rezultă neîndoios vârsta oligocenă a acestei gresii.

Aceiaș concluzie rezultă dacă se urmăresc raporturile dintre Eocen și Oligocen în Pintenul de Văleni pe valea Teleajenului, anume la Nord de la podul de lemn Văleni — Valea Gardului. (Fig. 1. A)

Peste depozitele eocene de la gura părâului Porcului, urmează complexul gresiei de Fuzaru reprezentat mai ales prin marne și puține gresii, complex care are în bază șisturi disodilice cu *Meletta crenata* și este acoperit de diviziunea șisturilor menilitice.

Din aceste două secțiuni rezultă clar ca complexul gresiei de Fuzaru este cuprins între strate cu *Meletta crenata* și silexurile oligocene — și se reazemă cu totul, fie peste Eocenul marginal, fie peste Eocenul de Șotrile, în tot cazul peste Eocenul superior. El reprezintă deci Oligocenul inferior și corespunde cu așa numitele strate de Bisericani din Moldova cari se prezintă cu înfățișare petrografică asemănătoare și cu aceiași poziție stratigrafică, între stratele de Tg.-Ocna și diviziunea șisturilor menilitice. Aceste strate au fost deosebite de d-l Prof. ATHANASIU ca diviziunea cea mai inferioară a Oligocenului.

b. *Șisturile menilitice*

Al doilea orizont al Oligocenului este reprezentat prin diviziunea șisturilor menilitice, alcătuite din marne silicioase, din șisturi argiloase foioase cu rozete de gips și cu sulfați de fer, din silexuri negre, etc., în general roce bituminoase având pe suprafață numeroase resturi organice (solzi, oase, schelete de Pești).

De foarte multe ori diviziunea șisturilor menilitice cuprinde intercalațiuni subțiri de gresii și marne, cari fac transiție spre orizontul imediat superior, orizontul gresiei oligocene.

c. *Gresia oligocenă superioară*

Gresia oligocenă superioară (Gresia de Kliwa) ocupă partea cea mai superioară a Oligocenului prezentându-se cu aceleași caractere, bine cunoscute, în toată zona Pintenului de Văleni.

In general Gresia oligocenă este de culoare albă, prezentând deseori bande mai gălbui sau roșcate datorite urmelor feruginoase. Alcătuirea

Institutul Geologic al României

ei este mai mult din grăunțe de cuarț, cuprinde însă și fragmente de alte roci, în special fragmente de roce verzi (Valea Gardului).

De obicei gresia oligocenă alternează cu strate subțiri de marne, șisturi silicioase etc.; rare ori se găsește curată, formând bancuri de mai mulți metri de groase, mai ales spre partea superioară a seriei.

Uneori gresia, datorită bogăției în cuarț, este cu totul albă și prin acțiunea de distrugere a agenților se fărămițează într'un nisip alb fin, curat, alcătuit numai din grăunțe de cuarț, care a fost întrebuințat cu succes la facerea sticlei (Valea Teleajenului, Vitioara).

Oligocenul, prin cele trei orizonturi, ia o parte însemnată la alcătuirea regiunei în toate zonele de Paleogen descrise.

In zona de la marginea sudică a munților înalți, Oligocenul se găsește reprezentat prin cele două orizonturi inferioare, atât dealungul liniei de dislocație care separă Carpații de Subcarpați, cât și în sinclinale peste depozitele cretacice.

De la valea Teleajenului înspre Bâsca, ambele orizonturi se desvoltă foarte mult mai ales în dealurile dintre valea Drăjnuței și valea Bâsca.

In această zonă lipsește gresia de Kliwa masivă, însă sub forma de blocuri am întâlnit-o pe valea Teleajenului, în dreptul satului Chicioreni.

In Pintenul de Homorâciu se întâlnesc tot numai cele două orizonturi inferioare ale Oligocenului, adică complexul gresiei de Fuzaru și diviziunea menilitelor. Lipsește gresia de Kliwa cel puțin până în dreptul Chiojdului mic.

In Pintenul de Văleni avem desvoltate câte trele orizonturile Oligocenului mai ales în partea de la răsărit de Teleajen până la valea Băscei.

Orizontul gresiei de Fuzaru se găsește desvoltat mai ales pe partea de nord a Pintenului de Văleni, pe valea Teleajenului, apoi la fundul Lopatnei și pe valea Băscei, la sud de Chiojdul mic.

Gresia de Kliwa ocupă de obiceiu axele sinclinalelor și prin rezistența ei la acțiunea distrugerei, alcătuește vârfurile cele mai înalte din zona Pintenului de Văleni.

In afară de zona paleogen-miocenă, Oligocenul se găsește desvoltat și în zona miocen-pliocenă, sub forma de Klipe în spinarea masivelor de sare, luând parte la alcătuirea breciei tectonice ce întovărășește aceste masive.

Intre astfel de Klipe, menționăm Klipele de Oligocen de la Scăoși (pe Teleajen), de la Opăriți pe Turburea, de la Apostolache, de la

Institutul Geologic al României

Udrești, de la Matița (pe valea părâului Lutului)[1] și Klipa dela Salcia[2]).

De remarcat este faptul că toate aceste klipe sunt alcătuite din Oligocen și anume din șisturi disodilice bituminoase, cu solzi de *Meletta crenata* și cu rosete de gips. Gresia de Kliwa se întâlnește foarte rar și anume sub formă de blocuri, în spinarea masivului de sare de pe părâul Păcurei, afluent al Părâului Zâmburoaia (GROZESCU, PREDA).

Prezența acestor klipe de Paleogen în zona miocen-pliocenă, dovedește ca aceasta se întinde pe sub depositele acestei zone până la marginea câmpiei și a fost scos de sub depozitele miocen-pliocene grație ridicării masivelor de sare înspre suprafață, cari au antrenat împreună cu brecia lor și rocele Paleogenului.

C. FORMAȚIUNEA SĂREI

Discuțiunile asupra vârstei formațiunei sării în România sunt încă în curs, astfel că în cadrul acestai lucrări, chestiunea aceasta ar trebue să constitue un capitol aparte.

Cum însă majoritatea geologiler sunt de părere că sarea aparține Miocenului inferior și cum cele mai multe argumente pledează pentru această părere, ne ocupăm cu această formațiune aici.

Intr'o publicațiune anterioară[3]) ne-am ocupat în mod special cu formațiunea sării în România, arătând modul de apariție al masivelor de sare și vârsta lor probabilă. Fără să fi rămas absolut fixat la aceia părere și fără putința de a aduce date noui asupra locului sării în seria stratigrafică, socotesc necesar să mai aduc câteva contribuțiuni asupra modului ei prezentare în regiunea studiată, contribuțiuni cari pot servi la discuțiuni eventuale asupra acestei formațiuni.

Prin Formațiunea sării am separat aici, după cum c'a separat și aiurea, masele de sare întovărășite de o puternică brecie tectonică cari apar în toată regiunea din zona Flișului până în marginea câmpiei, dealungul liniilor de dislocație.

Masele de sare au de obiceiu formă de lentile sau forma de lame, ce au eșit din profunzime pe zone anticlinale, ca sâmburi de străpungere printre alte formațiuni, iar în mișcarea lor ascensională au rupt și brecifiat rocele formațiunilor geologice pe care le-au străbătut, formând așa numita brecie a sării.

---

1) H. GROZESCU, I. POPESCU-VOITEȘTI și D. M. PREDA. Asupra prezenței unor Klipe de Paleogen în partea de răsărit a reg. colinelor din jud. Prahova. D. de S. Vol. VII.

2) D. M. PREDA. Reg. Sângeru-Tătaru. Comunicare făcută la Inst. Geol. pe anul 1919.

3) I. POPESCU-VOITEȘTI, H. GROZESCU și D. M. PREDA. Formațiunea cu masive de sare. D. de S. Vol. VII. pe anul 1915—1916.

Institutul Geologic al României

Brecia sărei este formată de argile sărate (argila sărei) în care sunt frământate la un loc două soiuri de roce: pe deoparte blocuri din rocele pe care masivele le străbat (roce paleogene, mediterane, pliocene), pe de altă parte, blocuri de roce sedimentare şi cristaline cari nu se întâlnesc în stratele din imediata vecinătate a masivelor de sare. Acestea sunt reprezentate prin blocuri de roce eruptive (gneiss de Cozia, diabaze, cuarţ), de roce cristalofiliene (micaşisturi, filite, cuarţite) şi de roce sedimentare (calcare cretacice cu *Caprotine, Pteroceras, Belemniţi;* apoi calcarea cu *Amoniţi;* calcarea titonice, gresii verrucanice, etc), blocuri cari ating uneori (Podeni) dimensiuni de mai multe zeci de de metri cubi [1]).

In afară de aceste roce, se mai întâlneşte în spinarea unora din masivele de sare, Paleogen, fie sub formă de lame (Slănic), fie sub formă de insule mai mult sau mai puţin desvoltate (Voiteşti, Preda).

In general blocurile (Klipele) de roce exotice sunt colţuroase, de foarte multe ori însă ele sunt adevărate petrişuri rotunjite (Salcia), ceia ce dovedeşte că, cel puţin în acest din urmă caz, pietrişurile sunt primordial aduse în spinarea sărei pe cale de sedimentaţie şi nu pe cale tectonică.

In ultimul timp, s'au exprimat asupra vârstei două păreri mai însemnate: una susţinută de d-l Macovei, Mrazec, Athanasiu, care atribue sarea Mediteranului şi alta susţinută de d-nii Popescu-Voiteşti, Grozescu şi Preda, care îi atribue o vârstă mai veche decât Paleogenul [2].

Cele mai multe argumente atât locale cât şi de ordin general au fost aduse în sprijinul primei idei, totuşi sunt argumente cari, cel puţin pentru unele masive de sare, ne fac să ne gândim că sarea ar putea fi mai veche cel puţin decât Paleogenul.

Fără a mai relua aceste argumente expuse cu altă ocazie, menţionez două cazuri din regiunea noastră unde acestă din urmă părere pare a-şi găsi un sprijin.

a) In zona flişului cretacic pe versantul de apus al Vărbilăului, la răsărit de Măciucu Bertii, apare în axa unui anticlinal de Senon, cu Apţian brecifiat în ax, un puternic isvor sărat, a cărui existenţă implică neîndoios în adâncime un masiv de sare, cu o poziţie stratigrafică sub depozitele cretacice. Structura geologică a regiunei ar arata că masa de sare este mai veche decât Apţianul marnos (Voiteşti, Preda).

b) Intre Slonul şi Mâneciu Ungureni, se întâlneşte de asemenea un anticlinal de Apţian, în axul căruia orizontul marnos al acestuia este

1) Sabba Ştefănescu. Calcaire de Podeni, Vallée de Lopatna, distr. de Prahova. Bull. Soc. Géol. Fr. 3 ème serie, Tome XXV. Paris 1897.

(2) H. Grozescu, I. Popescu-Voiteşti, D. M. Ppeda. Asupra unor Klipe de Paleogen etc.

Institutul Geologic al României

transformat într'o brecie tectonică, însoțită de gaze, în legătură cu care apar sărături de săruri de Mg și un izvor clorurat. Dacă acestea din urmă sunt legate de existența unui masiv, ceia ce este posibil, apoi cu siguranța că aceasta are o poziție stratigrafică sub apțianul marnos.

In cele mai multe cazuri însă, masivele de sare apar intre depozite miocene și pliocene și uneori au Klipe de Paleogen în spinare. In acest din urmă caz se poate atribui sărei tot așa de bine o vârstă mai veche sau mai nouă decât Paleogenul, condițiunile stratigafice nefiind suficient de clare spre a da loc numai la un singur fel de interpretare a faptelor de observație.

Ori cum, pentru tectonica generală a regiunei, fixarea poziței masivelor de sare are o importanță covârșitoare, căci dacă sarea este legată de Mediteran, atunci se poate vorbi cel puțin de existența unei pânze de șariaj, pânza marginală a Flișului.

In axa Pintenului de Văleni, cam la 2 km. la nord de marginea de sud a acestuia, apar de sub Oligocen, niște marne cu gipsuri. Se înțelege că după vârstă ce se va da acestor gipsuri, Paleogenul Pintenului de Văleni va putea fi socotit în loc sau constituind o pânză de încălecare.

In ceia ce privește răspândirea masivelor de sare, se constată că ele nu au o desvoltare zonară, dar în general sunt legate de unitățile tectonice.

a) In zona Cretacicului, se întâlnesc isvoarele sărate și sărăturile descrise mai sus.

b) In Cuveta de Slănic, nu există nici masiv de sare, nici isvoare sărate.

c) In zona Pintenului de Homorâciu, avem masivul de sare de la Slănic și sărături în axa Pintenului, la răsărit de Homorăciu.

d) In cuveta Drajnei, avem izvoare sărate la Chiojdul mic cari apar în Mediteranul I, și la Posești unde apar în Tortonian.

e) In zona Pintenului de Văleni, avem masive de sare la Valea Gardului și o serie de masive eșalonate la marginea de Sud a Pintenului de Văleni pe valea Verbilăului, apoi la Copăceni, Sărățelul, Zâmburoaia, Aricești etc.

f) In zona subcarpatică numărul masivelor de sare este mai mare și ele apar în special în unele zone anticlinale de Pliocen.

Intre acestea citâm : zona de masive de sare dintre Slavu—Păcureți,—Gornetul Cuib, cari apar de jur imprejurul unui bombement de de Mediteran Helvețian, apoi zona de masive de sare Valea dulce — schela Apostolache — satul Apostolache — Salcia, zona de sare Mireșu — Tătaru, apoi la Udrești etc.

In afară de acestea, sub forma de insule izolate, se mai întâlnesc

Institutul Geologic al României

masive de sare și manifestațiuni saline în numeroase localități, în anticlinale diapire, punându-se în contact cu diferite orizonturi ale Mediteranului sau Pliocenului.

D. MIOCEN

Depozitele miocene joacă un rol însemnat în alcătuirea geologică a regiunei studiate și prezintă o importanță științifică deosebită prin aceia că de timpul formărei lor au fost legate cele mai însemnate cutări ale Flișului Carpaților.

Incă de multă vreme Miocenul era cunoscut sub două diviziuni stratigrafice: una, la partea inferioară formată din depozite lagunare care reprezinta Mediteranul în general și era separată sub numele de Formațiunea salifera și alta, superioară, care reprezenta Sarmațianul. In prima formațiune se cuprindeau toate depozitele de la sfârșitul Oligocenului până la începutul Sarmațianului, inclusiv masivele de sare [1]).

Cercetările mai noui au arătat însă că ceia ce se cuprindea sub numele de „Formațiunea salifera", nu este alcătuită numai din depozite lagunare și ca în ea se pot face o serie de diviziuni stratigrafice în care se descifrează o alternanță de depozite marine și depozite lagunare.

Cel dintâi, d-l Macovei, a arătat că numele de Formațiunea salifera trebue restrâns numai la primul etaj mediteran, cu alte cuvinte că depozite lagunare se întâlnesc numai de la sfârsitul Oligocenului până la Helvețian inclusiv, Tortonianul reprezentând depozite curat marine, datorite unei transgresiuni care a învadat nu numai laguna de la marginea externă a Carpaților, ci și platforma preba'canică, Oltenia, Moldova, Podolia, sudul Rusiei cu regiunile Caucazului și ale Caspicei, etc. [2]) In opoziție cu această idee, d-l Athanasiu a exprimat părerea ca începutul Mediteranului lipsește în Subcarpați și Formațiunea salifera nu reprezintă decât un facies lagunar lateral al Tortonianului [3]).

Intr'o lucrare anterioară publicată împreună cu d l Popescu-Voitești și H. Grozescu [4]) am căutat să sintetizăm toate datele cunoscute cu privire la această chestiune și am ajuns la concluziunea, că ceia ce era considerat ca «Formațiune salifera» în Subcarpații României se poate separa în două și anume: o serie care corespunde Mediteranului în

1) L. Mrazec et W. Teisseyre. Aperçu sur les gisements de sel etc.

2) G. Macovei. Asupra vârstei Formațiunei salifere subcarpatice. D. d. S. Vol. V. pe 1913—1914.

3) Sava Athanasiu. Discuție asupra vârstei Formațiunei salifere în România. D. d. S. Vol. V. pe 1913—1914.

4) D. M. Preda. I. P. Popescu-Voitești și H. Grozescu. Clasificarea Mediteranului în România. Considerațiuni generale asupra vârstei Form. salifere în România. D. d. S. Vol. VII, pe anul 1915—1916. Buc. 1917.

Institutul Geologic al României

general în care se pot distinge mai multe orizonturi stratigrafice marine și lagunare și Formațiunea cu masive de sare pe care am socotit-o mai veche decât Paleogenul în general.

Unele argumente pe cari le am adus pentru o vârstă a sărei mai veche decât Paleogenul, au suferit obiecțiuni foarte serioase și s'au adus argumente noui pentru vârsta mediterană a ei. Totuși până când nu se va cunoaște îndeajuns de clar mecanismul prin care masivele de sare străbat formațiunile geologice, fie paleogene, fie miocen-pliocene, nu ne putem fixa asupra vârstei sărei, de aceia am tratat formațiunile miocene dovedite ca atare, deosebit de masivele de sare.

1. Burdigalian - Helvețian.

Depozitele miocene au o răspândire foarte mare în toată zona de la marginea de sud a munților înalți până în câmpie, desvoltându-se fie în cuvete largi sinclinale (cuveta de Slănic, cuveta Drajnei) fie în anticlinale, unde es de sub depozitele pliocene, fapte cunoscute de mult.

De obiceiu în aceste locuri, din cauza caracterului diapir al cutelor, diferitele etaje și orizonturi ale Miocenului lipsesc prin laminare dealungul liniilor de ruptură, astfel că în aceste cazuri cu greu se poate urmări seria completă a Miocenului. Există însă regiuni clasice unde studiul acestuia se poate face în întregime și anume în cele două cuvete, de Slănic și de Drajna.

Și în aceste cuvete se întâmplă că dealungul liniilor de dislocație ce le separă de Paleogen, să existe laminarea unor dintre orizonturile Miocenului, totuși din cercetarea în întregime a cuvetelor se poate reconstitui un profil sintetic, în care să se urmărească întreaga serie miocenă cu toate orizonturile ei.

a) *Orizontul gipsurilor inferioare.*

In partea cea mai inferioară a Mediteranului se găsește un orizont de marne bituminoase cu gipsuri fără tuf dacitic in ele, care se reazămă peste Oligocen și suportă un orizont al Mediteranului alcătuit din conglomerate. Acest orizont cunoscut de multă vreme sub numele de strate de Cornu (Mrazec), se găsește desvoltat atât pe flancul de nord al cuvetei de Drajna, între Bătrâni și Chiojdu mic, cât și pe flancul de Nord al cuvetei de Slănic. In special la răsărit de Teleajen, acolo unde cuveta de Slănic se termină ridicându-se în aer deasupra Paleogenului, orizontul acesta este complect deschis și atinge o grosime de cel puțin 100 m dacă nu mai mult (Grozescu, Preda).

In restul cuvetei, la Apus de Teleajen, orizontul acesta pe care îl numim orizontul gipsurilor inferioare, se găsește la suprafață

Institutul Geologic al României

numai sub forma de lambouri rămase dealungul liniilor de dislocaţie de la marginea cuvetei.

Acest orizont prezintă o importanţă teoretică deosebită căci ne dovedeşte că după sfârşitul Oligocenului a urmat o fază lagunară, creiată foarte probabil prin ridicarea în masă a zonei paleogene.

Din punct de vedere ipotetic, pentru unii geologi (MRAZEC, MACOVEI), în timpul lui s'au depus şi masele cu sare şi tot atunci au luat naştere rocele bituminoase din care mai târziu s'au format zăcăminte de petrol (MRAZEC).

S'a făcut rezerve asupra acestui fel de a vedea, căci nicăeri nu s'a găsit masive de sare legate de acest orizont. In special în partea terminală de Est a cuvetei de Slănic, unde acest orizont este complect deschis din baza până la partea lui superioară, nu se văd nici mase de sare nici măcar isvoare sărate. Acelaş lucru şi pe flancul de Nord al cuvetei de Drajna, între satul Bătrâni şi Chiojdul mic, unde acest orizont este de asemenea complect deschis din baza lui (Oligocen) şi până la conglomeratele miocene şi nu cuprinde sare sau isvoare sărate.

b) *Orizontul de conglomerate.*

Deasupra orizontului gipsurilor inferioare urmează, în serie stratigrafică, un orizont de conglomerate. Existenţa acestui orizont este cunoscută de asemenea din lucrările d-lui MRAZEC şi TEISSEYRE sub numele de «faciesul conglomeratic al Saliferului» sau de conglomentele de Brebu (MRAZEC).

Conglomeratele sunt alcătuite din roce poligene cuprinzând aceleaşi material care se găseşte în conglomeratele apţiane din culmea Zăganului, ceia ce dovedeşte că ele s'a format pe socoteala acestor depozite, cari se întindeau odinioară ca o cuvertură continuă peste toata regiunea Flişului cretacic.

Orizontul de conglomerate se urmăreşte ca o zonă continuă pe toata bordura nordică a cuvetei de Slănic, de la răsărit la satul Petriceaua (Brebu) până la răsărit de Comuna Cerasu. De aci el se întoarce pe flancul sudic al cuvetei de Slănic, unde se urmăreşte până la apus de valea Teleajenului şi Crasnei.

In cuveta Drajnei, conglomeratele se urmăresc pe marginea ei de nord din dreptul comunei Bătrâni până la Chiojdul mic. Pe flancul ei de sud orizontul conglomeratelor este laminat dealungul liniei de dislocaţie de la nordul Pintenului de Văleni, rămas în profunzime şi nu apare decât pe valea Teleajenului, această vale fiind adânc tăiată în depozitele cuvetei. Sub forma unei insule alungite, dealungul aceleaşi

1) G. MACOVEI. Poziţia stratigrafică şi tectonică a zăcămintelor de sare din România. D. de S. Vol. VII, pe anul 1915–1916.

Institutul Geologic al României

linii se mai întâlnesc conglomerate la Bughile de sus și apoi în diferite puncte, în valea Slănicului și Vărbilăului.

La sud de Pintenul de Văleni există puține locuri unde se întâlnesc conglomerate și anume pe pârâul Zâmburoaia, apoi la Opăriți și în câteva puncte pe pârâul Turburea între Slavu și Păcureți.

Orizontul conglomeratelor salifere prezintă tranziție gradată spre un orizont de gresii și marne de culoare roșcată, cunoscut în literatură sub numele de «faciesul roșu al Saliferului» [1]) orizont care apare întotdeauna unde se ivesc conglomeratele.

După cum am arătat altă dată, împreună cu D-l Voiteşti am întâlnit în baza conglomeratelor și anume chiar la limita inferioară spre orizontul gipsurilnr inferioare, pe pârâul Crasna, la Schiulești, o faună foarte bogată în indivizi de *Pecten* în care am determinat următoarele specii:

Pecten Hörnensis Dép. et. Rom.
Pecten Beudanti Bast.
Pecten pseudeo-beudanti Dép et Rom.

Un al doilea punct fosilifer în conglomerate, cuprinzând aceleași forme, se întâlnește pe pârâul Căcacei la Vest de Mâneciu-Ungureni.

Aceste forme fosile aparțin Burdigalianului superior și Helveţianului inferior și determină pentru rocele în care se găsesc un facies net marin. După prezența lor în conglomerate rezultă că după perioada lagunară în care s'au depus gipsurile inferioare, a urmat o transgresiune marină, fapt care rezultă de altfel și din caracterul conglomeratic al depozitelor.

c) *Orizontul gipsurilor superioare.*

Deasupra orizontului de conglomerate şi orizontului roșu urmează, în continuitate stratigrafică, o serie groasă de depozite marnoase cu intercalațiuni de gresii mai ales la partea superioară, care cuprinde, la diferite înălțimi, gipsuri si tufuri dacitice. Cu alte cuvinte după trasgresiunea conglomeratelor urmează o revenire a fazei lagunare, în care s'au depus gipsurile superioare.

Vârsta acestui orizont este neîndoios helveţiană, căci suportă, în multe locuri, Tortonianul fosilifer.

2) Tortonianul

Tortonianul a fost menționat în regiune cu multă vreme înainte atât la Slănicul din Prahova [2]) cât și în regiunea Ogretin-Mierla-Poseşti [3])

1) L. Mrazec et W. Teisseyre. Aperçu sur les formations....

2 C. D. Pilide. Uber das Neogenbecken nördlich von Ploești. Jahrb. der K. K. geol. R. A., S. XXVII., Wien 1877.

3) W. Teisseyre. Uber die meotische, pontische, dacische Stufe. An. Inst. Geol. Vol. II. pe 1908.

Institutul Geologic al României

unde mai târziu a fost studiat în amănunţime de POPESCU-VOITEŞTI [1].

In excursiunile geologice întreprinse, am avut ocazie să vizitez Tortonianul din ambele localităţi şi să-i urmăresc limita şi raporturile cu celelalte formaţiuni.

La Slănicul din Prahova, Tortonianul ocupă axa a două sinclinale de Helveţian, unul la Nord de masivul de sare, începând din vârful Gorganul (la Nord de Baia Baciului) ce se continuă pe pârâul Zapoda şi pe pârâul Faţa Bordeiului, şi altul la Sud, reprezentat în dealul Râpa roşie şi la Fundul pârâului Cailor (VOITEŞTI, PREDA).

In sinclinalul nordic, Tortonianul se reazămă peste ultimele strate ale Helveţianului (gipsuri şi tufuri dacitice) şi este alcătuit din marne şi gresii cu *Lithothamnium* şi *Spondylus* (Dealul Gorganu), calcare cu *Lithothamnim, Conus, Arca* (P. Zapoda) şi calcare cănchilifere cu *Spondylus* şi *Ostrea* (P. Faţa Bordeiului).

Tortonianul de la Râpa roşie este alcătuit din marne în care se găseşte o foarte bogată faună marină în care se disting scoici de *Corbula gibba, Conus Dujardini, Oliva, Ancillaria glandiformis, Turitella, Pleurotoma,* apoi *Heliastrea* şi nodule de *Lithothamnium.*

In regiunea Cătunu-Mierla-Poseşti, Tortonianul ocupă axa cuvetei Drajnei şi alcătueşte un sinclinal ce se continuă fără întrerupere pe o lungime de aproximativ 8 km., de la Drajna de Sus până la Valea Anei, şi pe o lăţime maximă de 1 km. şi jumătate, în dreptul com. Râncezi.

Tortonianul din această localitate este reprezentat prin argile bariolate vinete şi galbene cu o extraordinar de variată faună, descrisă în amănunte şi figurată de d l. I. POPESCU-VOITEŞTI în opera citată.

In afară de aceste două localităţi, se mai întâlnesc în multe puncte, depozite argiloase bariolate care conţin un amestec de faună tortoniană şi sarmaţiană, depozite pe care le clasăm la Buglovian. Astfel de puncte avem la Muchea Sărei (Zâmburoaia), pe Valea Matiţei, la Nord de Pieptenari şi pe Teleajen, la Scăioşi. Dat fiind că în aceste cazuri, complexul buglovian se reazămă direct peste Helveţian este de presupus că o parte din baza Buglovianului să aparţină la Tortonian.

Din cele relatate până aici rezultă ca Tortonianul are un caracter de mare deschisă, deci începutul lui arată în istoria Mediteranei din cuprinsul Subcarpaţilor, o transgresiune marină, cu alte cuvinte începutul unei noi faze mediterane.

1) I. POPESCU-VOINEŞTI. Date noi asupra prezenţei Tortonianului fosilifer în zona Flişului Subcarpaţilor meridionali. An. Inst. Geol. Vol. VII. pe 1914.

Institutul Geologic al României

3. Sarmaţianul

Partea cea mai superioară a depozitelor miocene este ocupată de depozitele sarmaţiane, în cari se pot deosebi două orizonturi stratigrafice bine distincte: la partea înferioară depozite bugloviane si la partea superioară depozite sarmaţiane propriu-zise.

a) *Buglovian*

Sub denumirea de Buglovian se separă în baza Sarmaţianului o serie de marne şi argile vinete, în alternanţă cu argile roşii şi galbene cu eflorescenţe saline şi uneori cu intercalaţiuni de gipsuri (Cuibu), în care se găseşte un amestec de fosile marine — tortoniane — şi fosile de apă salmastră — sarmaţiane.

In regiunea studiată, aceste strate au fost separate în acelaşi timp şi de mine împreună cu d-nii Voiteşti şi Grozescu şi de Botez.

Acesta din urmă a şi publicat o notiţă însoţită de o secţiune geologică, în care dă o descriere a acestui orizont între Pârâul Matiţa şi Râpa Bufnei, la nord de Păcureţi [1]). Resturile de fosile, întâlnite în stratele bugloviane sunt reprezentate între altele prin: *Pleurotoma Döderleini* Hoernes, *Ervilia trigonula*, *Bulla truncata*, *Bulla Lajonkajreana* Bast. *Cerithium pictum* Bast., var. *Stefănescui*, *Buccinum*, *Cerith. rubiginosum*, etc. In afară de acestea, se întâlnesc în ele uneori *Corbula gibba*, *Polipieri*. (Muchea Sărei, Chiojdeanca). Amestecul de faună tortoniană şi sarmăţiană îndreptăţeşte separarea depozitelor cari o cuprind ca un orizont de tranziţie între Sarmaţian şi Tortonian.

După cum am arătat, când am vorbit despre Tortonian, faptul că une ori depozitele bugloviane se reazemă direct peste Helveţian, ne îndreptăţeşte să presupunem că în baza Buglovianului trebue să fie reprezentat şi Tortonianul. De altminteri uneori asemănarea petrografică între Tortonian şi Buglovian este aşa de complectă, că dacă n'ar exista fosile caracteristice ar fi peste putinţă să ştim dacă avem de a face cu una sau alta din formaţiuni.

Depozitele bugloviane au o răspândire destul de însemnată în cuprinsul regiunei. Astfel ele formează o zonă continuă sub cuveta Şoimarilor de la Opăriţi până la Nord de Salcia; de asemenea el este foarte desvoltat la Gornetul Cuibu, împrejurul masivului de sare din această localitate, apoi în malul stâng al Teleajenului la Scăioşi şi pe pârâul Lopatna la sud de Matiţa (Voiteşti, Grozescu, Preda).

---

1) G. Botez. Comunicare preliminară asupra Miocenului din regiunea Păcureţi—Matiţa—Apostolache. D. de S. Vol. VII pe anul 1915—1916. Buc. 1917.

Institutul Geologic al României

b) *Sarmațianul propriu-zis.*

Sarmațianul propriu-zis se prezintă cu o desvoltare foarte mare în toată zona mio-pliocenă de la sudul Pintenului de Văleni, sub două faciesuri petrografice șincrone: unul în partea de nord a regiunei și altul în partea ei de sud, separate printr'o linie cu direcția V—E ce trece aproximativ pe la sud de Gornetul Cuibu, pe la sud de Apostolache și de acolo se continuă spre Răsărit dealungul văiei Cricovului Sărat.

In zona de la nord de această linie, Sarmațianul este reprezentat prin gresii, uneori conglomerate verzi (Salcia) în care se întâlnesc fosile ca *Mactra podolica*, *Cardium obsoletum*, *Tapes gregaria*, *Cerithium pictum*, *rubiginosum* etc; la sud de linie' faciesul gresos este foarte puțin reprezentat, în schimb este înlocuit prin calcare organogene formate din îngrămădiri de scoici între cari se disting: *Mactra podolica*, *Mactra truncata*, *Cerithium*, *Donax lucida*, *Solen subfragilis* și mai ales numeroase tuburi de *Serpule* (Grozescu, Preda).

Cele două faciesuri, dat fiind raporturile lor cu formațiunile subjacente, trebuesc cosiderate ca faciesuri sincrone heteropice, depuse în condițiuni de sedimentare și sub condițiuni bionomice deosebite.

E. PLIOCEN.

Depozitele pliocene sunt desvoltate mai cu seamă în regiunea cuprinsă între Câmpie și limita sudică a Pintenului de Văleni. In zona paleogen-miocenă, ele se găsesc numai sub forma de petece izolate, rămase ca mărturii cari dovedesc ca lacul pliocen se întindea mult mai la nord decât Pintenul de Văleni, probabil până la marginea Flișului cretacic.

Depozitele pliocene sunt reprezentate prin cele 4 subetaje cunoscute și anume Meoțian, Ponțian, Dacian și Levantin.

1. Meoțian.

Caracterele petrografice și paleontologice al Meoțianului au fost deja fixate în numeroase publicațiuni anterioare, încât ne rămâne foarte puțin de spus asupra lui.

In general, Meoțianul este reprezentat prin depozite de apă dulce marne, nisipuri și argîle. In repartizarea acestora, se constată că, în general, la partea inferioară, predomină depozite nisipoase, gresoaze și calcare, cu fosile de apă sălcie, iar la partea superioară depozite argiloase și marnoase cu fosile de apă dulce.

Din cauză cutărilor intense pe cari le-a suferit regiunea pliocenă

Institutul Geologic al României

și caracterul diapir al cutelor, cu greu se poate urmări o secțiune complectă în depozitele meoțiane, ca de altfel în toate formațiunile cuprinse în zona acestui tip de cute. Cea mai complectă secțiune în depozitele meoțiane, am înălnit-o în satul Tătăru, la fundul Părâului Budureasca (P. Tare) unde, începând de jos în sus, Meoțianul prezintă următoarea succesiune petrografică și paleontologică:

a) In bază, o serie groasă de gresii verzui, nisipuri mobile si marne vinete compacte cu *Helix, Limnaea, Planorbis* și *Congerii mici.* Peste acestea urmează;

b) Marne albastre nefosilifere de circa 20 m.

c) Nisipuri și gresii de vre-o 3 m. grosime cu *Neritina Grateloupiana, Congeria carinata,* etc.

d) Alternanță de nisipuri calcaroase cu gresii în strate subțiri și marne vinete cu *Neritine, Congerii, Unionizi mari.*

e) Bancuri groase de calcare și gresii oolitice cu *Dosinia exoleta*

f) Marne cu *Ostracode.*

g) Marne vinete albastrui micacee și argile plastice cu o grosime de 70—80, m cu o foarte bogată faună de *Unio, Hydrobia,* peste cari urmează nisipuri cu stratificație torențială;

h) Un banc de 1/2 m. grosime de calcare cu *Congeria novorosica.*

Imediat peste acesta urmează marne pontice cu *Cardiacee.*

Dacă se urmărește răspândirea Meoțianului în cuprinsul regiunei și raporturile lui cu depozitele de desubt, se constată următoarele:

In regiunea din vecinătatea Câmpiei, Meoțianul se găsește în continuitate de sedimentație peste Sarmațianul cel mai superior. Astfel stau lucrurile în împrejurimile localităților Cuibu, Gornetu, apoi în localitățile Sângeru, Tătaru, Călugăreni, etc.

In cuveta din Șoimari, Meoțianul se reazămă transgresiv peste Buglovian. El începe aci cu gresii, nisipuri și cu un conglomerat de roce verzi în care sunt cimentate și blocuri fosilifere din orizontu superior al Sarmațianului. Acest fapt a fost relevat pentru prima dată de Botez pentru regiunea Matița [1] și recontrolat de mine și Grozescu în toată cuveta Soimarilor până la Nord de satul Salcia.

Aceasta dovedește că pe când în zona din vecinătatea câmpiei, sedimentarea s'a făcut încontinu între Sarmațian și Meoțian, în zona cuvetei Soimarilor a urmat o perioadă continentală între Sarmațian și Meoțian, în care timp orizontul superior al Sarmațianului a fost denudat.

Cu alte cuvinte instalarea lacului meotic aici s'a făcut ceva mai târziu, adică am avut o transgresiune a acestui lac de la Sud înspre

1) G. Botez. D. de S. Vol. III.

Institutul Geologic al României

Nord. Probă despre aceasta ar fi și faptul ca Meoțianul începe aici cam cu stratele orizontului(c), din secțiunea precedentă.

Mai spre Nord, Meoțianul se găsește transgresiv și discordant peste Mediteran la Opăriți, Posești, Aricești (VOITEȘTI, GROZESCU, PREDA).

Meoțianul din această parte este reprezentat numai prin nisipuri și marne cu *Unionizi*, *Hydrobia* și calcara bituminoase de apă dulce cu *Planorbis* (Vf. Mierla, P. Stupinei etc., la Posești), cu alte cuvinte sub un facies cu totul de apă dulce. Se pune întrebarea dacă aceste depozite din partea nordică (zona paleogen-miocenă) reprezintă un facies al Meoțianului, în sensul de facies panonic (TEISSEYRE), sincrone cu tot Meoțianul din sudul regiunei, sau reprezintă numai orizonturile cele mai superioare ale Meoțianului, care și în această parte este reprezentat numai prin depozite cu fosile de apă dulce. După părerea mea, Meoțianul de apă dulce din regiunea flișului din această parte cum și din basinul meoțian de la Comănești, ar reprezenta numai orizonturile cele mai superioare ale acestui subetaj, cu alte cuvinte lacul meotic care înainta de la Sud înspre Nord, a atins regiunea cuvetei Șoimarilor în Meoțianul mijlociu, iar regiunea Flișului, tocmai în Meoțianul superior.

2. Ponțianul

Ca și depozitele meoțiane și cele ponțiane sunt bine desvoltate mai ales în regiunea miocen-pliocenă dela Sudul Pintenului de Văleni La nord de acest pinten, Ponțianul se găsește împreună cu Dacianul și Meoțianul, în două localități, în dealul Prăjanilor, la răsărit de com. Vârbilău și pe partea de nord a Pintenului de Văleni, în regiunea satului Posești.

In general Ponțianul este alcătuit din depozite marnoase și nisipuri, cari cuprind fosile mai importante: *Cardium Lenzi*, *Steindachneri*, etc., apoi *Congeria rhomboidea*, *Dreissensia corniculata*, *Dreissensomya aperta*, *Phyllocardium*, iar între Gasteropode, *Valenciennessia annulata*, *Vivipara Neumayri* etc.

In repartizarea depozitelor marnoase și nisipoase ale Ponțianului se constată o oarecare regularitate în legătură cu vecinătatea țărmului lacului ponțian și de sigur și cu adâncimea acestui lac. Astfel la Nord, în regiunea paleogen-miocenă, Ponțianul din dealul Prăjanilor și din împrejurimile satului Posești este alcătuit numai din depozite nisipoase sau nisipuri argiloase cu o extraordinar de bogată faună de Cardiacee și Vivipare.

Mai la sud într'o zonă mijlocie a regiunei, cuprinsă la nord între Pintenul de Văleni și la sud până la linie Gornetul-Cuib-Tătaru, Ponțianul

Institutul Geologic al României

este alcătuit din două orizonturi petrografice: unul inferior format exclusiv din marne și altul superior, în care se întâlnesc nisipuri.

In partea cea mai sudică a regiunei, în apropierea Câmpiei, Pontianul este alcătuit numai din marne de la partea inferioară până la partea cea mai superioară. Chiar Dacianul inferior din această parte este marnos.

Din această simplă constatare rezultă două fapte și anume; pe deoparte că în apropierea coastei lacului pontian se depuneau nisipuri în timp ce la oarecare distanță de țărm se depuneau marne; pe de altă parte, că începând de la partea inferioară către partea superioară, nisipurile încep a se desvolta în dauna marnelor și aceasta tot de la nord spre sud.

Această desvoltare a nisipurilor în dauna marnelor, făcută progresiv de la nord la sud, ne dovedește schimbări în condițiunile de adâncime ale lacului pontian, schimbări cari par a se fi făcut în sensul umplerei basinului, deci micșorare continuă a adâncimei lacului.

3. Dacianul.

Fenomenele de repartiție al faciesurilor petrografice, în legătură cu apropierea țărmului și scăderea adâncimei, constatate în timpul existenței lacului pontian se pot urmări și în timpul existenței lacului Dacian.

Dacianul este reprezentat prin pietrișuri, nisipuri și marne, și cuprinde la partea superioară și intercalațiuni de cărbuni cari ating o grosime maximă de 1—1,20 m. la sud de Tătaru-Călugăreni.

In general, în partea de nord a zonei miocen-pliocene, Dacianul este alcătuit din nisipuri la partea inferioară și pietrișuri cu nisipuri la partea superioară (cuveta Șoimarilor). In sudul zonei, Dacianul este format din marne la partea inferioară și din nisipuri la partea superioară (la sud de Tătaru-Călugăreni).

In aceasta din urmă zonă din vecinătatea Câmpiei, în baza Dacianului marnos, se constată chiar un amestec de faună de Cardiacee pontice cu forme de Prosodacne daciane.

Această repartizare zonoră a nisipurilor, marnelor și pietrișurilor daciane, nu poate fi pusă în legătură decât tot cu vecinătatea țărmului lacului dacian și cu adâncimea descrescândă a acestuia în timpul existenței lui.

Chiar în desvoltarea stratelor de lignit se constată că grosimea lor nu este aceiași în tot cuprinsul Dacianului, căci ele lipsesc sau se reduc la lentile neînsemnate în partea de nord, formează strate subțiri în zona mijlocie (Matița) și ajung să formeze mai multe intercalațiuni uneori până la 1.20 m. grosime în partea sudică a regiunei, la Călugăreni, Tătaru, Malul Roșiu.

Institutul Geologic al României

In ce privește transgresiunea lacului dacian spre nord peste limitele Pontianului, ca nu se constată nicăeri. Dacianul ia contact în discordanță angulară cu depozite mai vechi numai dealungul liniilor de dislocație și acolo discordanța Dacianului este datorită numai fenomenelor tectonice. Din contră, analiza petrografică a depozitelor daciane și modul lor de răspândire, ne conduc mai repede la concluziunea că lacul Dacian a fost și mai mic ca întindere (înspre nord) și mai puțin adânc decât lacul Pontian, iar separarea lui de Pontian trebuie făcută numai după caracterul faunei (apariția și desvoltarea Psilodonților, Unionizilor etc.), deosebită de aceia a Pontianului, datorită foarte probabil, adâncimei mai mici a lacului dacian și îndulcirei treptate a apelor lui.

4. Levantinul

Depozitele levantine sunt reprezentate printr'o alternanță de marne, nisipuri și pietrișuri de cele mai multe ori cu stratificație torențială care arată caracterul lor de depozite fluvio-lacustre, formate în ultima fază a umplerei lacului pliocen.

In general rocele cari alcătuesc pietrișurile levantine provin din remanierea Flișului, Miocenului și chiar Pliocenului (fragmente din fosilele daciane si roce fosilifere din Meoțian)

In baza Levantinului, mai ales în vecinătatea Câmpiei, se întâlnesc multe nisipuri în alternanță cu strate și bancuri de o argilă neagră plastică, un fel de nomol sapropelic cu *Helix*, *Planorbis*, *Limnaea*.

Aceste argile sunt foarte caracteristice și în lipsa de fosile, ele pot servi ca fosil conducător pentru separarea Dacianului de Levantin.

De obiceiu această separare este foarte greu de făcut. In unele cazuri, ea se poate face după fosile și anume după stratele cu *Bifarcinata*, cari se întâlnesc la limita dintre Dacian și Levantin; în alte cazuri chiar Levantinul este fosilifer și cuprinde în baza lui Unionizi sculptați și Vivipare caracteristice.

Când Levantinul nu cuprinde fosile, limita dintre Levantin și Dacian este aproape imposibil de făcut pentru că asemănarea petrografică între ele e completă și sedimentațiunea continuă. Dacă întâmplător se găsesc stratele de lignit din partea superioară a Dacianului, limita stratigrafică între cele două subetaje poate fi luate la aceste strate, ele rămânând Dacianului.

De obiceiu Levantinul este concordant peste Dacian : sunt cazuri însă, când pare că el transgresează peste Dacian sau peste alte formațiuni pliocene sau mai vechi.

Astfel, pe partea stângă a Cricovului, între Gornetul Cricov și Udrești, Levantinul este transgresiv peste formațiuni mai vechi pliocene și miocene (VOITEȘTI, GROZESCU, PREDA).

Institutul Geologic al României

Este mai probabil însă că aici avem de a face cu o transgresiune aparentă, datorită fenomenelor tectonice, fenomene caracteristice și frecuente în regiunile cu cute diapire.

De altmintrelea, în regiunea studiată, se întâlnesc numeroase exemple care arată discordanțe ale Levantinului față de depozite mai vechi. Astfel pe tot lungul liniei de dislocație de la P. Sărățelul (Valea Dulce)-Apostolache, Levantinul se reazămă pe masivul de sare; între Măgurele și Păcureți el se reazămă peste Mediteranul I, iar în partea de Nord a Cuvetei Șoimarilor, chiar peste Paleogen (GROZESCU).

In toate aceste cazuri, aparițiunile de Levantin peste depozite mai vechi sunt neîndoios provocate pe cale tectonică și au loc pe linii de dislocație.

Depozitele levantine fiind cele mai noui din regiune, se vor întâlni numai în sinclinale, în special ele sunt foarte desvoltate în partea de Sud a regiunei colinelor, unde, cu o inclinare slabă spre Sud, se bagă sub depozitele câmpiei.

Cu depozitele levantine se închee istoria geologică a lacului pliocenic, istorie care ține de la sfârșitul Sarmațianului până la începutul Cuaternarului.

Pliocenul, prin Meoțianul inferior, a început printr'o transgresiune marină care pare a fi atins extensiunea maximă în Meoțianul superior, când lacul se întindea și peste Palaogenul Flișului Pintenului de Văleni și peste Miocenul Cuvetei Drajnei.

De la sfârșitul Meoțianului, lacul pliocen a început a fi umplut cu depozite și totodată adâncimea lui pare a fi scăzut treptat, treptat, ceia ce se vede în modul de repartizare al faciesurilor petrografice, în succesiunea stratigrafiică. Umplerea lacului pliocen a avut loc în Levantin, când s'a format pietrișurile fluvio-lacustre.

Pe măsura ce se făcea umplerea lacului pliocen, a avut loc și o îndulcire treptată a apelor lui, ceia ce rezultă neîndoios din succesiunea faunelor pliocene, lucru de altminteri cunoscut de multă vreme.

F. CUATERNAR.

Cu începutul Cuaternarului, prin umplerea lacului pliocen și retragerea apelor lui spre răsărit, regiunea colinelor subcarpatice a fost transformată în uscat, astfel că a putut să se instaleze pe ea rețeaua hidrografică care distrugea și transporta materialul dela munte înspre sud către basinul Dunărei, care tocmai atunci luase ființă.

Din această cauză, depozitele cuaternare sunt reprezentate numai prin depozite de aluviuni, cari urmăresc cursul apelor sub formă de terase și prin depozite de loess, desvoltat fie pe unele din terase fie pe versantul de sud al colinelor cari fac trecerea spre câmpie.

Institutul Geologic al României

In general depozitele aluvionare sunt reprezentate în două terase diluviale, iar aluviunile moderne ocupă albia majoră a apelor curgătoare.

La râurile mari, Teleajenul, Vărbilăul şi Cricovul, se deosebesc două terase diluviale: o terasă veche probabil cuaternară inferioară şi alta mai nouă formată ceva mai înainte de depunerea loessului, adică cam în Cuaternarul mijlociu.

Terasa sau terasele superioare sunt alcătuite din pietrişuri degradate, în general de culoare roşcată, iar terasa inferioară din pietrişuri cari suportă pe ele un strat de lehm (loessoid), a cărui grosime creşte dela munte înspre câmpie.

Din studiul răspândirei teraselor şi desvoltarea lor în cursul râurilor rezultă două fapte de un ordin cu totul general şi anume:

1. Altitudinea teraselor deasupra cursului râului creşte dela câmpie spre munte, cu alte cuvinte ele se desfăşoară în plan vertical, în forma de evantaliu cu deschiderea spre munte.

In adevăr dacă urmărim terasele pe oricare din cursurile râurilor mari, în special pe Teleajen, unde ele sunt mai complecte şi mai bine desvoltate, constatăm că în regiunea Măgurele, la eşirea Teleajenului din zona colinelor, terasa inferioară are o altitudine de 10—20 m. şi teresa superioară de 40—60 m deasupra cursului actual, pe când în partea nordică în dreptul comunei Mâneciu Ungureni, terasa inferioară are o altitudine de 40—100 m iar terasa superioară se ridică la 200 — 300 m deasupra cursului actual al Teleajenului.

Acest fenomen se explică prin erosiunea mai puternică în regiunile nordice, datorite ea însăşi la mişcări de ridicare a Carpaţilor şi Subcarpaţilor, efectuate în timpul Cuaternarului, mişcări a căror intensitate creştea înspre Nord.

2. In ce priveşte repartizarea actuală a teraselor se constată că la râurile mari ele au o desvoltare foarte mare pe partea dreaptă a lor şi lipsesc sau sunt cu totul reduse pe partea lor stânga.

Mai mult, se constată că pe aceiaşi parte (dreapta), terasele superioare se întind cu mult mai mult spre apus decât terasele inferioare.

Din aceste fapte de observaţie rezultă în mod ne îndoios, că cursurile râurilor mari, Vărbilăul, Teleajenul şi Cricovul, s'a deplasat în continu spre răsărit, deplasare ce a avut loc dela începutul Cuaternarului şi până în timpurile actuale.

Fenomenul acesta rezultă şi din repartizarea afluenţilor secundari ai râurilor principale, cari, la toate aceste râuri, sunt foarte desvoltaţi pe partea dreaptă şi sunt foarte reduşi sau chiar lipsesc pe partea stângă, astfel că cumpăna a apelor între râurile principale este asimetrică şi deplasată mult în spre vest.

In multe părţi se constată chiar fenomene de captare, făcute de

Institutul Geologic al României

afluenții secundari ai celor trei râuri mari, și anume de afluenții râului dela răsărit în dauna celui de apus.

Intre altele putem cita două astfel cazuri de captare, cari din acest punct de vedere sunt foarte concludente, întâmplate între afluenții Cricovului și afluenții Teleajenului.

a) La marginea sudică a Pintenului de Văleni, Teleajenul are pe stânga un afluent, părâul Vitioara, format din două părae, unul nordic (Valea Gardului) ce vine din Pintenul de Văleni și altul sudic, care izvorește dinspre lacul Vitioara, la răsărit de Copăceni.

Intre malul Teleajenului și satul Opăriți, se urmărește o terasă cuaternară mijlocie bine desvoltată a cărei altitudine crește în continuu cu cât se înaintează spre răsărit, astfel că ea are un maximum de altitudine la biserica din Opăriți. Modul de prezentare al terasei dovedește că ea a fost făcută de un părâu care curgea dela Opăriți spre Teleajen (Vitioara).

Actualmente se constată, că un afluent al Cricovului, Turburea, și-a întins prin eroziune regresivă basinul de alimentație până la Opăriți a captat apele ce curgeau spre Teleajen și culmea despărțitoare între ape s'a deplasat la vest, fiind ocupată de lacul Vitioara care în timpul apelor mari are scurgere atât în spre Cricov și spre Teleajen.

b) Un al doilea exemplu, observat împreună cu D. Popescu-Voiteşti și Grozescu se constată ceva mai la sud tot între Teleajen și Cricov.

Dacă se urmărește terasa superioară dela Sud de șesul Bălțeștilor, se constată că în partea ei de răsărit are o ușoară înclinare spre Cricov, iar partea de apus, spre Teleajen, ceiace dovedește că această terasă se datorește la două părae ce curgeau unul spre Teleajen și altul spre Cricov. Cumpăna lor se găsea, la începutul Cuaternarului, mult la răsări de Podenii vechi.

Urmărindu-se terasa inferioară (șesul Bălțeștilor) se constată că limita despărțitoare a apelor dintre Cricov și Teleajen este deplasată cu mult la vest față de vechea cumpănă de ape, cam la $1\frac{1}{2}$ Km. la răsărit de Satul Măgurele, de unde șesul înclină ușor spre Cricov.

Această deplasare a cumpenii apelor spre apus între Cricov și Teleajen, din Cuaternarul superior până în cel mediu, deplasare care se continuă și astăzi, este datorită faptului că Cricovul se găsește mult mai scoborât în altitudine decât Teleajenul. Astfel, pe același paralel de alungul șesului Bălțeștilor, Teleajenul se găsește la altitudinea de 220 m (Măgurele), pe când Cricovul se găsește la 160 m (gura părâului Lopatna); cu alte cuvinte există între cele două râuri o diferență de altitudine de 60 m.

Această diferență explică îndeajuns, înaintarea regresivă a afluen-

Institutul Geologic al României

ţilor de pe dreapta Cricovului spre vest în dauna afluenţilor Telcajenului din această parte.

Fenomenul descris mai sus este general pentru toată regiunea studiată şi dovedeşte neîndoios, că în regiunea colinelor studiate de noi, a existat dela începutul Cuaternarului şi până astăzi o scoborâre a părţei ei de răsărit.

II. TECTONICA REGIUNEI.

După cum am amintit încă dela începutul acestei lucrări, regiunea studiată a încercat mişcări tectonice aproape continue din timpul Cretacicului inferior şi până la începutul Cuaternarului, mişcări cari au schimbat raporturile dintre formaţiunile geologice, dându-le înfăţişarea sub care ele se prezintă astăzi.

Spre a ne putea da seama de tectonica regiunei, este nevoe să precizăm raporturile actuale dintre formaţiunile geologice şi din faptele constatate să căutăm să descifrăm mecanismul schimbărilor pe cari formaţiunile le-au încercat, căutând în acelaş timp să determinăm momentele geologice în care mişcările tectonice au avut maximul de intensitate.

Inainte de aceasta, e necesar să vedem care au fost până acum ideile geologilor asupra acestei chestiuni, cel puţin întru atât cât ele se raportă la regiunea studiată de noi.

Numărul acestor lucrări este relativ restrâns şi ele sunt datorite d-lor MRAZEC, TEISSEYRE şi I. POPESCU-VOITEŞTI, cari încercând să descifreze tectonica Carpaţilor româneşti, au pus o serie de probleme tectonice şi au dat soluţiuni potrivite cunoştinţelor căpătate în studiile geologice de până atunci.

Prima lucrare cu totul generală asupra Tectonicei României datează din anul 1907 şi este datorită d lor MRAZEC şi TEISSEYRE.[1])

Lăsând la o parte unităţile tectonice care nu ne interesează şi ocupându-ne numai de cele ce în generalitatea lor se raportă şi la regiunea studiată de noi, găsim că autorii disting pentru Flişul şi Subcarpaţii Munteniei două zone principale şi anume:

a) Zona gresiei carpatice sau zona Flişului carpatic, şi

b) Zona subcarpatică.

a) In zona Flişului, privită dintr'un punct de vedere cu totul general, se disting 3 zone de constituţie petrografică deosebită.

O zonă internă formată mai ales din strate cretacice,

1) L. MRAZEC şi W. TEISSEYRE. Esquisse tectonique de la Roumanie etc. Congrès international du Pétrol Buc. 1907.

Institutul Geologic al României

O zonă mediană constituită din stratele gresoase ale Eocenului mediu și poate și Eocen inferior, și

O zonă externă în care nu se găsește decât Oligoecenul și Bartonianul, înțelegând totuși că în fiecare din aceste zone ale Flișului se găsesc apariții de roce atât mai vechi cât și mai noui decât cele caracteristice fiecărei zone.

Fiecare din aceste zone încalecă peste zona care îi este exterioară, astfel că fascicole de cute de strate mai vechi încalecă peste formațiuni mai tinere. De asemenea zona marginală a Flișului încălecă peste formațiunile regiunei subcarpatice, astfel că bordura Flișului poate fi considerată ca o linie de încălecare.

Acest fenomen are maximum de intensitate la curbura Carpaților.

b) Zona subcarpatică se găsește la marginea externă a Flișului și se prezintă în lungul ei cu deosebite aspecte tectonice.

In regiunea noastră (regiunea III-a subcarpatică) se constată pe de o parte detașarea din zona Flișului a Pintenului de Văleni, în prelungirea căruia la vest, apar insule paleogene eșalonate până la vest de Prahova, pinten care prinde la nord, între el și zona Flișului, golful miocen de Slănic, pe de altă parte zona dela sud de acest pinten este ocupată de cute post pliocene, caracterizate prin cute cu sâmbure de străpungere și cu tectonică specială de discordanțe tectonice frequente, încălecări, decroșări orizontale, alunecări în culise, etc.

In anul 1911, D-nii Mrazec și I. Popescu-Voiteşti într'un studiu asupra tectonicei Carpaților[1]) ocupându-se în special de zona Flișului carpatic în tot lungul ei, din Bucovina de nord și până în Carpații meridionali, au arătat prezența în structura acesteia a mai multe pânze, pe care după materialul din care sunt constituite le-au împărțit în două, pânze interne al căror material este exclusiv de origină carpatică și pânze marginale în compoziția cărora se găsesc numeroase elemente străine Carpaților, provenind din prelungirea vorlandurilor acestora, din Dobrogea (catena chimerică-variscă) și podișul prebalcanic, Platforma podolică și Sudeți.

In grupa pânzelor interne autorii au deosebit:

a. **Pânza conglomeratelor de Bucegi,** care după aceiași autori ar fi reprezentată în regiunea noastră la isvoarele Teleajenului, unde majoritatea insulelor de calcar jurasic-neocomian nu sunt altceva decât Klipe mari împinse pe linia de încălecare a acestei pânze[2]).

1) L. Mrazec și I. Popescu-Voiteşti. Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului. An. Inst. Geol. Vol. V. pe anul 1911—12 Buc. 1913.

2) L. Mrazec și I. Popescu-Voiteşti. Câteva date noi asupra Klipelor carpatice. D. de S. Vol. III pe 1911 pag. 11 Buc. 1912.

Institutul Geologic al României

Autohtonul acestei pânze este reprezentat prin stratele de Sinaia și prin stratele de Comarnic.

b) **Pânza gresiei de Siriu,** este constituită din faciesul gresos al Cretacicului superior, probabil Cenoman peste care s'a păstrat rar câteva petece de marne roșii senoniane și gresii numulitice.

Această pânză a alunecat peste stratele de Sinaia și de Comarnic care se găsesc îngrămădite și strivite la fruntea pânzei.

c) **Pânza marnelor roșii senoniane** începe la vest din valea Dâmboviței și se continuă până la răsărit de Slonu. Ea este alcătuită din marnele roșii senoniane și suportă în spinare Numuliticul de tip. «Șotrile», șisturi disodilice și cuveta de Slănic.

Autohtonul acestei pânze este format de pânza gresiei de Fuzaru care apare de sub pânza marnelor roșii senoniane în ferestre mici și mari pe două zone de solzi care corespund în general cu marginele cuvetei de Slănic și anume, o zonă nordică ce trece aproximativ prin Cucuteni-Bezdeadu-Șotrile-Bertea-Măneciu-Slonu și alta sudică ce trece, aproximativ prin Pucioasa-Fuzaru-Breaza de jos-Cornu-Cosmina-Vărbilău-Homorâciu-Drajna de Sus.

d) **Pânza gresiei de Fuzaru** este cea mai inferioară din pânzele interne și este alcătuită din Eocen mediu și Eocenul superior (gresia de Fuzaru). Marginea sa externă incalecă fie peste Saliferul autohton (fereastra de Chiojdu) fie peste pânza marginală în tot lungul arcului Carpatic, dela gura Teghi înspre răsărit.

Pânzele marginale, după aceiași autori, au o desvoltare cu mult mai mică.

e) **Pânza marginală alcătuită** din Eocen marginal și Oligocen, are o desvoltare mai mare dela curbura Carpaților înspre răsărit și nord Autohtonul ei este format din Saliferul Miocenului inferior. In Moldova, pe valea Oituzului, ea se întinde până sub gresia de Siriu dincolo de frontiera Transilvaniei ; în Carpații meridionali însă, extremitatea sa de apus descinde în Subcarpați — Pintenul de Văleni — și între Valea Teleajenului și Valea Prahovei se reduce la klipe înfășurate în Saliferul autochton. (Mrazec și Teisseyre).

f) **Pânza pericarpatică** nu se găsește reprezentată în Carpații meridionali, ci numai în Carpații orientali dela curbura acestora până în Galiția răsăriteană.

Despre prezența acestei unități tectonice în jud. Bacău, ne-am ocupat în altă lucrare, astfel că nu vom reveni de data aceasta asupra ei[1]).

Am rezumat mai pe larg lucrarea d-lor Mrazec și Popescu-Voi-

[1]) D. M. Preda. Geologia regiunei subcarpatice din sudul jud. Bacău. An. Inst. Geol. Vol. VII. pe anul 1915. Buc. 1917.

Institutul Geologic al României

TEȘTI asupra structurei Flișului carpatic, întrucât ea este aproape singura care se ocupă cu o astfel de sinteză și întrucât interesează în chip deosebit structura tectonică a regiunei cu care ne ocupăm în studiul de față.

Dela început țin să menționez că modul de a vedea al autorilor precedenți, adică interpretarea în pânze a Flișului carpatic și deci și a Flișului din regiunea noastră, nu se acordă cu structura relativ simplă a acestei regiuni.

Datele pe cari autorii s'au bazat pentru astfel de concepții sunt în parte necomplecte, din lipsa unor cartări mai amănunțite, iar pe de altă parte din interpretarea ca faciesuri deosebite, sincrone, a unor formațiuni, cari de fapt reprezintă orizonturi stratigrafice.

Acelaș fapt a fost arătat de d-l S. ATHANASIU și de d-nii GH. MAȚOVEI și I. ATANASIU pentru Moldova, unde structura tectonică simplă a Carpaților nu lasă loc pentru interpretarea în pânze a formațiunilor geologice.

In regiunea studiată de noi se deosebesc două mari unități tectonice: una corespunzând munților înalți, alcătuită mai ales din depozit, cretacice—zona Flișului cretacic—și alta la sud de această din urmă—zona colinelor subcarpatice—care se întinde până la câmpie.

In această din urmă se pot face mai multe diviziuni de importanță mai mică, pe care le vom descrie la locul potrivit.

A. ZONA FLIȘULUI CRETACIC.

Zona Flișului cretacic corespunde munților înalți și se limitează în partea de sud printr'o mare linie de dislocație,—dislocația marginală a Flișului cretacic—pe când la nord se continuă peste vechia graniță până în Transilvania, fără nici un accident tectonic.

Această zonă, după cum am arătat în capitolul privitor la stratigrafie, este alcătuită, în cuprinsul regiunei, din depozite baremiane și aptiane, în care se deosebesc mai mult orizonturi stratigrafice și petrografice, și din depozite de Senon, Eocen, Oligocen și Mediteran așezate transgresiv peste cele dintâi.

Către nord, în Valea Prahovei și în Valea Tărlungului, de sub depozitele aptiane se ivesc și strate mai vechi cretacice, care reprezintă Baremianul, Hauterivianul și probabil și Valanginianul.

In general zona Flișului cretacic este alcătuită dintr'o serie de cute anticlinale și sinclinale, mai strânse și mai îngrămădite aproape de limita lui sudică și mai largi, adevărate bolte și cuvete, în zona centrală a Carpaților (Masivul Zăganului).

Grație eroziunei puternice încercată de depozitele cretacice în di-

Institutul Geologic al României

ferite timpuri până astăzi, orizonturile superioare ale Apțianului au fost în parte roase și sub formă de petece izolate se găsesc rămase numai pe vârfurile cele mai înalte, în axe de sinclinale, între Valea Doftanei și izvoarele Buzăului.

Astfel întreg orizontul de recife și conglomeratele superioare, precum și o parte din orizontul gresiilor au dispărut de pe versantul sudic al Carpaților. Rocele care le alcătuesc se găsesc remaniate odată sau de mai multe ori atât în conglomeratele întâiului Mediteran, în depozitele levantine, în terasele cuarternare superioare, cât și în baza unora dintre formațiunile geologice, care arată oscilațiuni de transgresiune spre zona muntoasă, cum este Sarmațianul și Meoțianul.

După d-nii Mrazec și Popescu-Voiteşti masa de conglomerate dintre izvoarele Doftanei și Buzăului, ar fi reprezentând resturi din marginea frontală a pânzei conglomeratelor de Bugeci, iar calcarele, dovedite astăzi neîndoios ca apțiane, ar fi klipe de rabotaj, la fruntea acestei pânze.

Studiul amănunțit al Apțianului făcut în această lucrare, ne arată însă, că o astfel de concepțiune este cu totul imposibilă, dat fiind vârsta conglomeratelor din Zăganu, a recifelor calcare, a depozitelor de dedesubt și mai ales structura extrem de simplă a zonei, cari nu se acordă cu fenomene așa de puternice ca fenomenul pânzelor de șariaj.

Din această cauză afirmăm, că nu există o pânză a conglomeratelor de Bucegi în regiunea noastră, fiind că nu există conglomerate care să fi suferit o deplasare orizontală, nici Klipe de rabotaj, iar autochtonul presupusei pânze este un orizont stratigrafic, depus înaintea recifelor și conglomeratelor.

De altfel o pânză a conglomeratelor de Bucegi, nu se urmărește nici în Moldova, căci depozitele masivului Ciahlău care erau considerate de d-nii Mrazec și Voiteşti ca făcând parte din pânza conglomeratelor de Bucegi, sunt depozite apțiane cu o structură identică cu a masivului Zăganului (G. Macovei și I. Atanasiu).

Limita de miază-zi a zonei Flișului cretacic, este o linie de falie cu o deplasare verticală 1—2 km cel mult, dealungul căreia Apțianul inferior (orizontul marnos) încalecă peste marginea cuvetei de Slănic, prinzând sub el atât orizonturile superioare ale Apțianului cât și depozitele senoniane, paleogene și miocene din baza acestei cuvete.

O deplasare orizontală a depozitelor apțiane peste depozitele senoniene, e atât de neînsemnată, că această linie poate fi considerată ca o linie de dealungul căreia Cretacicul arată o încălecare de cel mult câte sute de metri peste depozitele seroniane.

Din cauza acestei linii de dislocație cu încălecare, formațiunile geologice superioare au fost puternic strivite, uneori rămase în profunzime-

Institutul Geologic al României

alteori apărând sub formă de lambouri și Klipe, mărturii a laminărilor întâmplate dealungul ei.

Intensitatea acestei linii crește de la răsărit în spre apus.

Astel la răsărit de Teleajen, pe dreapta părâului Drăjnuța, la sud de linia de dislocație, se găsesc prinse sub Aptian toate dopozitele din baza cuvetei de Slănic, adică: Senon, Eocen, Oligocen, orizontul gipsos inferior al Saliferului, deposite care se desfășoară în evantaliu, adică cele mai vechi sunt prinse sub Aptian, iar cu cât înaintăm spre depozitele mai noi ale cuvetei ele ajung verticale, apoi își iau înclinarea normală spre sud.

Numai orizonturile superioare ale Aptianului, recife și conglomeratele de Bucegi, sunt laminate și rămase în profunzime, însă ceva mai la răsărit de Bâsca și în Valea Siriului, unde linia de încălecare este de mai mică intensitate, apar, după dl Mrazec, blocuri reprezentate prin Gneiss de Cozia, conglomerate, calcare și tufuri de diabaz, pe care noi le socotim ca făcând parte din orizontul conglomeratelor superioare aptiane.

La apus de Teleajen, diferitele orizonturi din baza cuvetei de Slănic (Senon, Eocen, Oligocen, orizontul gipsurilor inferioare) sunt mai profund laminate și ele apar numai ca lambouri alungite, păstrându-și însă în totdeauna raporturile stratigrafice unele fața de altele. Singur Senonianul se prezintă ca o zonă mai lungă și își păstrează continuitatea aceasta datorită, foarte probabil, faptului că fiind alcătuit din marne și argile, a servit ca lubrefiant dealungul liniei de dislocație, pe când Eocenul și Oligocenul alcătuite din roce mai rigide, s'au rupt s'au îmbucătățit și apar numai sub formă de lambouri.

Teoretic trebue să presupunem că linia de dislocație dintre Cretacicul inferior și Subcarpați, a început prin a fi un anticlinal monoclinal format de Aptian cu toate orizonturile lui, acoperite de Senon, Eocen, Oligocen și Miocen, anticlinal care s'a culcat spre sud, s'a rupt în axul lui și apoi flancul sudic scoborât și încălecat de flancul nordic și-a laminat formațiunile, îmbucătătindu-le, și ieșind la iveală numai sub formă de lambouri.

Pe flancul nordic al dislocației, formațiile senoniane, paleogene și mediterane au fost mai puțin deranjate și se găsesc sub formă de petece scăpate de denudație, în regiunea Bertea-Vulpea și la nord de Slănic, în dealul Crucișoara (Vôiteşti, Preda).

Totuși efectele dislocațiunei principale s'au resimțit și în depozitele aptiane dela nord de ea, căci găsim aceste depozite foarte frământate formând solzi în care se prind formațiunile mai noui. Interesant e faptul că între Teleajen și Drăjnuța, în baza Aptianului inferior, apărând în axă de anticlinal, se găsește o brecie tectonică, formată din roce ale Aptia-

Institutul Geologic al României

nului, în care se găsesc numeroase sărături, în special de sulfat de magneziu și sodiu, însă și un izvor clorurat (GROZESCU, PREDA).

Această brecie este întovărășită și de iviri de petrol și mai ales de hidrocarbure volatile foarte puternice.

Zona Flișului cretacic a fost interpretată că formând o pănă specială (napa gresiei de Siriu) alunecată dela nord la sud, și în timpul alunecării ei ar fi rupt din pânza conglomeratelor de Bucegi Klipe de roce mezozoice, cristaline și conglomerate de Bucegi, care apar azi în marginea frontală a pânzei, dealungul linei de dislocație. Mișcarea ei orizontală s'a făcut peste un autohton de strate de Sinaia și strate de Comarnic.

S'a invocat în sprijinul pânzei, blocurile Klipe, diferite ca material, care se găsesc pe linia de dislocație dela sudul zonei cretacice descrisă, blocuri care au fost rupte din spinarea Cristalinului și Mezozoicului și eșalonate la partea frontală a pânzei, dealungul liniei de încălecare.

Printre aceste Klipe se citează: blocurile de calcar jurasic dintre Ialomița și Prahova, blocurile cenomane din valea Prahovei, la Comarnic, spre apus de vârful Rădăcina și Valea Beliei, enormele blocuri de diabaz, înfășurate în conglomeratele de Bucegi și în stratele de Sinaia din Valea Păltinetului de sub vârful Crăițelor (Teșila), blocurile de calcar breciform (Gault)? de la Șotrile și Brebu, pe Valea Doftanei și a Câmpiniței, blocurile de Gneiss de Cozia și de conglomerate și calcare pe Valea Chiojdenilor, precum și tufurile verzui de diabaz din Valea Siriului [1]).

Dacă se examinează toate aceste Klipe se constată că ele se întâlnesc toate în Aptian și reprezintă fie calcar recifal aptian, fie blocuri în orizontul superior de conglomerate.

In adevăr calcarele breciforme de pe Doftana pe care le-am vizitat și eu sunt breciile coraligene din jurul recifelor aptiane. Tot aici pe Doftana, am întâlnit, un calcar cu pietricele rotunde, uniform răspândite într'o masă calcară, identice cu cele descrise de mine în această lucrare, în baza klipei dela punctul «Căzături» în Zăganul.

Gneissul de Cozia de pe Râsca Chiojdenilor care are dimensiuni cam de 1 m. c. [2]) se găsește frequent în conglomeratele de Zăganu în blocuri și mai mari decât cel de pe Râsca Chiojdenilor, împreună cu calcare titonice, diabaze, tufuri diabazice, micașisturi, etc. Pentru noi prezența acestora, dealungul liniei de dislocație a Car-

1) L. MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor..... pag. 537.

2) L. MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI. Comunication sur la présence des Klippes dans le Flysch carpathique de Roumanie. C. R. des Sceances. Vol. III. pag. 4.

Institutul Geologic al României

paţilor, nu dovedeşte că ele ar fi Klipe de rabotaj aduse pe sub pânza de Siriu, pe zeci de Kilometri, ci constitue blocuri din orizonturile superioare ale Apţianului, — calcare recifale şi conglomerate, — care odinioară se întindeau până la linia de dislocaţie dela sudul zonei cretacice, şi aci prin laminare au rămas numai ca mărturii pe dealungul acestei linii cu deplasare verticală.

Ele apar aici în aceleaşi condiţiuni tectonice ca şi depozitele paleogene din baza cuvetei de Slănic care se întâlnesc sub formă de lambouri laminate dealungul liniei de dislocaţie.

B. ZONA COLINELOR SUBCARPATICE

Zona colinelor subcarpatice se întinde dela marginea zonei Flişului cretacic până la marginea câmpiei şi este alcătuită din depozite senoniane, paleogene, miocene, masive de sare şi depozite pliocene. In această zonă se pot deosebi două subdiviziuni tectonice şi anume: o zonă paleogen-miocenă, cuprinsă între zona Flişului cretacic şi marginea sudică a Pintenului de Văleni, alcătuită mai ales din depozite paleogene şi mediterane şi o zonă miocen-pliocenă, la sudul Pintenului de Văleni, alcătuită din depozite miocene, masive de sare şi depozite pliocene. Această deosebire este numai aparentă, pentrucă atât formaţiuni paleogene se întâlnesc în zona miocen-pliocenă, după cum şi depozite pliocene se găsesc în zona paleogen-miocenă.

Modul de cutare al acestor formaţiuni, în cele două zone, nu diferă între ele decât prin aceia că în zona miocen-pliocenă găsim mai mult acoperişul cutelor, pe când în zona paleogen-miocenă, acest acoperiş a fost denudat, astfel că se pune la iveală o zonă din profunzimea cutelor.

Dată fiind importanţa acestor cute tocmai din acest punct de vedere, vom trata cele două zone în capitole speciale.

1. Zona paleogen-miocenă

In cuprinsul acestei zone deosebim o serie de anticlinale de Paleogen şi sinclinale de Miocen, uneori cu Pliocen în ele, care se eşalonează dela nord la sud.

In general se constată că zonele paleogene se detaşează din zona Flişului cretacic, pătrund diagonal în Subcarpaţi scoborându-se treptat şi apoi se ascund sub depozite mai noui ale Miocenului şi Pliocenului.

Incepând dela nord la sud, se distinge: zona paleogenă sau

Institutul Geologic al României

Pintenul paleogen de Homorâciu (după TEISSEYRE, de Zamura) și zona paleogenă sau Pintenul paleogen de Văleni.

In afară de aceștia se mai ivesc de sub depozitele miocene încă două anticlinale izolate de Paleogen, la Olteni și la Praja.

Intre aceste anticlinale de Paleogen se întâlnesc cuvete de Miocen uneori cu Pliocen în axe, cuvete care se lărgesc și se afundă treptat spre vest, primind în axa lor depozite din ce în ce mai nouă. Ele se strâmtează spre răsărit, ridicându-se și dispărând în aer peste Pintenii de Paleogen, la punctul lor de detașare din zona Flișului cretacic.

Astfel de cuvete principale sau sinclinale principale avem «Cuveta de Slănic», cuprinsă între Pintenul de Homorâciu și zona Flișului cretacic și „Cuveta Drajnei" cuprinsă între Pintenul de Văleni și Pintenul de Homorâciu.

a) Pintenul de Homorâciu.

Pintenul de Homorâciu se detașează din zona Flișului cretacic din valea pârâului Bâsca fără cale, la răsărit de vârful Țiganului, pătrunde diagonal în zona colinelor subcarpatice, tae valea Teleajenului în dreptul satului Homorâciu, de unde se continuă spre SV până la Slănicul din Prahova, unde de sub el apare masivul de sare din această localitate.

Paleogenul se îngustează aici, se fărâmițează într'o brecie tectonică și rămâne numai ca o insulă izolată de Oligocen la vest de Slănic, pe șoseaua Ștefești-Slănic (harta TEISSEYRE).

La constituția lui iau parte și depozitele senoniane care se ivesc în axa Pintenului, pe valea Teleajenului la Homorâciu, sub forma unei butoniere care se efilează la cele două capete, ascunzându-se la răsărit sub depozitele paleogene din culmea despărțitoare dintre Teleajen și Drăjnuța, iar la apus sub depozitele de terasă ale Teleajenului.

O altă ivire de Senon în axul Pintenului de Homorâciu nu se cunoaște; cu oarecare îndoială unele marne roșii și vișinii de pe valea Chiojdului mare, cari apar în aceleași condițiuni ca și cele dintâi, pot fi atribuite Senonianului. Poate că dacă s'ar face lucrări mai amănunțite în această parte a Pintenului, care n'a fost suficient cercetată, ar fi posibil să se găsească Senon și în această parte.

Paleogenul Pintenului de Homorâciu este reprezentat atât prin Eocen de tipul marginal, cât și de Oligocen, reprezentat prin complexul gresiei de Fuzaru la partea inferioară si prin orizontul silexurilor menilitice la partea superioară.[1])

1) Fiindcă în decursul lucrărilor pe teren am considerat seria gresiei de Fuzaru ca făcând parte din Eocen, nu am separat-o de acesta. Mai târziu când m'am convins însă că ea aparține Oligocenului, nu am avut putința să reiau lucrările ca

Institutul Geologic al României

Lipsa gresiei de Kliwa din zona Pintenului de Homorâciu se poate explica fie admițând că gresia de Kliwa reprezintă numai un depozit cu totul de țărm și în timp ce ea se depunea la marginea acestui țărm, în zona Pintenului de Homorâciu se depuneau încă marne, care mai târziu au dat naștere șisturilor menilitice, fie presupunând că gresia de Kliwa a fost roasă în diverse perioade, mai ales în timpul Sarmațianului, Pliocenului și Cuaternarului, ceiace este mai puțin probabil.

Față de cele două cuvete, de nord și de sud, raporturile Pintenului de Homorâciu sunt următoarele:

Pe flancul de Nord, Pintenul suportă cuveta de Slănic ale cărei depozite se reazimă peste diviziunea șisturilor menilitice, începând cu gipsurile inferioare și continuând cu toate celelalte orizonturi.

La răsărit de valea Drăjnuței depozitele Pintenului de Homorâciu se bagă sub depozitele cuvetei de Slănic și succesiunea formațiilor este complectă și normală (Planșa cu profile I. II.)

Incepând din valea Drăjnuței spre vest, linia dintre Pinten și cuveta de Slănic ajunge o linie de falie, dealungul căreia diferitele orizonturi atât ale Paleogenului cât și ale Mediteranului încep a se lamina astfel că diferitele orizonturi ale Paleogenului iau contact cu diferite orizonturi de ale Mediteranului, cu alte cuvinte linia capătă caracterul unei cute diapire faliate, în care sâmburile de străpungere ar fi format de diferite orizonturi de ale Paleogenului. In acelaș timp pe unele locuri se constată o resfrângere a Paleogenului Pintenului spre nord, peste depozitele mediterane ale cuvetei.

Pe flancul de sud, Pintenul de Homorâciu încalecă peste cuveta Drajnei, prinzând sub el formațiunile acestei cuvete care se desfășoară în profunzime sub formă de evantaliu.

Pe distanța dela Chiojdul mic până în regiunea părâului Zeletin, raporturile dintre Cuvetă și Pinten sunt ale unei cute culcate, cu ușoare laminări ale formațiilor. Dela acest părâu spre vest, limita dintre Pinten și Cuvetă ajunge o linie de falie, laminându-se dealungul ei atât Oligocenul menilitic cât și cele două orizonturi inferioare ale Mediteranului.

Acestea din urmă reapar însă dealungul liniei tocmai la Slănicul din Prahova, la „Fântâna cu apa rece", scoase pe linia de dislocație prin apariția masivului de sare din această localitate.

Dacă se urmărește structura geologică a Pintenului de Homorâciu prin secțiuni transversale (Planșa cu profile, secț. I-IV) se constată că la

---

să-o separ de Eocen, astfel că pe harta alăturată acestei lucrări, întrebuințez o singură coloare pentru Eocen si Oligocenul inferior de tipul Fuzaru.

In Pintenul de Văleni însă, am trecut faciesul de Fuzaru la Oligocen și deci este cuprins în culoarea Oligocenului.

Institutul Geologic al României

răsărit de Valea părâului Zeletin el reprezintă în general un anticlinal, recutat la rândul lui și aplecat spre sud; între Drăjnuța și părâul Zeletinului, reprezintă un anticlinal culcat la sud, cu flancul sudic faliat, iar de aici spre vest reprezintă un anticlinal în evantaliu cu flancurile faliate și revărsate peste cele două cuvete ce-l limitează.

Nu putetem termina studiul acestui Pinten fără a spune a câteva cuvinte și despre masivul de sare dela Slănic.

Pe valea părâului Slănic, Paleogenul suportat de masivul de sare, este brecifiat.

Din raporturile constatate aici între Paleogen, masivul de sare și Mediteranul Cuvetei, cu greu am putea spune dacă masivul de sare vine din adâncime mare cu Paleogenul în spinare, sau face parte din depozitele mediterane de bază ale cuvetei de Slănic, prinse sub Paleogen prin încălecarea lui peste Cuvetă.

In acest din urmă caz Pintenul de Homorâciu ar fi încălecat pe mai multe sute de metri peste masivul de sare.

Această din urmă supoziție este însă îndoelnică, dat fiindcă acolo unde, pe aceiași linie, avem superpoziția normală a stratelor, fără falii și laminări (la răsărit de Teleajen), nu se întâlnesc între Oligocen și Mediteran nici masive de sare, nici chiar manifestațiuni saline.

Ori și de ce vârstă ar fi masivul de sare dela Slănic, este alcătuit din mai multe lame de sare paralele și încălecate unele peste altele.

Astfel masivul de sare dela Baia Baciului formează o șupă mai nordică decât masivul de sare de la Slănic, azi în exploatare și se găsește încălecat peste el.

Insăși masivul din Baia Baciului este format doi din solzi, alunecați unul peste altul, ceiace se vede în masa de sare foarte clar chiar la suprafață.

b) Pintenul de Văleni.

Pintenul de Văleni reprezintă a doua zonă anticlinală de Paleogen, la sud și paralelă cu cea dintăi, care se detașează din zona Flișului la răsărit de Valea Buzăului (MRAZEC și TEISSEYRE), pătrunde oblic în zona Subcarpaților, taie Teleajenul între Văleni și Gura Vitioarei, iar de aici se îndreaptă spre Bușteni-Telega.

După cum am arătat în capitolul referitor la Stratigrafia regiunei, în constituția acestui Pinten iau parte depozite eocene, Oligocenul cu toate cele trei diviziuni ale lui și pe alocurea, ca petece izolate, și depozite mediterane.

Astfel în regiunea Opăriți-Predeal-Sărari, Mediteranul I. transgresează peste Pinten și se plaquează ca sinclinal peste acesta, iar odinioară se lega cu sinclinalul de depozite mediterane din zona dela Aricești,

Institutul Geologic al României

Toate aceste petece de Mediteran peste Pintenul paleogen de Văleni dovedesc neîndoios că el a fost acoperit în întregime de aceste depozite, astfel că legătura între cuveta Drajnei și regiunea dela sudul Pintenului de Văleni se făcea în timpul mării mediterane peste acest Pinten. In acest caz Pintenul de Văleni nu mai trebue considerat ca o peninsulă în Marea Mediterană și Cuveta de Slănic ca un golf al acestei mări, ci ca accidente tectonice de vârstă pliocen-cuaternare

Raporturile Pintenului de Văleni cu zonele dela nord și sud sunt următoarele:

Pe partea de nord, Pintenul ja contact printr'o linie de dislocație cu depozitele mediterane ale cuvetei de Drajna.

Pe această linie, care este o linie de încălecare a Pintenului de Văleni înspre nord, sunt laminate atât o parte din depozitele Paleogenului cât și o parte din depozitele din baza Mediteranului.

In general, din baza Mediteranului sunt laminate orizontul gipsurilor inferioare și orizontul conglomeratelor; ele au rămas în profunzime și sânt încălecate de Paleogen, care ia contact anormal cu orizontul gipsurilor superioare. Acolo însă, unde roaderea acestei linii de încălecare a fost mai adâncă, apar dealungul ei, conglomeratele subjacente acestui orizont.

Fenomenul se observă în toată claritatea lui pe Valea Teleajenului, unde Eocenul Pintenului de Văleni încalecă peste conglomeratele din baza cuvetei de Drajna, pe când mai la răsărit, la o altitudine mai mare avem contact anormal între Oligocen și orizontul gipsurilor superioare.

Acelaș lucru se vede și în zona dela apus de Valea Bughile (satu Bughea de sus), unde Oligocenul încalecă peste conglomeratele din baza cuvetei de Drajna (VOITEȘTI, PREDA).

Din cele expuse până aici rezultă că încălecarea Pintenului de Văleni la nord peste Cuveta Drajnei nu a avut aceiași intensitate în tot lungul ei, ci a fost mai pronunțată în unele locuri și mai puțin în altele.

Pe flancul de sud, Pintenul de Văleni încalecă spre sud peste depozitele miocen-pliocene, laminând diferite etaje și orizonturi ale acestora (VOITEȘTI, GROZESCU, PREDA).

Și aici încălecarea nu a avut aceiași intensitate în tot lungul liniei de încălecare.

Din Valea Vărbilăului până în Valea părâului Bisericei, încălecarea Pintenului se face peste Sarmațian, apoi peste Meoțian, și dela Valea Bisericii peste Teleajen până la Copăceni se face peste Ponțian. Cu alte cuvinte aici toate depozitele dela Mediteran până la Ponțian sunt prinse, laminate și încălecate de Paleogen, lucru confirmat prin sondaje.

La răsărit de satul Copăceni, linia de dislocație se ascunde sub depozitele miocen-pliocene, ia aparent caracterul de cută anticlinală

Institutul Geologic al României

monoclinală, totuşi existenţa ei ca linie de ruptură în adâncime se trădează prin aceia, că dealungul ei apar eşalonate o serie de masive de sare ce se urmăresc până aproape de Surani întovărăşite de brecia tectonică, în care se găsesc şi klipe de Oligocen.

Propriu-zis în această parte, între Copăceni şi Aricești, din Pintenul de Văleni se detaşează anticlinale-solzi de Paleogen ce se afundă spre răsărit în depozite mai nouă, prinzând între ele sinclinale solzi de Mediteran (GROZESCU. PREDA).

Numai dela Aricești spre răsărit, marginea de sud a Pintenului de Văleni se arată din nouă ca o linie de încălecare spre sud a Paleogenului peste depozitele mai nouă. Această linie însă nu este în prelungirea liniei Vitioara-Copăceni ci este eşalonată mai la nord şi paralelă cu ea.

In acest chip marginea de sud a Pintenului de Văleni, între Bâsca Chiojdului şi Vărbilău, constă din mai mulţi solzi aplecaţi spre sud, ce scoboară în trepte spre câmpie, prinzând adesea între ei cuvete de depozite mai nouă (GROZESCU, PREDA).

c) Cuveta de Slănic.

Cuveta de Slănic, prinsă între Pintenul paleogen de Homorâciu şi marginea sudică a Flişului cretacic, reprezintă un mare sinclinal, care la răsărit de Slonu, în vârful Ţiganului, se îngustează şi se ridică în aer peste Paleogen, pe când în lungul ei, spre apus, se afundă şi se lărgeşte încontinu, ajungând în Valea Teleajenului o lăţime de aproape 5 km. (GROZESCU, PREDA).

Din această cauză, în partea de răsărit a cuvetei, se găsesc reprezentate numai orizonturile inferioare ale Mediteranului (gipsurile inferioare şi conglomerate), pe când spre apus, în axul ei, se adaogă depozite mediterane din ce în ce mai nouă până la Tortonian inclusiv (Valea Slănicului) şi chiar până la Sarmaţian.

O reprezentare plastică a modului de repartizare al diferitelor orizonturi ale Mediteranului în lungul cuvetei de Slănic, am avea-o dacă am asemăna aceste orizonturi cu mai multe albii din ce în ce mai mici aşezate una în alta, tăiate transversal prin mijlocul lor. In partea de răsărit a cuvetei formaţiunile s'ar eşalona şi termina ca şi capetele acestor albii, iar spre apus am avea secţiunile lor, aşezate într'o albie mai mare de Paleogen.

In ce priveşte raporturile cuvetei de Slănic cu zonele paleogene de la nord şi sud, am arătat mai înainte că marginile cuvetei sunt răsfrânte spre axa ei şi încălecate de la sud spre nord de depozitele mai vechi ale Pintenului de Homorâciu şi dela nord la sud de depozitele zonei cretacice-paleogene dela nord, cari din cauza liniilor de dislocaţie din

Institutul Geologic al României

ambele părți sunt în parte laminate și rămase ca lambouri alungite dealungul acestor linii.

Interesant de amintit este faptul că pe măsură ce cuveta se lărgește, pe aceiași măsură depozitele din axa ei încep a forma cute secundare, cari, în adâncime mai mare, probabil că se accentuiază în cute mai pronunțate. Fenomenul este clar vizibil pe Valea Teleajenului, în dreptul satului Çosteni.

d) Cuveta Drajnei.

Cuveta Drajnei, cuprinsă între Pintenul de Homorâciu la nord și Pintenul de Văleni la sud, se termină la răsărit de Valea Buzăului, la origina Pintenului de Văleni; spre apus se continuă până în Valea Slănicului, unde se leagă, prin capătul terminal al Pintenului de Homorâciu, cu Cuveta de Slănic.

Modul de repartizare al Formațiunilor mediterane în cuprinsul acestei cuvete este cu totul asemenea celor din Cuveta de Slănic.

In adevăr la răsărit de Valea Zeletinului, se întâlnesc în axa cuvetei numai depozitele I-lui Mediteranian, iar la apus de acest râu, se mai desvoltă deasupra acestora și depozite mai nouă și anume depozite tortoniane și chiar pliocene (Ogretin-Posești), rămase pe ici colea ca petece scăpate de denudație. Aceasta ne arată ca în partea de răsărit, cuveta Drajnei are tendința de a se ridica în sus peste Paleogen, ceia ce de fapt se întâmplă la răsărit de valea Buzăului, pe când spre apus ea se afundă treptat.

Marginile cuvetei Drajnei sunt resfrânte spre axa ei și încălecate dela nord la sud și dela sud la nord de depozitele paleogene ale celor doi Pinteni, cu alte cuvinte depozitele cuvetei se desvoltă ca un evantaliu cu partea răsfirată îndreptată în adâncime, spre deosebire de depozitele Pintenilor care se prezintă tot în evantaliu cu partea răsfirată în aer.

Și în această cuvetă se constată fenomenul descris la Cuveta de Slănic și anume că în vestul ei, pe măsură ce Cuveta se lărgește, depozitele din axa ei încep a se încreți formând anticlinale, dealungul cărora apar din baza cuvetei insule (anticlinale) de Paleogen de obiceiu limitate de falii. Astfel avem anticlinalul de Eocen dela Olteni și anticlinalul de Oligocen dela Praja-Livadia (Teisseyre).

Pe flancul sudic al cuvetei, Pintenul de Văleni detașează din cuprinsul lui solzi de Paleogen, cari pătrund în depozitele cuvetei, solzi în cari se întâlnește, prinse în sinclinale, Mediteranul și chiar Pliocenul. Acest fenomen este foarte clar în regiunea de la răsărit de Posești, apoi pe valea părâului Bughile, la satul Bughile de sus, și în valea Vărbilăului. Se repetă aci în mic, fenomenul care se observă la începutul

Institutul Geologic al României

cuvetei de Slănic, la vârful Țiganului și la începutul cuvetei de Drajna, la răsărit de Valea Buzăului

Din cele expuse până aici asupra alcătuirei tectonice a zonei paleogen-miocene din cuprinsul regiunei studiate, rezultă că structura ei tectonică este cu totul simplă și că interpretarea care s'a dat, că ea ar fi alcătuită din mai multe pânze de șariaj, nu se mai poate susține astăzi.

Depozitele senoniane se găsesc în poziție normală sub Paleogenul din Pintenul de Homorâciu, iar pe flancul de nord al Cuvetei de Slănic, dacă ele se găsesc încălecate peste depozite eocene, oligocene sau miocene, acest fenomen nu este altceva decât o resfrângere, de o importanță cu totul redusă, a bordurei nordice a cuvetei spre sud: mai exact avem acolo flancul invers al unei cute monoclinale faliate.

Ferestre de gresie de Fuzaru sub pânză senoniană nu apar nică-eri, nici pe flancul de nord al cuvetei de Slănic și nici la Homorâciu. Deci o pânză a marnelor roșii senoniane nu există în regiunea studită de noi.

Același lucru îl putem spune și despre pânza gresiei de Fuzaru. Atâta vreme cât aceasta era considerată ca un facies sincron al Eocenului marginal, se înțelege că s'ar fi putut vorbi de o pânză, acolo unde Fuzaru este așezat peste acest Eocen (Pintenul de Homorâciu). Cum însă greisa de Fuzaru este mai nouă decât Eocenul marginal și se constată deci o sedimentare continuă între aceste două orizonturi de Paleogen, fără nici un accident tectonic, noțiunea de pânză de Fuzaru trebue să dispară. La răsărit de Buzău, acolo unde Fuzaru încalecă peste Eocenul Flișului marginal, nu se poate vorbi decât de cute anormale, anticlinale culcate sau solzi, așa cum se întâlnesc obișnuit în toată zona Flișului cretacic și paleogen. Țin să menționez că nu există o fereastră de Chiojdu, care nu este altceva decât Cuveta Drajnei, încalecată la nord și sud de cei doi pinteni de Paleogen, ce se leagă între ei pe sub această cuvetă.

In ce privește pânza marginală, însăși autorii ei afirmă că în această parte a Subcarpaților, ea este cu totul redusă ca importanță. Desvoltarea ei începe dela răsărit de Buzău și mai ales în Carpații orientali. Autohtonul ei îl formează Mediteranul inferior cu masive de sare.

Un fapt necontestat este că pe flancul lui de sud, Pintenul de Văleni încalecă și prinde sub el masive de sare. Până la ce adâncime sarea se bagă sub Paleogen, rămâne însă să se dovedească prin sondaje. Ceiace ne-ar face să bănuim că Pintenul de Văleni încalecă adânc peste sare este o apariție de gipsuri sub Paleogen pe Valea Teleajenului cam la $1\frac{1}{2}$ km de marginea sudică a Pintenului (Teisseyre).

Institutul Geologic al României

Dacă aceste gipsuri sunt mediterane, ceiace nu este absolut sigur dovedit și dacă ele sunt legate de masele de sare, în concepțiunea că acestea sunt mediterane inferioare, se poate vorbi de o încălecare de câțiva km. a Paleogenului peste sare și deci de o pânză a flișului marginal.

Până când chestiunea vârstei sărei nu va fi indiscutabil dovedită și până ce vârsta gipsurilor de sub Pintenul de Văleni nu se va fixa, noi nu putem să ne hazardăm să vorbim nici de pânza marginală. Dacă acest lucru însă se va dovedi, în sensul ca ele, sarea și gipsul de sub Pinten sunt mediterane, atunci singura unitate care are caracter de pânză ar fi zona marginală a Flișului.

2) Zona miocen-pliocenă.

Zona miocen-pliocenă se întinde dela sudul Pintenului de Văleni până la marginea Câmpiei și este alcătuită din masive de sare cu brecia lor tectonică, în care se găsesc și klipe de Paleogen, apoi din depozite mediterane și depozite pliocene.

In cuprinsul acestei zone se disting o serie de cute anticlinale și sinclinale, deosebite prin caracterul lor net diapir. Tipul acestor cute se poate vedea în secțiunile alăturate din regiunea Salcia-Sângeru-Tătaru, (Planșa cu profile) iar modul lor de formare și varietatea lor, în lucrările autorului (Mrazec).

Ceiace rămâne un fapt indiscutabil este că pentru toată regiunea miocen-pliocenă, tipul acesta de cute, direcțiunea lor și modul lor de prezentare sunt datorite, maselor de sare (Voitești).

Repartizarea cutelor zonei miocen-pliocene în cuprinsul regiunei și alcătuirea lor stratigrafică și tectonică se poate urmări clar pe harta și planșa de profile alăturată acestei lucrări, astfel că nu mai este nevoe de o descriere a lor care ar fi cu totul prolixă.

Aparițiunile de Paleogen în axele anticlinale diapire, ne dovedesc neîndoios ca subasmentul zonei miocen-pliocene este formată din Paleogen, iar faptul că aparițiunile acestea se împuținează dela nord spre sud, dovedesc că Paleogenul este din ce în ce mai adânc, cu cât se înaintează dela nord spre câmpie.

Mai mult, liniile directrice generale ale cutelor pliocene sunt date tocmai de aceste aparițiuni mai vechi împreună cu masivele de sare, linii care în generalitatea lor au aceleași caracter ca și zonele mari de Fliș din regiunea paleogen-miocenă, adică cutele sunt mai accentuate spre răsăritul zonei și se pierd, se ascund sub depozite din ce în ce mai nouă cu cât se înaintează în lungul lor spre vest.

Acesta dovedește că scheletul cutelor miocen-pliocene este un

Institutul Geologic al României

schelet vechi de Paleogen şi dacă la suprafaţă se întâlneşte accidente ce arată oarecare anomalii faţă de zonele Flişului, aceasta se datoreşte numai faptului că în regiunea miocen-pliocenă avem numai partea superficială a cutelor pe când în regiunile nordice avem partea lor de adâncime.

In generalitatea lor însă, aceleaşi fenomene tectonice ce se constată în zonele Flişului se întâlnesc şi în regiunea miocen-pliocenă, şi ele ţin de un fapt cu totul general, care interesează toată structura Carpaţilor şi Subcarpaţilor de la curbura lor spre apus.

In adevăr dacă se urmăresc în lungul lor diferitele unităţi tectonice ale Carpaţilor şi Subcarpaţilor, se constată că toate aceste zone imediat ce trec de la curbură spre apus au o structură în culise, din zonele de la nord se detrşează zone secundare cari pătrund oblic în zonele de la sud, ascunzânduse spre apus şi dispărând sub depozite din ce în ce mai nouă.

Fenomenul acesta se observă într'o măsură oarecare şi la zona miocen-pliocenă.

Astfel zona de cute dela Şoimari-Copăceni, dela sudul Pintenului de Văleni, are în partea ei de răsărit direcţia NE—SV, suferă o uşoara inflexiune spre V şi VNV între Teleajen şi Vărbilău, iar de la Coţofeneşti spre apus, ia direcţia spre SV, în spre câmpie. Cutele ei se relaxează în această parte şi pătrund în cuveta Cocoreşti-Mizlea-Tufeni, primind în constituţia lor depozite din ce în ce mai nouă până la Levantin.

Pachetul de cute din regiunea Salcia, cuprins între cuveta de Şoimari şi cuveta Sângerului, are în această parte direcţia SSV—NNE, apoi de la Chiojdeanca spre apus suferă o inflexiune spre V. şi VNV care se urmăreşte până la Păcureţi, de unde spre vest, pachetul de cute se îndreaptă spre SV şi intră sub cuveta Măgurele, cutele ajungând din ce în ce mai laxe şi primind depozite din ce în ce mai nouă în acoperişul lor.

Pachetul de cute Sângeru-Tătaru, are o direcţie E—V în regiunea noastră, la răsărit însă el se îndreaptă spre NE, iar la apus, cutele iau direcţia SV, unde ele se transformă în anticlinale bolţi şi sinclinale largi, afundându-se mereu spre câmpie şi primind în spinare depozite din ce în ce mai nouă, astfel că de unde la răsărit de Cricov, în acest pachet, avem numeroase cute în care se ivesc formaţiuni foarte multe şi mai vechi, la apus de Cricov nu se întâlneşte decât o pătură groasă de depozite levantine, ce formează o boltă largă anticlinală la Boldeşti şi o cuvetă largă la sud de aceasta.

Chiar anticlinalul Ceptura Urlaţi pe măsură ce înaintează spre SV,

Institutul Geologic al României

prinde depozite din ce în ce mai nouă axa lui, bolta se lărgește și dispare spre SV în depozitele câmpiei (GROZESCU, PREDA).

Din această constatare rezultă că după cum zonele Flișului se pierd spre SV în zona Colinelor formând așa numitele «plis mourants» ale Domnului MRAZEC, la fel cutele Pliocenului, accentuate spre NE spre curbura Carpaților, se pierd la SV către câmpie, dispărând sub aceasta sub forma de cute laxe cari aici s'ar putea numi cu drept cuvânt „les plis mourants" ale Pliocenului.

Din această cauză, limita Subcarpaților față de Câmpie nu poate fi socotită ca o linie de dislocație.

Importanța economică a acestui fapt este foarte mare. Majoritatea cutelor anticlinale pliocene sunt petrolifere și după cum s'a dovedit în unele cazuri prelungirile lor spre câmpie, prin trecerea cutelor diapire la bolți largi de acoperiș, conțin cantități mari de gaze. Astfel că explorările cari se vor face în toate cutele petrolifere la limita lor spre câmpie vor descoperi foarte probabil surse imense de energii acumulate sub forma de gaze, surse cari abia acum încep să fie cercetate și exploatate în regiunea de la Aricești.

III. ISTORICUL MIȘCĂRILOR TECTONICE.

Istoria stratigrafică și tectonică a regiunei studiate ne este cunoscută începând din timpul Cretacicului inferior.

La începutul acestuia regiunea Flișului carpatic era ocupată de un mare geosinclinal, care se întindea spre NV până în regiunea Cristalinului și a cuvetei Transilvaniei, iar spre sud-est până în platforma prebalcanică și platforma dobrogeană, unde prezența Cretacicului inferior este cunoscută din lucrările d-lor VICTOR ANASTASIU[1]) și MACOVEI[2]). ș.a.

Către sfârșitul Apțianului, geosinclinalul flișului, cel puțin în regiunea ocupată astăzi de Carpați, a fost complect exondat, căci ultimele depozite ale Apțianului (conglomerate) au caracter de regresiune marină. Inaintea de depunerea acestora se iviseră în mare apțiană, creste de Cristalin cu Mezozoic în spinare, care au procurat materialul atât de variat al conglomeratelor apțiane superioare din tot cuprinsul lanțului carpatic.

Prin exondarea flișului cretacic inferior, apele au fost împinse pe

---

1) VICTOR ANASTASIU. Contributions à l'étude géologique de la Dobrogea. Paris 1893.

2) G. MACOVEI. Asupra vârstei și variației faciesurilor terenurilor secundare în Dobrogea meridională. D. d. S. Vol. III.

Institutul Geologic al României

cele două versante ale Carpaţilor atât pe partea internă cât şi pe cea externă, ceia ce se deduce din faptul că atât Gaultul cât şi Cenomanianul sunt transgresive atât în Transilvania cât şi în Dobrogea.

In toată vremea de la sfârşitul Apţianului superior şi până în Senonian, arcul flişului carpatic a fost un uscat, în timpul căruia orizonturile superioare ale Apţianului au fost în parte denudate.

Cu începutul Senonianului creasta Carpaţilor încearcă o scufundare, iar apele Senonianului invadează dinspre exterior către Carpaţi acoperindu-i, ceiace se deduce din faptul că Senonianul se găseşte transgresiv în Carpaţii meridionali peste Cristalin [1]) iar în regiunea noastră se aşează pe o suprafaţă de denudaţie, uneori acoperind orizontul marnelor, alteori orizontul gresiilor apţiane.

După Senonian depozitele cele mai nouă cunoscute atât în Subcarpaţi cât şi în Carpaţi sunt depozitele eocene superioare (bartoniane). Din aceasta s'ar putea deduce că, între sfârşitul Senonianului şi începutul Eocenului superior, atât Carpaţii cât şi Subcarpaţii formau un continent, ceia ce după toate probabilităţile nu corespunde realităţei.

Cunoaştem Eocenul mediu sub forma de petece, în zona Carpaţilor, la apus de valea Ialomiţei la Albeşti, apoi la Porceni, apoi în M-ţii Rodnei pe versantul de vest al Carpaţilor, în Dobrogea, în platforma prebalcanică, în Crimeea, iar sub forma de blocuri în conglomeratele paleogene şi mediterane desvoltate de la curbura Carpaţilor spre nord.

Prezenţa acestor resturi de Eocen mediu aşezate pe ambele versante ale Carpaţilor şi Subcarpaţilor dovedeşte neîndoios că în timpul Eocenului mijlociu, aceştia au fost acoperiţi în întregime de mare, iar dacă astăzi calcarele eocene medii sunt asa de puţin reprezentate aici, aceasta se poate explica printr'o puternică denudaţie care a avut loc după depunerea calcarelor şi înainte de Bartonian şi apoi mai târziu în timpul Mediteranului.

Un fapt rămâne cert, că la sfârşitul Eocenului, în Bartonian, marea pune din nou stăpânire în Carpaţi şi Subcarpaţi, formând geosinclinalul paleogen care durează până la sfârşitul Oligocenului.

Nu ne putem da socoteala de aspectul Carpaţilor în toată această perioadă de vreme; este neîndoios însă că marea Flişului paleogen avea comunicaţiune cu mare paleogenă a cuvetei Transilvaniei, poate cu întreruperi temporare, ceia ce ar explica varietatea aşa de mare de faciesuri în Paleogenul acestei cuvete.

---

1) I. POPESCU-VOITEŞTI. Pânza conglomeratelor de Bucegi în valea Oltului. An. Inst. Geol. Vol. VII pe 1914.

Institutul Geologic al României

Este noîndoios că la sfârșitul Oligocenului, marea Flișului paleogen intră din nou în regresiune, zona Carpaților și Subcarpaților începe să se ridice și se transformă într'o mare lagună (MRAZEC) care fără îndoială că scaldă toți Subcarpații și foarte probabil se întindea și în Carpați.

In timpul atâtor oscilațiuni pe care le-au avut Carpații și Subcarpații, în timpul Cretacicului și până la sfârșitul Paleogenului, se înțelege că în aria geosinclinală au avut însemnate cutări, cutări care, cel puțin la sfârșitul Paleogenului, schițează oare cum tectonica actuală a Carpaților și Subcarpaților, tectonică care se desăvârșește în timpul Pliocenului.

In timpul existenței lagunei dela sfârșitul Paleogenului și începutul Mediteranului a avut loc depunerea gipsurilor inferioare și după cei mai mulți geologi, și depunerea maselor de sare, în compartimente izolate creiate prin acidentele tectonice ivite în această lagună.

O imagine a înfățișărei acestei lagune și modului cum au avut loc formarea masivelor de sare, împreună cu brecia din spinarea sărei, ne-a fost schițată de d-l MACOVEI și trebue să recunoaștem că este cât se poate de sugestivă. [1])

Ori cum, un fapt rămâne neîndoios, că depozitele cari au avut loc în această fază lagunară și pe care le-am pus la baza I-lui Mediteran, ținem ca fapt stratigrafic regional, de regresiunea marei paleogene și nu de începutul marei mediterane.

Mediteranul începe de fapt, în tot lungul arcului carpatic, printr'o transgresiune în timpul căreia s'au depus conglomeratele I-iului Mediteran și orizontul roșu, urmată de o regresiune marină în timpul căreia marea a luat aspect de lagună, depunând în ea depozite de gipsuri și anume orizontul gipsurilor superioare helveține.

Suntem de părere că în toată această perioadă de vreme Flișul carpatic se găsea în cea mai mare parte sub apă, și legătura dintre marea I-iul Mediteran din cuveta Transilvaniei și din Subcarpații României se făcea direct peste actuala zonă a Carpaților. Aceasta ar explica pe de o parte lipsa rocelor paleogene din conglomeratele I-lui Mediteran, iar pe de altă parte, asemănarea complectă al faciesului petrografic ale Mediteranului I, pe ambele versante ale Carpaților.

In special tufurile dacitice care se găsesc desvoltate în Helvețian, atât în cuveta Transilvaniei cât și Subcarpații României, au fost depozitate prin sedimentație marină, căci altfel cu greu ne putem

---

1) G. MACOVEI Poziția stratigrafică și tectonică a zăc. de sare din România. D. d. S. Inst. Geol. vol. VII. pe 1915-1916.

Institutul Geologic al României

închipui ca materialul lor constitutiv să fi fost adus pe distanțe așa de mari pe calea aeriană.

In sprijinul acestei idei se poate aduce faptul că în arcul carpatic peste depozitele Flișului se găsesc petece de gipsuri și marne cu Globigerine sub Măciucul Bertei și în ținutul Brașovului la Nord de Zărnești cum și petecele de gipsuri dela Hârja și cele dintre valea Slănicului și valea Doftanei, pe vechea graniță, menționate, aici de d-l G. MACOVEI.

Aceste petece sunt o mărturie, că odinioară peste Flișul carpatic existau depozite continue ale Mediteranului I., denudate apoi în timpul Pliocenului.

Cu începutul Tortonianului, Carpații au încercat din nou o mișcare de scoborâre, ceiace a provocat o transgresiune marină în cuprinsul lagunei helveține. Această transgresiune are un caracter regional în Sud-Estul Europei, și de aceia suntem de părere că ea marchează în S E Europei începutul celui de al II-lea Mediteran.

La sfârșitul Tortonianului a urmat o nouă fază de regresiune care a provocat ridicarea Carpaților de sub apă, iar în regiunea Subcarpaților s'au format depozitele bugloviane. Probă despre exondarea Carpaților în această perioadă, ne o dă faptul că Sarmațianul se găsește transgresiv peste depozitele acestora, atât peste Cristalin (Oltenia) cât și peste Fliș (Târgul-Ocna, Hârja) și cuprinde (după MRAZEC și TEISSEYRE) pentru prima dată remaniate în ele depozitele paleogene ale Flișului.

De altminterea marea sarmațiană arată o transgresiune regională, nu numai înspre Carpați, ci și spre platforma prebalcanică, Dobrogea și platforma rusească, unde limita ei trece peste limita mărei tortoniane.

Din această cauză sfârșitul celui de al doilea Mediteran trebue pus înainte de Sarmațian[1]).

La sfârșitul Sarmațianului, Carpații se exondează complect, iar apele sunt refulate pe cele două versante, constituind lacurile pliocene de o parte și alta a Carpaților, lacuri care dela această dată numai au nici o legătură între ele.

In regiunea Subcarpaților, între Sarmațian și Meoțian, a existat fără îndoială o perioadă continentală, în care timp depozitele mai vechi au fost în parte denudate, și din această cauză găsim depozitele meoțiane transgresive peste Buglovian, I-ul Mediteran și peste Fliș.

După cum am arătat într'altă parte, transgresiunea Meoțianului înspre Carpați, s'a făcut dela sud spre nord, deoarece găsim o eșalonare a diferitelor orizonturi ale Meoțianului dela sud la nord și de jos în sus. Incepând cu Pontianul, nu am mai avut oscilațiuni ale lacului pliocen

1) I. POPESCU-VOITEȘTI, GROZESCU, PREDA. Operile citate.

Institutul Geologic al României

spre Carpați. Din contra, aceștia au încercat o mișcare de ridicare continuă, ceiace a determinat retragerea treptată a țărmului lacului pliocen spre sud și sud-est, până la sfârșitul Levantinului, când toată regiunea colinelor și câmpiei române a fost complect exondate.

In timpul acestei ridicări cutările Carpaților au avut maximum lor de intensitate. In acest timp s'au desăvârșit cutele Flișului schițate încă dela sfârșitul Paleogenului și s'au făcut cutările zonei mio-pliocene, căpătând și unele și altele înfățișarea actuală.

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

	Pag.
INTRODUCERE	1
I. STRATIGRAFIA REGIUNEI	3
A. **Cretacic**	5
1. Depozite baremian-aptiane	5
a) *Orizontul marnos*	6
b) *Orizontul gresos*	6
c) *Orizontul calcarelor recifale*	7
d) *Orizontul conglomeratelor de Zăgana*	9
2. Senonianul	12
B. **Paleogenul**	14
1. Eocenul	15
Faciesul de Șotrile	16
Faciesul marginal	17
2. Oligocenul	18
Faciesul de Fuzaru	18
Șisturile menilitice	20
Gresia oligocenă superioară	20
C. **Formațiunea sării**	22
D. **Miocen**	25
1. Burdgalian—Helvețian	26
Orizontul gipsurilor inferioare	26
Orizontul de conglomerate	27
Orizontul gipsurilor superioare	28
2. Tortonianul	28
3. Sarmațianul	30
Buglovian	30
Sarmațian propriu zis	31
E. **Pliocen**	31
1. Meoțianul	31
2. Pontianul	33
3. Dacianul	34
4. Levantinul	35
F. **Cuaternar**	36
II. TECTONICA REGIUNEI	39
A. **Zona flișului cretacic**	42

Institutul Geologic al României

Pag.

B. **Zona colinelor subcarpatice** 46
1. Zona paleogen-miocenă 46
a) *Pintenul de Homorăciu* 47
b) *Pintenul de Văleni* 49
c) *Cuveta de Slănic* 51
d) *Cuveta Drajnei* 52
2. Zona miocen-pliocenă 54
III. ISTORICUL MIŞCĂRILOR TECTONICE 56

Institutul Geologic al României

GÉOLOGIE ET TECTONIQUE

DE LA

PARTIE ORIENTALE DU DISTRICT DE PRAHOVA

(RESUMÉ)

PAR

Dr. D. M. PREDA

INTRODUCTION

La région étudiée dans cet ouvrage, située dans la partie orientale du district de Prahova (Valachie), est limitée par la valleé de Vărbilău à l'ouest, l'ancienne frontière de la Transylvanie au nord, le district de Buzău à l'est et la Plaine roumaine au sud.

Cette publication représente une synthése de toutes les données géologiques recueillies pendant plusieurs années. Pour obtenir une carte géologique complète, j'y ai introduit les données géologiques publiées auparavant (TEISSEYRE, POPESCU VOITESTI, MACOVEI) en partie revues et complétées, et surtout j'ai utilisé, avec la permission des auteurs, toutes les données géologiques inédites sur quelques parties de la région, qui ont été étudieés par MM. POPESCU VOITESTI, H. GROZESCU et moi, ou par eux seuls. Ces regions sont: La vallée de Téléajen jusqu'à Mâneciu Ungureni, la région de Zâmburoaia, la région de Chiojdeanca — Valea Dulce — Apostolache — Gornetu Gricov, la règion Bertea — Vulpea, la cuvette de Şoimari (levée seulement, par Mr. GROZESCU), et puis une partie de la carte géologique 1 : 50.000 Vălenii de Munte levée par TEISSEYRE et que nous avons revue en partie ensemble.

Pour la permission qu'ils m'ont donnée de faire figurer sur la carte et utiliser des données géologiques non publiées je les remercie ici très vivement.

A part cela, j'ai tenu compte de toutes les publications antérieures qui s'occupent de la région etudiée dans cet ouvrage.

Institutul Geologic al României

STRATIGRAPHIE

Les formations géologiques qui prennent part à la constitution de la région sont les suivantes:

F.	Quaternaire	Alluvions Terrasses inférieures „ supérieures
E.	Pliocène	Levantin Dacien Pontien Méotien
D.	Miocène	Sarmatien Tortonien Burdigalien-Hélvetien
C.	Formation à gisements de sel	
B.	Paléogène	Oligocène Eocène
A.	Crétacé	Sénonien Barrémien-Aptien

A. LE CRÉTACÉ

1. Barrémien-Aptien

Les dépôts barrémiens-aptiens représentent les plus anciennes formations géologiques connues dans la région étudiée.

On y distingue plusieurs horizons stratgraphiques et pétro-graphiques.

a) A la partie inférieure se trouve une division marneuse très épaisse, formée par des marnes grises présentant des intercalations gréseuses en couches minces, calcaires et micacées. Les marnes contiennent des fucoïdes et les grès des hyéroglyphes. On y trouve très rarement des *Orbitolina lenticularis*, qui établissent l'âge de cette division au Crétacé inférieur, barrémien-aptien. Dans la vallée de Prahova et sur le versant nord des Carpathes, cette division est supportée par l'Hauterivien.

b) Au-dessus de la division précédente, se trouve plaquée une série très épaisse formée par des bancs de grès et des conglomérats aux éléments polygènes de la grandeur d'une noisette. Les grès sont très calcaires et contiennent parfois des moules *d'Ammonites*. L'âge de cette série est toujours aptien.

c) Sur l'horizon des grès et conglomérats se trouvent plaqués des récifs calcaires, bien développés dans les vallées Pârâul Stânei, Pârâul alb, puis au Căzături, à Bratocea, sur l'ancienne

Institutul Geologic al României

frontière de la Transylvanie. On en trouve encore quelques-uns des moins importants, dans le Mont de Balabanu et de Babeș.

Les masses récifales se trouvent situées toujours au même niveau stratigraphique, en formant une couronne d'ilôts entre l'horizon des grès et l'horizon des conglomérats supérieurs. Celle de Bratocea se trouve intercalée dans la base des conglomérats. La plus grande masse récifale peut être suivie sur une longueur de plus d'un km.

Le calcaire est compact, blanc on rougeâtre et contient de nombreaux restes de *Polypiers, Caprotines, Bryozoaires, Gastéropodes, Brachyopodes*, etc. Son âge est indubitablement aptien.

Très souvent, on trouve au pied du récif et surtout à sa partie supérieure la brèche caractéritique des récifs, formée par des débris anguleux cimentés de calcaire.

d) À la partie supérieure de la série crétacée inférieure se trouve une division avec un grand développement, formée par des conglomérats que nons appellerons «les conglomérats de Zăganu». Cette division, formée par une alternance de bancs de grès et de conglomérats atteint parfois 500—600 m. d'épaisseur.

Les galets sont formés par des roches polygènes de dimensions très variables (souvent de plusieurs m^3). On y trouve representées des roches éruptives (gneiss de Cozia, diabase, quartz), des roches cristallophylliennes (micaschistes, phyllites, chlorites) et des roches sedimentaires (verrucano, calcaires tithoniques el calcaires à *Caprotines*, aptiens).

La base des conglomérats doit être rattachée à l'Aptien, parce que'on y trouve des récifs aptiens intercalés. C'est très probable que la partie supérieure appartient toujours à l'Aptien, mais possible aussi à l'Albien.

Nous partageons l'avis de MMr. Macovei et Atanasiu de considérer les conglomérats de Zăganu, comme la dérnière phase de comblement du géosynclinal du flysch crétacé inférieur c'est-à-dire qu'ils représentent des depôts de régression marine.

2. Le Sénonien

Les dépôts sénoniens forment une bande continue, large de quelques centaines de mètres, au pied des hautes montagnes, entre la zone crétacée inférieure et les dépôts paléogènes et néogènes des collines. Sous forme de petits lambeaux on les trouve sur le Crétacé inférieur, le long de la bordure de cette zone; dans la région des collines nous connaissons seulement un endroit (Homorâciu), où on trouve une petite boutonnière de dépôts sénoniens, qui fomment l'axe d'un anticlinal de paléogène.

Institutul Geologic al României

Ces depôts sont constitués par des marnes de ciment â *Foraminifères* et *Ostrea* et par des marnes et argiles de couleur rouge-brique à nodules de d'oxide de Manganèse. Quelque fois on y trouve intercalés des plaques de grès et même des blocs de conglomérats à fragments *d'Inoceramus*. Ces quelques restes organiques sont tout-à-fait indéterminables, de même que l'âge de cette division est fixé seulement d'après la présence de *Belemnitella Höfferi* trouvée dans des dépôts similaires à Comarnic (HATZEG).

Les argiles rouges sénoniennes ont été considérées comme des dépôts de faciès pélagiques et de grande profondeur (MRAZEC et VOITESTI). Cette supposition ne peut plus subsister, étant donné leur position stratigraphique transgressive sur le Cretacé inférieur, les restes organiques trouvés *(Inoceramus, Ostrea)*, et les dépôts terrigènes entre les quelles elles sont intercalées.

B. LE PALÉOGÈNE

Les dépôts paléogènes sont très bien représentés dans toute la région de collines, formant soit des bandes continues, ou bien apparaissant dans l'axe de quelques anticlinaux pliocènes, ou comme des blocs-klippes dans la brèche tectonique des masses de sel.

Dans tous les cas, le Paléogène est formé par ses deux divisions, 'Eocène et l'Oligocène, qui peuvent être bien séparées sur le terrain.

1. L'Eocène

L'Eocène est représenté seulement par l'Eocène supérieur (Bartonien).

D'après MMr. MRAZEC et I. POPESCU VOITESTI, l'Eocène serait formé par plusieurs faciès pétrographiques syncrones, à savoir: le type de Sotrile, le type marginal et le type de Fuzaru. Nos recherches ont montré que le faciès de Şotrile peut être considéré syncrone au type marginal, tandis que le type de Fuzaru représente un horizon stratigraphique supérieur aux deux précédents. Nous le rattachons à l'Oligocène inférieur. C'est en considérant le type de Fuzaru comme syncrone aux deux autres types, qu'on est arrivé à la conception de l'existance de la nappe de charriage du grès de Fuzaru (MRAZEC et VOITESTI). D'après les données stratigraphiques précédentes, cette idée est insoutenable aujourd'hui.

Les autres deux types de l'Eocène sont très semblables pétrographiquement (grès micacés, marnes à fucoides), mais le type de Şotrile est très riche en fossiles, qui sont toutes des formes benthoniques

Institutul Geologic al României

(*Nummulites*, *Orbitoides*, *Pecten*, *Ostrea*, etc). Elles manquent dans l'Eocène du type marginal.

Le présence des fossiles dans un faciès et son absence dans l'autre peut s'expliquer en admettant que le faciès marginal s'est déposé dans une partie de la mer plus profonde que celle où s'est déposé le faciès de Şotrile.

2. L'Oligocène

Dans les dépôts oligocènes on peut distinguer trois divisions stratigraphiques:

a) A la partie inférieure, on trouve une série représentée par une alternance des marnes grises et jaunâtres à impressions de plantes, des grès calcaires et micafères et parfois des petits conglomérats quartzeux.

Ceux-ci se trouvent développés surtout à la partie supérieure de la série, où ils forment des bancs dont, par destruction, se séparent des concrétions sphéroidales très caractéristiques. Cette série a été separée pour la première fois par Mr. Popescu Voitesti sous le nom de grès de Fuzaru et considérée comme un faciès de l'Eocène.

Nous sommes d'avis que le complexe de Fuzaru représente une division stratigraphique de l'Oligocène et notamment la plus inférieure, parce qu'il se trouve placé sur le Bartonien (type margnial et type Şotrile) et parfois on le trouve intercalé entres des couches à *Meletta crenata* qu'on considère partout dans le Carpathes comme apartenant à l'Oligocène.

b) À la partie moyenne de l'Oligocène se trouve la division des schistes ménilitiques, formée par des silex, des marnes silicieuses et des schistes argileux à rosettes de gypse et à débris organiques de Poissons.

c) L'Oligocène se termime par le grès de Kliwa (grès oligocène supérieur) très bien connu et répandu dans tous les Carpathes.

L'Oligocène par ces trois divisions est très répandu dans notre région, dans toute la zone paléogène. Sous la forme de klippes isolées, on le trouve fréquemment dans la brèche tectonique des massifs de sel.

La présence de ces klippes de Paléogène, poussées par les massifs de sel qui pénetrent de bas en haut parmi les dépôts supérieurs (Miocène et Pliocène) montre que tout le soubassement de la région des collines jusqu'à la Plaine roumaine est formé par une ossature de dépôts paléogènes.

C. LA FORMATION À MASSIFS DE SEL

Sous ce nom, nous avons désigné les masses de sel qui apparaîssent dans la région des collines subcarpatiques, comme des noyaux de

Institutul Geologic al României

percement, dans des plis anticlinaux ou sur des lignes de faille, entourées d'une brèche caractéristique, la brèche du sel.

Les masses de sel ont la forme de lentilles et dans leur mouvement ascensionnel, elles ont détaché et brécifié les formations géologiques traversées, formant autour d'elles une argile très fine, un mélange de deux types de roches: d'une part des blocs-klippes des formations traverrsées (Paléogène, Miocène, Pliocène), d'autre part des blocs-klippes des formations sédimentaires et cristallines, qu'on ne trouve pas dans la région (gneiss de Cozia, diabases, quartz, micaschistes, phyllites), puis des calcaires jurassiques et crétacés à *Caprotines*, *Pteroceras*, *Bellemnites* etc., verrucano, etc.

Comme la question géologique du sel en Roumanie n'a pas encore une solution dévinitive, ni en ce qui regarde son âge, ni relativement à sa situation tectonique, bien que presque tous les géologues roumains s'en soient ocupés en donnant des solutions différentes mais pas encore suiffisantes pour satisfaires toutes les problemès liés à cette question, nous ne croyons pas nécessaire d'insister sur elle, ne pouvant pas apporter de nouveaux arguments pour l'une ou pour l'autre des solutions proposées. C'est pour cela que d'accord avec d'autres chercheurs, nous l'avons classée ici, comme une formation à part.

D. MIOCÈNE

Les dépôts miocènes sont très répandus dans la région étudiée, dans toute la zone des collines en commençant depuis la Plaine roumaine lusqu'au pied des hautes montagnes, soit qu'ils forment des grandes cuvettes synclinales (cuvette de Slănic, de Drajna), soit qu'ils apparaîssent dans les axes des anticlinaux pliocènes.

Les divisions stratigraphiques et les différents faciès du Miocène ont été amplement etudiés dans de nombreux ouvrages par les géologues roumains et surtout on trouve des données assez complètes dans une publication sur cette question due à MM. POPESCU VOITESTI, GROZESCU et PREDA imprimée dans les Compte-Rendus de l'Institut Géologique Roumain, vol. VII.

En résumé, les divisions qu'on peut faire dans la région etudiée dans cet ouvrage, sont:

1. Burdigalien-Helvétien

Cette division, correspondant au premier étage méditerranéen commence par un horizon de marnes bitumineuses à gypses, de grès en plaquettes etc., qui se trouvent plaqués sur l'Oligocène et supportent un horizon de conglomérats.

Institutul Geologic al României

Cet horizon a parfois une épaisseur de plus de 100 m. et présente un grand intérêt hipothétique, car d'après Mr. MRAZEC, c'est ici que se sont déposés les massifs de sel et en mêmen temps que se sont formées les roches bitumineuses, desquelles plus tard ont distillé les hydrocarbures de pétrole.

L'horizon des marnes inférieures à gypses supporte un horizon de conglomérats, qui se présente sous un faciès nettement marin, ce qui résulte de son caractère pétrographique et surtout de la présence de quelques fossiles: *Pecten Beudanti*, *Pseudobeudanti* et *Hörnensis*, que Mr. POPESCU VOITESTI et moi avons trouvé dans cet horizon à Schiulesti et à Măneciu Ungureni. (Cuvette de Slănic).

Cet horizon stratigraphique, qui d'ailleurs a été trouvé à la base du Miocène dans toute la région des Sous-carpathes roumains, est constitué par des roches polygènes, les mêmes qu'on trouve dans les conglomérats aptiens de Zăganu et dont elles semblent dériver.

D'après les quelques fossiles que nous avons trouvées, nous considérons l'horizon des conglomérats comme appartenant au Burdigalien-Helvetien inférieur (VOITESTI, GROZESCU, PREDA).

Vers la partie supérieure, les conglomérats passent insensiblement à des grès et des marnes rouges (le faciès rouge du salifère - MRAZEC), qui supportent la formation à gypses et à tufs dacitiques — l'horizon des gypses supérieurs, — qu'on a attribué à l'Helvétién et qui représente une formation nettement lagunaire.

2. Tortonien

Le Tortonien a été depuis longtemps connu dans la région, à Slănic (PILIDE) et à Ogretin-Mierla (TEISSEYRE) où, plus tard, il a été étudié par Mr. POPESCU VOITESTI.

Dans mes excursions géologiques, j'ai eu l'occasion de l'étudier dans les deux régions.

À Slănic, le Tortonien, représenté par des marnes, grès et calcaires à *Lithothamnium, Spondylus, Ostrea, Corbula, Conus, Oliva, Ancillaria* etc., occupe l'axe de deux synclinaux formés par des marnes gypseuses helvétiennes.

De même, dans la région de la cuvette de Drajna, il ocuppe l'axe d'un synclinal d'Helvétien et supporte des dépôts méotiens.

En dehors de ces deux régions, on suppose l'existence du Tortonien dans quelques marnes et argiles bariolées (Chiojdeanca, Muchea Sări) qui tiennent surtout du Buglovien.

Les dépôts tortoniens montrent un faciès nettement marin, ce qui démontre qu'après la retraite des eaux pendant la lagune helvétienne,

Institutul Geologic al României

la mer ouverte a envahi de nouveau la région au commencement du Tortonien, s'est-à-dire qu'ils prouvent une trangression marine, fait reconu depuis longtemps par MACOVEI.

3. Le Sarmatien

Les dépôts sarmatiens occupent la partie supérieure du Miocène et sont très bien représentés dans toute la région des collines subcarpatiques en commençant par la partie méridionale de l'Éperon de Văleni vers le sud.

On y distingue dans ces dépôts deux divisions stratigraphiques: l'une inférieure — bugl o vien — représentée surtout par des marnes et une autre supérieure — sarmatien proprement dit — formée par des conglomérats, grès et calcaires organogènes.

Les dépôts bugloviens accusent un faciès saumâtre, parfois avec des intercalations de gypses et contiennent un mélange de faune tortonienne et sarmatienne. On y trouve *Ervilia trigonula, Bulla truncata, Lajonkajreana, Certhium pictum, Buccinum, Pleurotoma Döderleini, Corbula gibba,* des Polypiers etc.

Cet horizon est très bien développé à Zâmburoaia, puis à la base de la Cuvette de Șoimari où il a été reconnu pour la première fois par BOTEZ, puis à Matița, Gornetu Cricov Salcia etc.

Les dèpôts sarmatiens proprement dits se présentent sous deux faciès: un faciès septentrional formé par des conglomérats et des grès, développés au sud de l'Epéron de Văleni jusqu'à une ligne E.-W., qui unit Gornetu Cuib à Săngeru, et un autre plus au sud de cette ligne, formé par des bancs de calcaires organogènes et caractérisé par de grandes quantités de tubes de *Serpules.* (GROZESCU, PREDA).

E. LE PLIOCÉNE

Les dépôts pliocènes sont très bien développés surtout dans la région comprise entre la limite méridionale de l'Éperon de Văleni et la Plaine roumaine. Dans la zone paléogène — miocène, on en trouve qulques lambeaux isolés, qui démontrent que le lac pliocène s'étendait sur la zone du Flysch carpathique, probablement jusqu'au pied des hautes montagnes.

Les dépôts pliocènes sont représentés par les quatres sousétages connus: Méotien, Pontien, Dacien et Levantin.

1. Le Méotien

Les caractères pétrographiques et paléontologiques du Méotien ont été définitivement établis par d'autres chercheurs (surtout par TEISSEYRE), de sorte que nous avons très peu à dire à ce point de vue.

Institutul Geologic al României

En général, le Méotien est formé par des dépôts d'eau douce et saumâtres: des marnes, argiles, grès et sables. Dans leur répartition, on sait qu'à la partie inférieure prédominent les dépôts sablonneux et gréseux à fossiles d'eau saumâtre, tandis qu'à la partie supérieure on rencontre des dépôts argileux et marneux à fossiles d'eau douce.

Si on suit le développement des dépôts méotiens dans toute la région figurant sur la carte et leurs rapports avec les dépôts sous-jacents, on constate que: dans la partie méridionale des collines, près de la plaine, on trouve toute la série des dépôts méotiens en continuité de sédimentation avec le Sarmatien; plus au nord (dans la zone de la cuvette de Şoimari), les dépôts méotiens sont transgressifs sur le Buglovien et contiennent des conglomérats, dans lesquels on trouve remaniés des blocs sarmatiens, fait reconnu pour la première fois par BOTEZ.

Dans la zone de l'Éperon de Văleni, les dépôts méotiens sont transgressifs sur les dépôts méditerranéens et sur l'Oligocène En même temps, ils sont representé seulement par leur partie supérieure, à savoir l'horizon à fossiles d'eau douce: sables et argiles à *Unio* et *Hidrobia* et calcaires bitumineux d'eau douce à *Planorbis*.

Ces faits démontrent nettement une transgression du Méotien qui s'est développée du Sud au Nord, de sorte que le lac a eu son maximum d'étendue à la fin du Méotien.

2. Le Pontien

Les dépôts pontiens sont très bien developpés dans la région miocène-pliocène, au sud de l'Éperon de Văleni. Au nord de celui-ci on trouve des lambeaux de Dacien et Pontien à Prăjani, et dans la cuvette de Drajna à Posesti.

En général, les dépôts pontiens sont constitués par des marnes et sables qui contiennent comme fossiles caractéristiques: *Cardium Lenzi, Steindachneri* etc., *Congeria rhomboidea, Dreissensia corniculata, Dreissensomya, Phyllocardium, Valenciennessia, Vivipara* etc.

Dans la répartition des dépôts du Pontien, sables et marnes, on constate un rapport entre ceux-ci et la proximité du rivage du lac pontien et sa profondeur.

Ainsi, dans la zone paléogène (Prăjani, Posesti), les dépôts pontiens sont représentés par des sables et des sables marneux; plus au sud ils sont représentés par deux horizons pétrogra phiques, l'un, inférieur, formé par des marnes et l'autre, supérieur, formé par des sables; dans la partie la plus méridionale des collines les dépôts pontiens sont formés seulement par des marnes.

Le développement des sables aux dépens des marnes, du nord

Institutul Geologic al României

au sud et de la partie inférieure vers la partie supérieure, montre des changements dans les conditions bathimétriques du lac pontien, changements qui prouvent une continuelle diminution de sa profondeur.

3. Le Dacien

Les phénomènes de répartition des faciès pétrographiques, en liaison avec le voisinage du rivage et la diminution progressive de la profondeur constatée pendant l'existence du lac Pontien, peuvent être observés aussi pendant l'existence du lac dacien.

Le Dacien est représenté par des graviers, sables et marnes et contient à la partie supérieure des intercalations de lignite, pafois d'une épaisseur de 1—1,20 m.

En général, dans la partie septentrionale, les dépôts daciens sont représentés par des sables à la partie inférieure et par des graviers et sables à la partie supérieure ; plus au sud et près de la plaine, ils sont formés par des marnes et argiles à la partie inférieure et des sables à la partie supérieure.

Cette répartition zonaire des sables, graviers et marnes doit être mise en liaison avec le voisinage du rivage du lac et avec une profondeur décroissante de la profondeur de celui-ci pendant les temps daciens.

En tout cas une transgression des dépôts daciens vers le nord ne se constate nulle part.

4. Le Levantin

Les dépôts levantins, formés par des graviers, sables, argiles etc., sont les derniers dépôts formés dans le lac pliocène. C'est pour cela qu'ils sont très bien développés surtout dans les aires synclinales et surtout près de la plaine.

En résumant l'histoire du lac pliocène, nous constatons que: Le Pliocène, avec le Méotien inférieur, commence par une transgression marine qui a atteint son maximum vers le Nord pendant le Méotien supérieur; après celà, pendant le Pontien, Dacien et Levantin, le lac a commencé à être comblé par les dépôts, sa profondeur a diminué continuellement, de sorte qu'à la fin du Levantin, le lac a complétement disparu

F. LE QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires sont représentés par des dépôts fluviatiles qui suivent les cours d'eau principaux et sont répartis en plusieurs terrases :

Les terrasses supérieures, sont formées par des graviers

Institutul Geologic al României

en général de couleur rougeâtre, et les terrasses inférieures par des graviers qui supportent une couche de lehm.

1. En étudiant les diverses terrasses, on constate que:

Le niveau de chaque terrasse au-dessus de la rivière grandit au fur et à mesure qu'on se déplace de la plaine vers la montagne, c'est-à-dire que les terrasses se développent, en plan vertical, en éventail, vers les montagnes.

2. Chez les grandes rivières, on constate leurs énorme développement dans leur partie droite et leur absence ou leur petite étendue sur la gauche.

Il résulte de celà, que pendant le Quaternaire, le cours des grandes rivières s'est déplacé de l'Ouest vers l'Est.

Ce fait résulte aussi de la répartition des affluents secondaires de ces rivières qui sont très développés sur la partie droite et qui sont très réduits sur la partie gauche.

On constate de même de fréquents phénomènes de capture entré les affluents des grandes rivières, qui se sont faits dans le sens, que les affluents d'une rivière de l'Est, ont capté les affluents d'une rivière plus à l'Ouest.

Tous ces phénomens se sont produits par suite de l'enfoncement continue de la partie orientale des collines et de la plaine de Braila et Galatz.

LA TECTONIQUE

La région étudiée a été le théâtre de mouvements tectoniques, depuis le Crétacé inférieur jusqu'aux temps actuels, mouvements qui ont déterminé de grands plissements dans lesquels on reconnaît plusieurs unités tectoniques.

D'après MM. L. Mrazec et W. Teisseyre [1]) on y peut distinguer deux grandes divisions tectoniques: la zone du grès carpathique, ou la zone du Flysch carpathique et la zone subcarpathique, chacune d'elles ayant des divisions tectoniques d'ordre secondaire bien individualisées.

Pendant l'année 1911, MMr. L. Mrazec et I. Popescu-Voitesti dans une étude sur la zone du flysch tout le long de l'arc carpathique depuis la Bucovine jusqu'aux Carpathes méridionaux [2]), ont distingué dans la structure de celui-ci, la présence de plusieurs nappes, qui d'après la nature et l'origine de leur matériel pétrographique peuvent être divisées en: nappes internes formées par des roches dont le maté-

1) L. Mrazec et W. Teisseyre. Esquisse tectonique de la Roumanie.
2) L. Mrazec et I. Popescu Voitesti. Contribuțiuni la cunoașterea,.

Institutul Geologic al României

riel est exclusivement d'origine carpathique et en nappes marginales dans la constitution desquelles on trouve de nombreux éléments étrangers aux Carpathes et provenant surtout du prolongement au-dessous d'eux de leurs avant pays (vorland) : Dobroudja, la Platforme prébalcanique, la Platforme podolique et des Sudètes. Dans les nappes internes les auteurs ons distingué:

a) La nappe des conglomérats de Bucegi, qui serait représentée dans notre région, près des sources de Teleajen où la plupart des blocs de calcaire mésozoique ne sont pas autre chose que de grandes klippes déracinées, poussées sur la ligne de chevauchement de la nappe. L'autochtone de cette nappe et formé par les couches de Sinaia et de Comarnic.

b) La nappe du grès de Siriu, formée par le faciès gréseux du Crétacé supérieur, probablement cénomanien, qui support quelques lambeaux de marnes rouges sénoniennes et de grès nummulitiques. L'autochtone de la nappe est toujours l'ensemble des couches de Sinaia et de Comarnic.

c) La nappe des marnes rouges sénoniennes est formée par les marnes rouges qui supportent le Nummulitique de type «Șotrile», et les schistes dissodiliques (oligocènes) et la cuvette de Slănic (méditerranéenne). L'autochtone de la nappe est formé par la nappe du grès de Fuzaru (nummulitique) qui apparaît en quelques fenêtres, sous la nappes des marnes rouges.

d) La nappe du grès de Fuzaru, la plus extérieure des nappes internes, est formée par l'Eocène moyen et supérieur (grès de Fuzaru). La bordure externe de la nappe est chevauchésoit sur le Salifère autochtone soit sur la nappe marginale.

Parmi les nappes marginales, on distingue :

e) La nappe marginale, formée par l'Eocène marginal et l'Oligocène, chevauche sur un autochtone constitué par le Miocène inférieur (Salifère inférieur), et,

f) La nappe péricarpathique, nappe en formation, représentée seulement à partir de la courbure des Carpathes vers l'Est et le Nord.

Je tiens à déclarer du commencement, que l'interprétation tectonique du Flysch carpathique comme nappes de charriage, ne s'accorde pas avec la structure relativement simple de notre région et des Carpathes de Roumanie, en général.

La conception des nappes provient surtout du fait qu'on a considéré comme faciès syncrones quelques étages et horizons stratigraphiques qui sont en réalité superposés.

En général, on peut distinguer deux grandes unités tectoniqües connues: l'une au nord,

Institutul Geologic al României

La Zone du Flysch crétace, et l'autre, au sud, la zone des collines subcarpathiques, qui s'étend jusqu'à la Plaine roumaine. Comme on le verra plus tard, dans celle-ci on peut distinguer plusieurs unités tectoniques secondaires.

A. LA ZONE DU FLYSCH CRÉTACÉ

La Zone du Flysch crétacé, correspondant en général aux grands sommets des Carpathes, se limite au sud par une grande ligne de dislocation — dislocation marginale du flysch crétacé — tandisqu'au nord elle se continue sur le versant nord des Carpathes jusqu'à la limite des schistes cristallins.

Cette unité est formée, comme nous l'avons déjà montré, par des sédiments crétacés inférieurs (barrémiens et aptiens), qui supportent transgresivement des lambeaux de Sénonien, Paléogène et Mediterranéen. Plus au nord sous les dépôts aptiens apparâissent l'Hauterrivien et le Valanginien.

Le Crétacé inférieur se présente sous forme de plusieurs anticlinaux et synclinaux, larges, semblables à de vraies cuvettes et voûtes, dans la zone centrale des Carpathes et plus serrés, quelque fois comme des écailles inclinées au Sud-Est, près de sa limite méridionale.

Grâce à l'érosion profonde, les horizons supérieurs du Crétacé inférieur ont été en partie détruits, de sorte qu'ils ne se trouvent représentés que dans la zone centrale des Carpathes, dans les grandes aires synclinales.

Ainsi les conglomérats aptiens supérieurs et les récifs calcaires aptiens se trouvent représentés seulement dans le massif de Zăganu aux sources de Teleajen.

D'après les donnés de MMr. Mrazec et Voitesti, cet horizon de conglomérats développés entre la valée de Doftana et de Buzău, serait formés des restes de la partie frontale d'une nappe spéciale — nappe de conglomérats de Bucegi — et les calcaires sous jacents, aujourd'hui considérés commes des récifs aptiens, seraient des klippes tectoniques de rabotage.

Étant donnée l'âge des conglomérats, des récifs calcaires, l'âge aptien des formations qui les supportaut et la structure géologique tout-à-fait simple de cette région, nous affirmons qu'il n'existe pas une pareille nappe de charriage, puisqu'il n'existe ni des masses charriées, ni des klippes de rabotage. D'ailleurs, d'après les études de MMr. Macovei et Atanasiu, cette nappes n'existe pas non plus en Moldavie dans les Carpathes orientales.

La bordure méridionale de la zone crétacée se présente comme une grande ligne de faille, le long de laquelle la zone crétacée est un

Institutul Geologic al României

peu chevauchée vers de sud sur la bordure septentrionale de la cuvette de Slănic. Ce fait a eu comme résultat le broyage et laminage des horizons supérieurs du Cretacé, du Paléogène et du Méditerranéen, qui apparaîssent comme des lambeaux allongés le long de la ligne.

La Zone du Flysch cretacé a été interprétée par MMr. MRAZEC et VOITESTI, comme une nappe spéciale — nappe du grès de Siriu — ayant l'autochtone formé par les couches de Sinaia et de Comarnic.

Un des arguments principaux pour cette conception serait, d'après ces auteurs, la présence sur la ligne de dislocation, des blocs de gneiss de Cozia, calcaire jurassique, brèches calcaires, diabases, micaschistes, qui ont été considérées comme des klippes de rabotage, déracinées de la nappe du Cristallin et portées le long de la surface de charriage jusqu'à la partie frontale de la nappe de Siriu.

Cette conception est insoutenable aujoud'hui, car toutes ces klippes ne représentent autre chose, que des blocs des horizons supérieurs de l'Aptien (calcaires récifaux et conglomérats de Zăganu), qui sont les témoins du laminage de ces horizons sur la ligne de faille.

B. LA ZONE DES COLLINES SUBCARPATHIQUES.

Cette zone s'étend entre la zone crétacée au nord et la Plaine roumaine au sud et elle est formée par des dépôts sénoniens, paléogènes, miocènes et pliocènes. On peut y distinguer deux unités tectoniques: une zone paléogène-miocène au nord, et une zone miocène pliocène au sud.

1. La zone paléogène - miocène.

Dans cette zone, on distingue une série d'anticlinaux de Paléogène séparés par des synclinaux de Miocène, parfois avec du Pliocène dans leurs axes. En général, on constate que les zones paléogènes se détachent de la zone du Flysch crétacé, pénètrent diagonalement dans les Subcarpathes, s'enfoncent graduellement vers l'ouest où elles disparaîssent sous une couverture de dépôts plus nouveaux.

Du nord au sud on distingue la zone paléogène ou l'Éperon de Homorâciu (Zamura, d'après TEISSEYRE) et la zone paléogène ou l'Éperon de Văleni (MRAZEC ET TEISSEYRE), séparées par la cuvette de Slănic et la cuvette de Drajna

a. L'Éperon de Homorâciu.

Cet éperon se détache de la zone du Flysch crétacé à l'Est de Slonu, s'enfonce vers le Sud-Ouest dans la zone des collines et se termine à Slănic ou il disparaît complétement. Il separe la cuvette de Drajna de celle de Slănic.

Institutul Geologic al României

La zone est constituée par le Sénonien et le Paléogène.

Sur le flanc nord, ses rapportes avec la cuvette de Slănic sont les suivants:

à l'Est de la vallée de Drăjnuța, les dépôts du Paléogène supportent normalement les dépôts miocènes de la cuvette.

à partir de cette vallée vers l'Ouest, la ligne de contact est une ligne de faille, le long de laquelle se trouvent laminés quelques horizons des deux unités et en même temps la Paléogène chevauche vers le nord sur la cuvette.

Sur le flanc Sud, le Paléogène de la zone se trouve chevauché vers le Sud sur la Cuvette de Drajna et parfois le long d'une ligne de faille.

En total l'Éperon de Homorâciu représente un pli anticlinal, replissé à son tour, couché vers le sud on bien se présentant sous la forme d'un pli en éventail.

L'Éperon de Văleni.

L'Éperon de Văleni, limité entre la cuvette de Drajna et la zone miocène—pliocène, se détache de la zone du Flysch à l'Est de la valée de Buzău, pénètre obliquement dans les Subcarpathes se dirigeant vers le Sud Ouest à Bușteneri et Telega où il s'enfonce sous des dépôts plus récents. (MRAZEC ET TEISSEYRE).

Il est constitué par des dépôts éocènes et oligocènes qui parfois supportent en transgression les dépôts du I-er Méditerranéen, comme par exemple à Aricesti (GROZESCU), dans la vallée de Vărbilău (TEISSEYRE) et dans la région de Opăriți-Predeal Sărari.

Ces lambeaux de Miocène au-dessus du Paléogène montrent la liaison entre les dépôts similaires de la cuvette de Drajna et la région miocène—pliocène, de sorte que l'Éperon nous apparaît comme un grand pli anticlinal.

Sur le flanc nord, cette zone supporte la cuvette de Drajna, soit normalement, soit en étant séparée d'elle par une ligne de faille, le long de laquelle le Paléogène se trouve parfois chevauché au nord sur la base de la cuvette.

Sur le flanc sud, le Paléogène de la zone chevauche vers le Sud sur les formations miocènes, ou pliocènes c'est-à-dire le long d'une ou de plusieurs failles.

En total, la zone de l'Éperon de Văleni peut être considérée comme un grand pli anticlinal replissé à son tour et développé parfois sur ses flancs comme un pli en éventail. (PREDA et GROZESCU).

c. La cuvette de Slănic.

La cuvette de Slănic limitée entre l'Éperon de Homorâciu au Sud et la zone du Flysch crétacé au nord, représente un grand synclinal,

Institutul Geologic al României

dirgé dans la direction E.NE—V.SV, qui à l'Est devient de plus en plus étroit et se termine au sommet de Vârful Țiganul, tandis qu'à l'ouest il devient de plus en plus large, en s'enfonçant continuellement de sorte que dans la vallée de Teleajen, il a une largeur de presque 5 km.

En ce qui concerne ses rapports avec les zones du flysch qui limitent cette cuvette au nord et sud, nous avons montré plus haut, que les formations inférieures de la base de la cuvette sont déversées vers l'axe de la cuvette, et chevauchées du nord au sud par les dépôts paléogènes et crétacés et du sud au nord par les dépôts paléogènes de l'Éperon de Homorâciu, le long de deux lignes de dislocation.

d. La cuvette de Drajna.

La cuvette de Drajna est comprise entre l'Éperon de Văleni au sud et l'Éperon de Homorâciu au nord. Elle se termine à l'Est de la vallée de Buzău, tandis qu'à l'Ouest elle se continue jusqu'à Slănic, où elle se relie vers le nord à la cuvette de Slănic (Mrazec et Voiteşti).

Les flancs terminaux de la cuvette sont deversés vers son axe, de sorte que ses dépôts se trouvent développée en éventail, avec l'ouverture en profondeur . On trouve de même qu'au fur et à mesure qu'on se déplace dans la cuvette vers l'ouest, elle devient de plus en plus large et en même temps ses dépôts commencent à se plisser de sorte que de son axe se s'élèvent deux plus anticlinaux à Olteni et à Praja à l'axe de Paléogène.

Sur le flanc méridional de la cuvette, le Paléogène détache de écailles de Paléogène qui s'enfoncent dans les dépôts de la cuvette en séparant entre eux des synclinaux de Mediterannéen et de Pliocène.

De l'exposé précédent, il résulte nettement que la structure tectonique de la région paléogène-miocène est tout-à-fait simple et que l'existence des plusieurs nappes de charriage est exclue.

Les dépôts sénoniens se trouvent dans leur position normale sous les dépôts paléogènes. Même sur le flanc nord de la cuvete de Slănic, le déversement vers le sud des dépôts sénoniens et paléogènes sur le flanc de la cuvette est d'une importance tout-à-fait secondaire. Aucune fenêtre de Fuzaru n'apparaît sous les dépôts sénoniens, de sorte qu'une nappe des marnes rouges sénoniennes n'existe nulle part.

On peut dire la même chose de la nappe du grès de Fuzaru. Lorsque celui-ci était considéré comme un faciès syncrone à l'Eocène du type de Șotrile et du type marginal, on pouvait parler d'une nappe de Fuzaru là où le grès se trouvait placé sur les deux types d'Eocène. Comme le grès du Fuzaru représente un horizon supérieur aux deux type de Paléogène, l'existence d'une pareille nappe devient insoutenable. Je tiens encore à affirmer qu'il n'existe pas

Institutul Geologic al României

une fenêtre de Chiojdu, celle-ci n'étant pas autre chose que la cuvette miocène de Drajna, placée au-dessus du Paléogène.

En ce qui concerne la nappe marginale, MM. MRAZEC et VOITEȘTI affirment qu'elle est tout-à-fait réduite comme importance dans cette partie des Subcarpathes.

C'est un fait incontestable, que sur son flanc méridional le Paléogène de l'Éperon de Văleni est chevauché sur la formation à massifs de sel. Jusqu'à quelle distance ce chevauchement a eu lieu, reste à établir par des sondages. Nous supposons qu'il est assez prononcé, étant donné que tout près de Văleni, dans l'axe du Paléogène de l'Éperon, apparaîssent des gypses, distants au Nord de 1 km ½ de la bordure méridionale du Paléogène.

Si ces gypses sont méditerranéens, ce qui n'est pas absolument prouvé et s'ils sont liés aux massifs de sel, qui sont très probablement miocènes, on peut parler d'une nappe de charriage; ce serait la seule existante.

2. La Zone miocène-pliocène

La zone miocène-pliocène qui s'étend au sud de l'Éperon de Văleni jusqu'à la Plaine roumaine, est constituée par des massifs de sel avec leur brêche tectonique, dans laquelle on trouvent des klippes de Paléogène, et par des dépôts miocènes et pliocènes.

On distingue dans cette zone une série de plis anticlinaux et synclinaux, caractérisés par les phénomènes de diapirisme. On peut voir ces plis surtout dans la région de Salcia-Sângeru-Tătaru, où on trouve toutes les variations des types décrits par leur auteur (MRAZEC).

Leur direction et leur mode de formation sont dus surtout aux massifs de sel.

Les apparitions de Paléogéne dans l'axe des plis anticlinaux montrent que le soubassement de toute la région est formé par cette formation. C'est pour cela que la direction des plis est, dans sa généralité, la même que celle des plis du Paléogène.

Ce fait démontrerait que l'ossature des plis miocènes-pliocènes est une ancienne ossature de plis de Paléogène, et si on trouve quelques anomalies, celles-ci peuvent être expliquées en tenant compte que dans cette région on voit seulement la partie supérieure des plis, tandisque dans les régions plus septentrionales on voit une partie de leur profondeur.

En tout cas il faut remarquer que les plis du Pliocène deviennent de plus en plus larges et s'enfoncent vers l'ouest sous la Plaine roumane, de sorte qu'on ne peut pas parler d'une ligne de dislocation entre la Plaine et les collines (PREDA, GRÓZESCU).

Institutul Geologic al României

L'HISTOIRE DES MOUVEMENTS TECTONIQUES

Nous connaissons l'histoire de la région à partir du Cretacé inférieur.

Au commencement de celui-ci, la région du flysch carpathique était ocupée par un grand géosynclinal qui s'étendait au sud-ouest jusque dans la région du Cristallin et de la Cuvette de Transylvanie, et vers le sud jusqu'aux plates-formes prébalcaniques et de la Dobroudja, où la présence du Crétacé inferieur est connu surtout par les travaux de ANASTASIU et MACOVEI.

Vers la fin de l'Aptien, le géosynclinal du Flysch a été exondé au moins dans la région occupée par les Carpathes, et les derniers dépôts de l'Aptien, les conglomérats de Zăganu, montrent une régression marnie.

C'est pourquoi les eaux ont été poussées sur les versants des Carpathes, et c'est pour cela qu'on trouve le Gault et le Cenomanien transgressifs tant en Transylvanie sur les schistes cristallins qu'en Dobroudja.

Pendant tout le temps compris entre d'Aptien et le Sénonien, l'arc de flysch carphatique a été exondé, car le Sénonien se trouve transgressif sur les différents horizons du Crétacé inférieur. Les dépôts suivants au Sénonien, sont les dépôts barthoniens. On pourrait conclure de ce fait, que depuis la fin du Sénonien et jusqu'au commencement du Barthonien, l'emplacement des Carpathes et des Subcarpathes devait faite partie du continent, ce qui, très probablement, ne corespond pas à la réalité.

Nous conaissons l'Eocène moyen dans les Carpathes, sous forme de petits lambeaux dans la vallée d'Ialomitza à Albești dans, la vallée l'Oltu à Porceni, puis dans les monts de Rodna sur le verant ouest des Carpathes, ainsi qu'en Dobroudja, dans la platforme prébalcanique et en Crimée. Sous forme de blocs, on le trouve dans les conglomérats paléogènes supérieurs et surtout dans le Miocène inférieur, où il est très développé à partir de la courbure des Carpathes vers le Nord.

Ces restes d'Eocène moyen sur les deux versants des Carpathes, et dans les Subcarpathes montrent indubitablement que ceux-ci ont été couverts complétement par la mer éocène moyenne, et que ses dépôts ont été erodés depuis l'Eocène moyen et pendant le commencement du Barthonien.

De même nous n'avons pas une idée très nette de l'aspect de la région pendant le Barthonien et le Paléogène supérieur mais il est certain que la mer paléogène communiquait avec la mer paléogène de la cuvette de Transylvanie, très probablement avec de interruptions

Institutul Geologic al României

temporaires, ce qui expliquerait la grande diversité des faciès dans cette cuvette.

Il est de même indubitable qu'a la fin de l'Oligocène, la mer du Flysch carpathique se trouve en grande régression et que la zone des Carpathes et Subcarpathes a commencé à se soulever de sorte qu'elle s'est transformée en une lagune (salifère) qui couvrait les Subcarpathes et les Carpathes et se réunissait à la lagune de la cuvette de Transylvanie.

Pendant toutes ces oscillations et surtout pendant les derniers soulévements, dans l'aire geosnclinale des plissements importants ont eu lieu et ont ébauché la tectonique actuelle des Carpathes et des Subcarpathes, terminée plutard au Pliocéne supérieur.

Pendant l'existence de la lagune, à la fin du Paléogène et au commencement du Miocéne, dans les compartiments isolés par les accidents tectoniques, se sont déposés les gypses inférieurs, et d'après la plupart des géologues, aussi les massifs de sel.

Une image trés suggestive de cette lagune et du mode de formation des massifs des sels nous a été donnée par Mr. Macovei.

En tont cas, un fait reste gagné pour nous, à savoir que les dépôts qui se sont sédimentés dans cette phase lagunaire et que tout les géologues placent au commencement du Miocène, proviennent en tant que fait géologique régional, de la régression de la mer paléogène.

De fait, le Méditerranéen commence, tout le long de l'arc carpathique par une transgression, pendant laquelle se sont déposés le conglomérats du Ier Méditerranéen, suivie d'une régression pendant laquelle se sont déposés les gypses et les marnes de l'Hélvétien. Il y a beaucoup d'arguments qui nous font supposer une liaison entre ce bassin et la cuvette de Transylvanie, liaison qui se faisait par-dessus l'actuelle zone des Carpathes.

Avec le commencement du Tortonien, les Carpathes ont subi un mouvement d'enfoncement, ce qui a provoqué une transgression générale du Tortonien, transgression suivie d'une nouvelle régression, celle du Buglovien.

Le Sarmatien montre une transgression nette vers la zone carpathique, ainsi que sur les plate-formes de ses avant-pays.

A la fin du Sarmatien, les Carpathes étaient complétement exondés, les eaux ont été refoulées sur leurs versants, formant les lacs pliocènes du bassin de Transylvanie et de Subcarpathes roumains.

Entre le Sarmatren et Méotien a existé une période continentale, pendant laquelle les dépôts anciens ont été en partie erodés et c'est pour cela que nous trouvons les dépôts du Méotien transgressifs sur des formations d'âge trés différent.

A partir du Pontien, la zone carpathique a subi seulement un

Institutul Geologic al României

mouvement positif, ce qui a provoqué la retraite continuelle de ses bords vers le sud, jusqu'à la fin du Levantin, quand toute la région des collines fut complétement exondée et le lac pliocène complétement desséché.

Les mouvements de soulevements des Carpathes ont continué pendant tout le Pliocène, et c'est à cette èpoque que les plis du Flysch ebauchés à la fin du Paléogéne, se sont formés définitivement, de même que les plis de la zone miocéne et ont pris l'aspect qu'ils montrent encore anjourd'hui.

Institutul Geologic al României

CONTENU

	Pag.
INTRODUCTION	63
STRATIGRAPHIE	64
A. **Cretacé**	64
1. Barremien-Aptien	64
2. Sénonien	65
B. **Paléogène**	66
1. L'Eocène	66
2. L'Oligocène	67
C. **La Formation à massifs de sel**	67
D. **Miocène**	68
1. Burdigalien-Helvétien	68
2. Tortonien	69
3. Sarmatien	70
E. **Le Pliocène**	70
1. Méotien	70
2. Pontien	71
3. Dacien	72
4. Levantin	72
F. **Quaternaire**	72
LA TECTONIQUE	73
A. **La zone du Flysch cretacé**	75
B. **La zone des collines subcarpatiques**	76
1. La zone paléogène-miocène	76
2. La zone miocène-pliocène	79
L'HISTOIRE DES MOUVEMENTS TECTONIQUES	80

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

HARTA GEOLOGICĂ
A
PĂRŢII DE RĂSĂRIT A DISTRICTULUI PRAHOVA
DE
D. M. PREDA
INTREGITĂ CU DATELE GEOLOGICE ALE D-lor I. POPESCU VOITEŞTI,
H. GROZESCU, G. MACOVEI, W. TEISSEYRE, L. MRAZEC

CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA
PARTIE ORIENTALE DU DISTRICT DE PRAHOVA
PAR
D. M. PREDA
COMPLETEÉ AVEC LES DONNÉES GÉOLOGIQUES DE M-RS I. POPESCU VOITEŞTI,
H. GROZESCU, G. MACOVEI, W. TEISSEYRE, L. MRAZEC

1 : 100.000

1922

LEGENDA

QUATERNAR
- a — Aluviuni / Alluvions
- q_2 — Terase inferioare / Terrasses inférieures
- q_1 — Terase superioare / Terrasses supérieures

PLIOCEN
- p_4 — Levantin / Levantin
- p_3 — Dacian / Dacien
- p_2 — Pontian / Pontien
- p_1 — Meotian / Méotien

MIOCEN
- m_3 — Sarmaţian-Sarmatien / Buglovian-Buglovien
- m_2 — Tortonian / Tortonien — Al. II-lea Mediteranian / II-me Mediterranéen
- m_1 — Helveţian-Hélvetien / Burdigalian-Burdigalien — I-lul Mediteranian / I-er Mediterranéen
- Σ — Masive de sare / Massifs de sel

PALEOGEN
- O — Oligocen / Oligocène
- e-Oi — Eocen superior-Oligocen inferior neseparate / Eocène supérieur-Oligocène inférieur non separés
- e — Eocen superior / Eocène supérieur

CRETACIC
- C_3 — Senonian / Sénonien
- C_{1c} — Gault?-Gault? — conglomerate / conglomérats
- C_{1r} — Aptian / Aptien — calcar recifal / calcaire récifal
- C_1 — Baremian-Barrémien — şisturi cu Orbitolina lenticularis / schistes à Orbitolina lenticularis

- gy — Marne cu gips, sub Paleogen / Marnes à gypses, au dessous du Paléogène
- br — Brecie tectonică / Bréche tectonique
- K — Clipe / Klippes
- F — Falii principale / Failles principales
- f — Falie / Faille
- Direcţia şi înclinarea stratelor / Direction et inclinaison des couches
- Cl — Isvor sărat / Source salée
- S — Isvor sulfuros / Source sulfureuse
- Mg. Na — Sărături / Endroits à efleurescences salines
- Sa — Fierbători / Salses
- I — Lignit / Lignite
- Asfalt / Asphalte
- H — Puţ de păcură / Puits de pétrole
- Sondaj / Sondage
- I-VII — Direcţia profilelor generale / Direction des coupes générales

LUCEAFĂRUL S. A. BUCUREŞTI

Institutul Geologic al României

SECŢIUNI GEOLOGICE TRANSVERSALE

IN REGIUNEA CARPAŢILOR ŞI SUBCARPAŢILOR DIN PARTEA DE RĂSĂRIT A JUD. PRAHOVA

COUPES GÉOLOGIQUES TRANSVERSALES

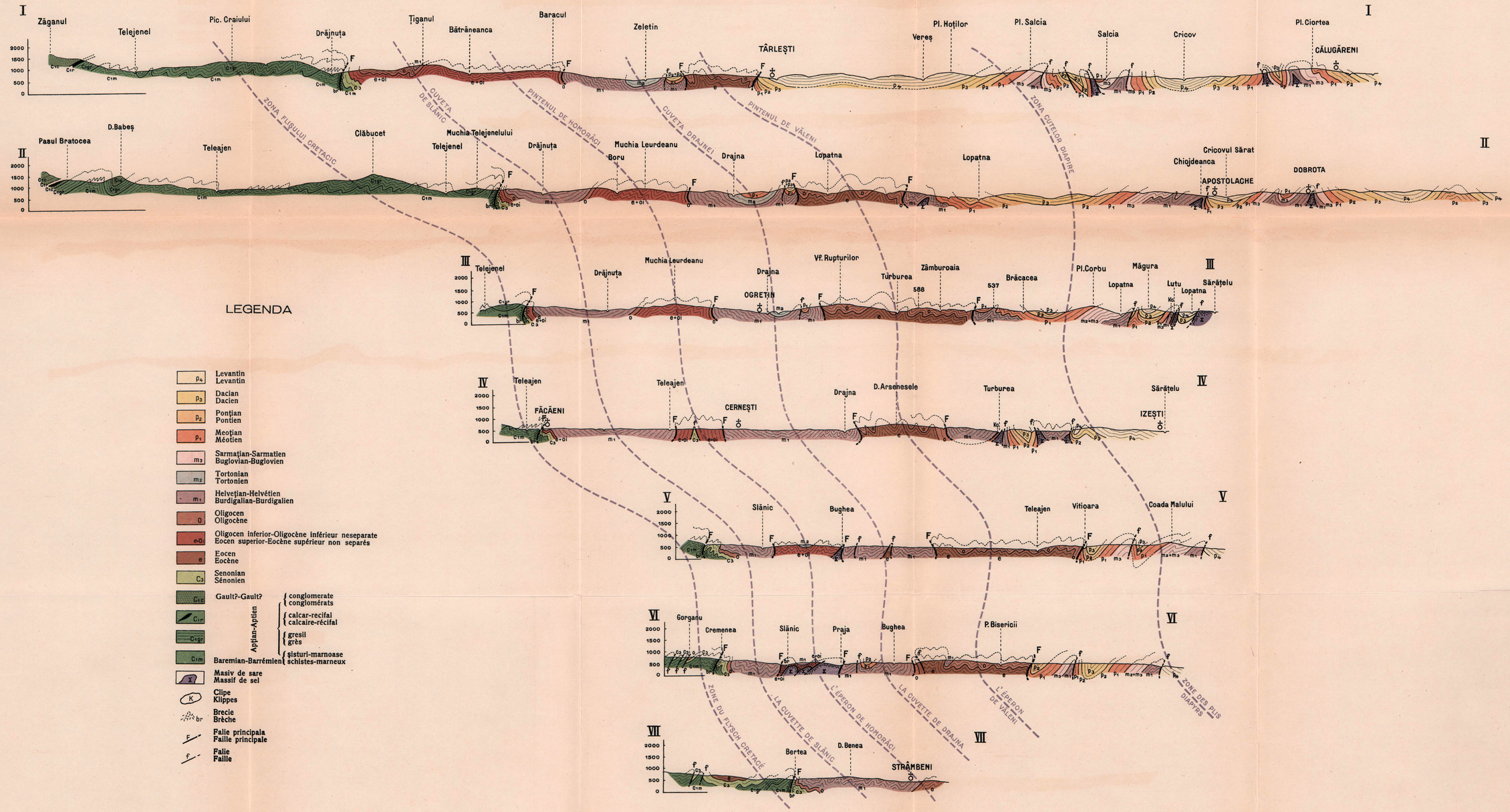
DANS LES CARPATHES ET LES SUBCARPATHES DE LA PARTIE ORIENTALE DU DISTRICT DE PRAHOVA

PAR

D. M. PREDA

1 : 100.000

1922



LEGENDA

- p_4 Levantin / Levantin
- p_3 Dacian / Dacien
- p_2 Pontian / Pontien
- p_1 Meoţian / Méotien
- m_3 Sarmaţian-Sarmatien / Buglovian-Buglovien
- m_2 Tortonian / Tortonien
- m_1 Helveţian-Helvétien / Burdigalian-Burdigalien
- O Oligocen / Oligocène
- e-O Oligocen inferior-Oligocène inférieur neseparate / Eocen superior-Eocène supérieur non separés
- e Eocen / Eocène
- C_3 Senonian / Sénonien
- C_1c Gault?-Gault? { conglomerate / conglomérats
- C_1r Aptian-Aptien { calcar-recifal / calcaire-récifal
- C_1gr Aptian-Aptien { gresii / grès
- C_1m Aptian-Aptien { şisturi-marnoase / schistes-marneux ; Baremian-Barrémien
- Σ Masiv de sare / Massif de sel
- K Clipe / Klippes
- br Brecie / Brèche
- F Falie principala / Faille principale
- f Falie / Faille

DESEN. F. WAHNIG

LUCEAFĂRUL S.A. BUCUREŞTI

Institutul Geologic al României

APPLICATION
DE L'ANALYSE MICROCHIMIQUE DES GAZ A L'ANALYSE DES GAZ DES ROCHES

PAR

NICOLAS METTA

INTRODUCTION

L'objet d'une analyse microchimique des gaz a été fort peu discuté dans le domaine des analyses habituelles de laboratoire, et la littérature mentionne un nombre assez restreint d'auteurs s'etant occupés d'une application générale de l'analyse microchimique des gaz. Pourtant les recherches dans ce domaine d'investigation étendu pourraient rendre des services indiscutables. L'application de l'analyse microchimique des gaz est restée plutôt dans le domaine de la théorie et a surtout porté sur des gaz spécifiques. Même pour les analyses des gaz nobles, tellement fréquentes dans ces dernières années, les divers analystes ont préféré prendre des quantités notables de substance et poursuivre par les méthodes ordinaires.

Les recherches théoriques ont fait un grand emploi de la méthode microchimique, comme le prouvent les beaux travaux de Langmuir sur les phénomènes d'absorption des gaz par des parois de mica, de verre et de platine, et les résultats obtenus par Mr. le Prof. Guye et Mr. Germann sur les gaz de l'argent, enfin les conclusions déduites par ces auteurs sur les causes d'erreur dans la détermination des poids atomiques de l'argent.

Mr. le Professeur Guye a poursuivi en collaboration avec Mr. Germann des travaux sur l'analyse de l'air et des gaz de l'argent en appliquant à cette étude la technique moderne de la manipulation des gaz avec des appareils construits en verre. Nous avons repris le même travail, en adaptant notre appareil aux diverses applications qui suivront dans l'exposé. D'abord, nous avons les continué travaux de Mrs. Guye et Germann sur les analyses des gaz de l'argent, puis nous avons entrepris l'analyse des gaz des roches, question qui nous a été proposée par le Laboratoire Universitaire de Minéralogie de Bucarest, dirigé par Mr.

Institutul Geologic al României

LE PROFÉSSEUR L. MRAZEC, où de pareilles recherches se poursuivent depuis longtemps.

L'avantage de la méthode réside dans le fait qu'il suffit de prendre une quantité minime de substance minérale (0, 3 gr.) ou de métal pour obtenir une quantité de gaz suffisante à deux essais complets d'analyse. Par contre la méthode exige une certaine habileté que l'on acquiert d'ailleurs en construisant soi-même les appareils.

Principe de la méthode. — L'analyse d'un gaz est effectuée sous volume constant, dans un volumètre dont la capacité est déterminée d'avance et qui est mise en communication avec un manomètre du type Mac-Léod, modifié et établi pour apprécier $^1/_{1000}$ mm. de pression.

Opérant sous une pression initiale de 3, 5—4 mm., on peut analyser des volumes gazeux 1000 fois plus petits que ceux étudiés avec des appareils ordinaires, qui fonctionnent sous une pression initiale de 300—400 mm., de pression. L'erreur dans l'appréciation des résultats ne dépasse pas 1 ou 2 dizièmes dans les chiffres de pourcentages comme il résulte des différentes expériences.

CHAPITRE I

Les appareils leur construction et leur calibrage

L'appareil comprend les parties suivantes.

1. La partie servant à la mise en liberté des gaz. (Cas des métaux et des roches).

2. Les appareils de mesure des volumes gazeux: le manomètre à air libre le vacuummètre de Mac Léod et les volumètres.

3. La partie servant à l'analyse quantitative.

4. Les parties accessoires: trompe à eau, pompe à huile et pompe à mercure automatique pour faire le vide.

La partie qui sert à la mise en liberté des gaz sera décrite dans les chapitres respectifs, l'analyse des gaz des métaux et celle des gaz des roches nécessitant chacune un système approprié.

Les appareils de mesure

a) La manomètre à air libre est le manomètre à Hg à deux branches intercalé entre la trompe à eau, la pompe à mercure automatique et le vacuummètre. Il est fixé contre une échelle de verre qui porte des graduations en millimètres. Nous avons divisé le présent travail en trois chapitres comprenant dans une première partie la construction des appareils et leur calibrage, dans une seconde partie les expériences préliminaires pour la mise au point de l'appareil et finalement son application à l'analyse des gaz des roches. Nous avons in-

Institutul Geologic al României

sisté spécialement sur le premier chapitre, dont le contenu est essentiel pour toutes ces sortes d'analyses.

Le manomètre de Mac Léod, qui sera décrit plus bas, ne se prête qu'à la mesure de pressions en-dessous de 4 mm.; il sert à nous donner une idée approximative du vide existant dans l'appareil.

b) *Le manomètre de Mac Leod.* Il sert comme le décrit Travers dans son ouvrage classique (Experimentelle Untersuchung von Gasen) à mesurer les gaz raréfiés.

Le système décrit plus bas est une modification adoptée par (Proc. R. Soc. 80 A. 1908, 579) et qui permet d'utiliser le vacuummètre comme manomètre ou simple pompe à mercure au moyen d'un robinet (voir planche) qui établit la communication entre le volumètre R et le vacuummètre.

La manomètre de Mac Leod se compose d'une ampoule sphérique A d'une capacité qui, comme nous verrons plus bas, peut varier de 20 à 40 cm. suivant la sensibilité qu'on veut donner à l'appareil, et qui est reliée à la partie supérieure par un tube capillaire B, gradué de façon à apprécier $^1/_{10}$ de mm., et calibré jusqu'au robinet r.

L'ampoule A fait corps à la partie inférieure avec la colonne en verre E. Cette dernière a un diamètre intérieure de 12 mm., elle est longue d'un mètre et elle est reliée au réservoir de mercure W. Entre la colonne et le réservoir W, nous avons intercalé un appareil de chasse-bulles V. La colonne E porte un point de repère O à l'endroit où aboutit la branche C, capillaire également, qui la met en comunication avec le reste de l'appareil.

La capacité de l'ampoule A et du tube capillaire B est déterminée préalablement avec du mercure à O degré par des méthodes connues, avant qu'on ait soudé ces deux parties au reste de l'appareil.

Nous avons besoin de deux jaugeages pour déterminer la capacité de l'espace compris entre le repère O et le robinet r: on détermine d'abord, avec du mercure à O degré, comme il est indiqué plus bas, la partie entre le repère o et le robinet r. Puis nous déterminons la capacité entre le zéro de la colonne capillaire B et le robinet r. On met les pièces à calibrer dans de la glace finement pilée et au bout de deux heures, on fait les lectures en maintenant les appareils dans la glace. On pèse le mercure, d'où on déduit la capacité. Ainsi la capacité de l'ampoule A de notre appareil est de 19,5401 cmc., la capacité du vacuumètre B de 0,3589 cmc., d'où l'on peut déduire la capacité d'un centimètre de longueur du vacuummètre. Dans notre cas, à un centimètre de longueur correspond 0,0152 cmc. de capacité. Les graduations du vacuummètre sont controlées par des calibrages à mercure; on détermine l'espace occupé par une goutte de mercure à laquelle on fait prendre

Institutul Geologic al României

différentes positions le long du tube, et on mesure avec une loupe l'espace qui correspond à diverses divisions. On choisit le tube capillaire C de même diamètre intérieur que B pour éviter les corrections de capillarité. Les deux tubes C et B sont placés contre une plaque de verre portant les divisions en millimètres, ou une simple feuille millimétrique qui permet de lire les dénivellations dans les deux branches. Les deux tubes capillaires et l'ampoule A sont protégés contre les courants d'air qui pourraient influencer les lectures par une cage en verre munie d'un thermomètre. Plusieurs expérimentateurs recommandent de mettre les capillaires et l'ampoule dans un bain à température constante. La colonne E est entourée d'un tuyautage en bois.

Volumètre auxiliaire. — Il est constitué d'un ballon d'une capacité variant de 150 à 200 cmc.; il sert à calibrer les différentes parties de l'appareil de forme variable qui ne pourraient pas être calibrées par les méthodes ordinaires mentionnées plus haut. Le calibrage de ce ballon a été fait d'après les indications de Mr. Moles (Thèse 1908 Madrid).

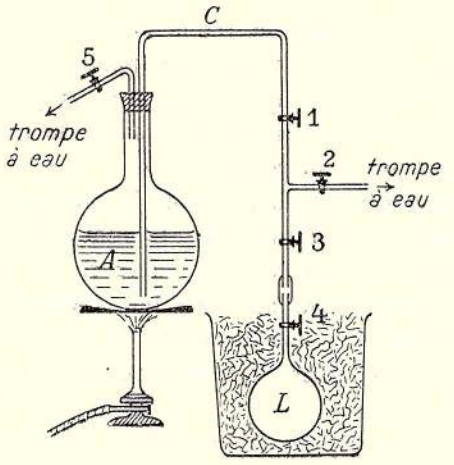


Fig. 1.
Calibrage du volumètre auxiliaire par l'eau a 0^0.

La figure 1 montre le dispositif de l'appareillage. Le ballon A d'une capacité de 2 a 3 litres, est rempli aux deux tiers avec de l'eau distillée, fermé par un bouchon de liège à deux trous au travers duquel passent deux tubes. L'un de ceux ci aboutit au fond du ballon et établit la communication avec le ballon à calibrer et avec la pompe à vide par des tuyautages et des robinets qui sont indiqués sur la figure; l'autre tube est relié directememt à une autre trompe à eau pour maintenir une sous-pression dans le ballon A. Celle-ci aspire en même temps les dernières bulles d'air qui se dégagent par l'ébullition. Après une ébullition d'une demi heure, on laisse refroidir jusque vers 60 degrés; on maintient la sous-pression, les robinets 1,5 étant fermés. Pendant ce temps, on fait le vide dans le ballon à calibrer, les robinets 2, 3, 4, étant ouverts. Après avoir vidé le ballon L, on ferme 3 et 4 et on ouvre 1 et 2; l'eau du ballon A monte dans le tube C. On ferme 2 et on ouvre 3, 4 avec précaution pour éviter les secousses. Le

Institutul Geologic al României

ballon se remplit jusqu'à un certain niveau et on arrive à éliminer les dernières bulles d'air, en mettant le ballon en communication avec la pompe à vide, laissant 2, 3, 4 ouverts et fermant 1, On répète 2 ou 3 fois la même opération de vidage et remplissage. La température de l'eau suffisamment élevée (60 degrés) et le vide réalisé avec une bonne trompe provoquent une ébullition assez active et l'élimination de toute trace d'air qui éventuellement sera retenue dans l'eau. On laisse refroidir le ballon sur place, les robinets 1, 3, 4 étant ouverts. La communication entre les deux ballons étant maintenue, on évite la formation des bulles d'air. Sans démonter, on met le ballon L dans un vase à glace finement pilée. Par la contraction de l'eau lors du refroidissement, une quantité d'eau correspondant à cette température est aspirée. Après une heure, on détache le ballon de l'installation en continuant à le maintenir dans la glace. On lui ajoute un petit tube tiré en capillaire, pour éviter les pertes par évaporation. La température continuant à baisser vers O degré, on remarque que le ménisque du liquide remonte dans la capillaire, phénomène dû à la dilatation de l'eau en-dessous de 4 degrés. Quand le ballon a la température de la glace, la ménisque reste stationnaire. On ferme le robinet du ballon et on enlève avec une pipette fine l'eau qui reste dans la capillaire jusqu'au robinet; on rince le ballon à l'extérieur avec de l'eau, on l'essuie avec un chiffon humide, et on le laisse prendre la température ambiante dans la balance. On pèse au centième de gramme. On répète la même opération jusqu'à concordance de poids. Après l'avoir vidé, on le nettoie à l'intérieur avec du mélange chromique chaud ($Cr_2 O_7 K_2$ dans $SO_4 H_2$ conc) qu'on laisse agir une nuit entière. On lave à l'eau ordinaire, finalement à l'eau distillée, et on sèche le ballon en le faisant traverser par un courant d'air sec. On fait le vide et on pèse. La différence de poids nous donne la capacité du ballon.

Il nous reste à calibrer le volumètre, c'est-à-dire, l'espace compris entre le repère O, l'espace du réservoir R avec les capillaires qui mènent aux tube des différents absorbants. Nous décrirons ces derniers après avoir décrit les différentes manipulations. On monte les diverses parties décrites, comme elles sont indiquées sur la planche, on les fixe contre un support en bois pour les soustraire à des accidents, en ayant soin de leur donner une parfaite verticalité.

Manipulations.

Avant d'introduire le mercure dans l'appareil ou dans le manomètre à air libre, on s'assure d'une propreté rigoureuse de l'appareil. On réalise celle-ci au moyen d'un lavage au mélange chromique chaud et à l'eau distillée. Un verre bien lavé est entièrement mouillé par

Institutul Geologic al României

l'eau, sans que des gouttelettes ruissellent aux parois. On sèche l'appareil par un courant d'air sec, qu'on obtient en faisant barboter l'air à travers un flacon à acide sulfurique concentré. Le mercure préalablement distillé et filtré, est chauffé jusqu'à environ 160 degrés, pour le débarrasser de l'humidité qu'il retient intensément. On le filtre une seconde fois chaud en plaçant l'entonnoir directement dans le réservoir W. On fait le vide aussi avancé que possible dans l'appareil par la trompe à eau et on continue avec la pompe à mercure ou si possible avec une pompe mécanique Siemens ou Gaede. Après ces opérations, l'appareil est prêt à fonctionner.

Le réservoir W étant à la base de la colonne E, celle-ci peut jouer le rôle d'un simple manomètre à air libre. Nous avons dit que l'appareil tel quel peut fonctionner comme pompe à vide aussi bien qu'un vacuummètre. Pour plus de facilité, le vide dans notre cas est réalisé par la pompe à mercure automatique, tandis que nous employons le réservoir W simplement pour refouler les gaz dans les diverses parties des appareils absorbants. Pour faire fonctionner, l'appareil comme vacuummètre, on ferme le robinet r qui fait la communication entre la capillaire B et le volumètre R. Dans ce dernier cas, si on soulève le réservoir W., le niveau du mercure remonte aussi dans la colonne E. A l'endroit du point de repère O, il interrompt la communication entre le volumètre et le vacuummètre. Dans ce dernier reste emprisonnée une certaine quantité de gaz qui par l'ascension continuelle du mercure dans la capillaire B est soumise à une pression qui est donnée par la différence de niveau dans les deux branches C et B. La pression dans le reste de l'appareil, par suite de la montée du mercure est restée partiquement la même qu'au début de l'opération, quand le mercure se trouvait en O. Le volume du récipient A, ainsi que celui de la capillaire B étant déterminés par des jaugeages préalables, soit V leur volume total A plus B, on peut déduire le volume entre le ménisque et le robinet. La pression X qui règne dans l'appareil au début est inconnue. Par l'élévation du mercure, on enferme une quantité égale de gaz dans des volumes différents, auxquels correspond une pression P mesurée par la dénivellation dans les deux branches. Cette fois-ci, le volume occupé par le gaz dans les deux branches est V considéré entre le ménisque du mercure dans la capillaire B et le robinet r.

Le relation de Boyle-Mariotte sera exprimée :

$$X\ V = (X+P)\ V' ;\ X = \frac{V'}{V - V'}\ .P$$

V et V', comme nous avons indiqué plus haut, ont été déterminés

Institutul Geologic al României

préalablement. Pour chaque division de la colonne B, dont la capacité est connue jusqu'au robinet r, on peut déduire une constante de l'appareil, car V est invariable. La relation établie peut être écrite sous une forme plus simple :

$$X = K.\ P \text{ ou } K = \frac{V'}{V - V'}.$$

Toutes les observations se réduisent à la mesure d'une différence de niveau dans les deux branches, exprimée en millimètres. Si P est exprimé en millimètres, X le sera également. Pour une valeur de $X = 1$, $K \frac{1}{P}$. Cette constante mesure la sensibilité même du vacuummètre en millimètres.

Pour les différentes pressions qui règnent dans l'appareil, il est nécessaire de prendre divers points d'affleurement sur la branche du vacuummètre. Ainsi dans nos mesures, nous avons considéré comme (premier repère la division la plus basse pour des pressions comprises entre deux et quatre mm. obtenues par des dénivellations qui ne dépassent pas 15 cm. Pour des pressions au dessous de 1mm, le repère est à 3 ou 4 cm. de distance du robinet ; la dénivellation reste faible mais les erreurs dans les calculs de pression sont presque nulles. Le troisième affleurement pour des pressions comprises entre 1 à 3 mm. se trouve à un point intermédiaire. Avant de commencer à faire une mesure, on amène le niveau du mercure exactement au point de repère O, au milieu de l'embouchure du tube C. La négligence de ce détail entraîne de fortes erreurs signalées par Mrs. Baume et Travers loc. cit), et qui sont d'autant plus appréciables que la pression est plus faible.

La Partie Analytique

L'ensemble des appareils d'analyse constitue un petit appareil d'Orsat, comme celui employé dans l'analyse ordinaire des gaz. Il se compose d'un tube à KOH solide pour absorber le bioxyde de carbone, un tube avec une spirale de fer pour retenir à l'incandescence l'oxygène; un tube à spirale de platine pour la combustion du mélange de méthane, d'oxyde de carbone et d'hydrogène, et un tube de Plücker pour l'analyse spectroscopique. Toutes ces ampoules sont insérées sur un même embranchement, en ligne avec le volumètre auxiliaire L. Pour éviter que le mercure reste dans les capillaires au moment du refoulement des gaz dans les diverses ampoules susmentionnées, on donne une certaine inclinaison à la branche F et G par rapport à l'horizontale.

a) **Le tube a KOH,** d'une capacité réduite autant que possible

Institutul Geologic al României

pour éviter l'absorption, a généralement 2—3 cmc. Il est rempli à moitié de sa longueur avec de la KOH en petits grains.

b) **La tube à spirale de fer.** On enroule sur une baguette de porcelaine 8-10 spires de fil de fer doux, de cinq dixièmes de diamètre approximativement, et on soude les bouts à deux électrodes de platine qui seront soudées à leur tour au tube en verre. Il est nécessaire de construire le tube à spirale de fer de telle sorte que le gaz vienne en contact aussi étroit que possible avec la zone d'incandescence de la spirale. Avant d'effectuer une absorption avec la spirale de fer, celle-ci doit être réduite dans un courant d'hydrogène au rouge. L'hydrogène est produit dans un appareil Kipp avec du zinc et de l'HCl, et débarrassé de l'H_2 S, en le faisant passer sur de la pierre ponce imbibée de SO_4 Cu, et desséché sur Cl_2 Ca et P_2 O_5.

On rince l'appareil une première fois avec de l'hydrogène, puis on fait le vide. On porte la spirale à l'incandescence, en la mettant en communication avec quelques accumulateurs et on laisse entrer de l'hydrogène. On fait de nouveau le vide et on répéte la même opération jusqu'à ce que la surface devienne gris métallique.

c) **Tube à spirale de platine,** servant à la combustion du mélange gazeux, méthane, oxyde de carbone, hydrogène et oxygène.

Les moyens d'absorption ordinaires pour l'oxyde de carbone ne peuvent pas être appliqués. Le dosage de l'hydrogène par absorption avec de la mousse de palladium s'est montré insuffisant, comme l'ont prouvé des recherches antérieures. La combustion dans un excès d'oxygène reste le moyen le plus efficace ; il est d'ailleurs très exact. La combinaison par explosion de l'hydrogène avec l'oxygène ne peut pas réussir, étant donné qu'on obtient des décharges silencieuses et non pas des étincelles, la pression dans l'appareil étant très faible. Il est préférable, comme nous avons déjà dit d'éviter les grandes capacités et de réduire au minimum possible les dimensions des tubes, afin de permettre au mélange gazeux d'être en contact plus intime avec la zone incandescente du platine. A cet effet, nous avons construit un tube de 3 cm. de longueur sur 8 mm. de diamètre intérieur, portant une spirale de platine de 0,3 mm, de grosseur dont les bouts sont soudés directement au verre qui la met en communication avec 2-3 accumulateurs. Pour éviter l'humidité résultant de la combustion de méthane et de l'hydrogène avec l'oxygène, on intercale entre le tube à spirale et l'appareil de mesure un minuscule tube à P_2 O_5.

L'oxygène nécesaire à la combustion de l'oxyde de carbone, de l'hydrogène et de méthane est fourni par du MnO_4 K chimiquement pur de Kahlbaum, en chauffant légèrement un petit tube pourvu d'un robinet intercalé entre le robinet r et la pompe à mercure. On retient

Institutul Geologic al României

e bioxyde de carbone ou l'eau qui se forment par de petites couches de KOH et de $P_2 O_5$ séparées par de la laine de verre placée, dans le même tube. Avant de chauffer le tube pour faire dégager l'oxygène on a soin de faire le vide dans le tube à MnO_4K, et d'éliminer un premier dégagement de gaz.

Le dosage de l'azote par combinaison directe, comme l'indiquent certains auteurs, au moyen de calcium métallique ou d'un mélange d'oxyde de calcium et de magnésium, n'est pas réalisable dans notre cas. D'une part, le calcium s'oxyde rapidement, et d'autre part l'absorption dans les deux cas ne s'effectué qu'à une température dépassant 600 degrés. Or à cette température, les appareils que nous sommes obligés d'employer fondent. Un essai effectué dans le but de doser l'azote sous forme d'oxydes et de l'absorber par de la KOH en faisant agir des étincelles électriques sur un mélange d'azote et d'oxygène n'a pas réussi non plus. Les décharges silencieuses qu'on obtient, vu la très faible pression dans l'appareil, fournissent en même temps que les oxydes de l'azote aussi de l'ozone. Ce dernier attaque le mercure et l'oxyde formé se dépose dans les capillaires et les obture. Un essai à blanc, fait avec de l'oxigène sur lequel nous avons fait agir les décharges pendant 30 minutes nous a permis de constater la formation de l'ozone, par l'oxyde de mercure formé, aussi bien que par la diminution de pression dans l'appareil. L'azote sera donc dosé par différence, avec les gaz nobles et ceux-ci seront analysés qualitativement au spectroscope.

Le tube de Plücker, d'une capacité ne dépassant pas 8 cmc. est muni d'électrodes en aluminium soudées à des fils de platine, eux-mêmes soudés au verre. Les fils de platine doivent être entourés de petits tubes en verre pour les protéger contre l'action des décharges. Etant donné la faible pression qui règne dans l'appareil, le mercure émet une quantité appréciable de vapeur. Celle-ci attaque les électrodes et par la décharge, donne un spectre qui se superpose au spectre du gaz. On évite cet inconvénient en plaçant à l'entrée du tube de Plücker une mince feuille d'or de 2 cm. de longueur.

Les décharges sont obtenues par une petite bobine de Ruhmkorff, qui donne une étincelle d'une longueur de 3 cm. Le spectre est analysé avec un petit sprectroscope de poche modèle Zeiss qui donne un spectre très net.

Toute la canalisation est en tubes capillaires de 1 mm, de diamètre intérieur. De petits robinets (Geissler), enduits d'une graisse préparée spécialement assurent une étancheté parfaite. Cette graisse est composée de 8 parties de paraffine, de 16 parties de caoutchouc et de 3 parties de vaseline.

Le vide est obtenu par une trompe à eau ou la pompe à huile

Institutul Geologic al României

système Schuckert, que possède le laboratoire et qui donne très rapidement un vide de 1 mm. à 0,5 mm.

Pour le vide cathodique, on fait usage d'une pompe à mercure automatique, indiquée sur la planche et construite d'après un modèle du Laboratoire de Chimie Théorique. Elle est d'une construction excessivement simple et solide. La quantité de mercure nécessaire est d'environ 600 grammes. Avec cette pompe, on réalise un vide cathodique au bout d'une heure et demie pour une capacité de 400 cmc. si l'on a préalablement obtenu un vide relatif avec une bonne trompe à eau

Calibrage par le volumètre auxilaire

On fait le vide dans l'appareil entier, y compris le volumètre L, jusqu'à ce qu'aucune décharge ne passe plus dans le tube de de Plücker. On ferme les robinets de toutes les ampoules d'absorption, sauf le robinet du volumètre L qui reste ouvert. On laisse entrer une certaine quantité d'air sec dépourvu de CO_2, ou autre gaz inerte.

Dans notre cas, nous avons fait les calibrages avec de l'air de laboratoire, en le faisant barboter dans une solution concentrée de KOH solide et en le desséchant sur du Cl_2 Ca et sur du P_2 O_2. On mesure au moyen du manomètre de Mac Leod la pression P_1 de la quantité d'air que nous avons introduite dans les deux volumètres R et L. La quantité de gaz contenue dans le volumètre L de volume V_1 peut être déterminée, la capacité et la pression étant connues. On ferme le robinet du volumètre auxiliaire L et on amène le ménisque du mercure au repère O. On ouvre le robinet r_1 et on fait le vide dans le volumètre R et dans l'ampoule A. On ferme r_1 et on ouvre le robinet r_2 du volumètre auxiliaire L. Le gaz contenu dans ce dernier se détend et occupera en plus le volume V_2 de l'espace R+A Il est clair que la pression P_2 résultante sera plus petite que P_1.

La loi des gaz qui relie les pressions et les volumes sera dans notre cas : $P_1 V_1 = (V_1+V_2) P_2$, d'ou l'on déduit la valeur de V_2:

$$V_2 = \frac{(P_1-P_2) V_1}{P_1}$$

Le volume V_1 de la capacité Z a été déterminé préalablement; P_1 et P_2 sont mesurables ; la valeur de V_2 est donnée en fonction de quantités connues.

On répète la même opération jusqu'a concordance des résultats. L'espace R+A du volume V_2 une fois connu, on peut remplacer le volumètre L par la nouvelle capacité calibrée comme volumètre. Avec ce dernier, on détermine les capacités de diverses parties de l'appareil; le tube à spirale de fer, le tube à KOH et le tube de Plücker. Nous

Institutul Geologic al României

avons mentionné que lors de l'admission de l'air dans les volumètres, tous les robinets des appareils absorbants étaient fermés. Le calibrage de ceux-ci, dans ce cas, se réduit à une simple manoeuvre de robinets et la mesure de pression, après chaque capacité nouvellement introduite.

Par exemple, si on veut calibrer le tube à spirale de fer, on ouvre le robinet r_3. Le gaz qui occupait l'espace R+A de volume V_2, occupera un volume V_3, sous la pression résultante P_3 plus petite que P_2. La même relation indiquée plus haut nous permet de calculer la valeur de V_3 :

$$V_3 = \frac{(P_2 \quad _3)\, V_2}{P_2}$$

et ainsi de suite pour les capacités des tubes à KOH, de Plücker, etc.

Exemple d'un Calibrage par le volumètre auxiliaire L.

Nous avons fait 3 lectures avec 3 points de repère pour une même quantité de gaz

	Lectures sur les Capillaire B.	Capillaire C.	Denivellation en mm.	Pression initiale en mm.	Pression finale en mm.	Capacité V_2 calculée
a	10	132	122	2.2326		56 cmc.
	10	104	94	—	1.7200	
b	20	147.5	127.5	2.2312		56,5 cmc.
	20	117.5	97.5	—	1.7062	
c	30	163.5	133.5	2.2294		56,3 cmc.
	30	132.5	102.5	—	1.7110	56, 27 cmc. en moyenn

La capacité de l'ampoule A et de la capilaire B est déterminée d'avance par des jaugeages au mercure et est égale à 19, 899 cmc. Pour l'espace R et les capillaires reste la valeur de 36, 371 cmc. A la valeur de V_2 égale à 56, 27 cmc trouvée plus haut, on doit ajouter la valeur de la capilaire C, entre le point de repère O et le point d'arrêt du mercure pendant les lectures.

Chaque lecture nécessite de 20 à 30 minutes. Pour chaque élévation de la colonne de mercure dans le vacuummètre, on remarque peu de temps après une nouvelle élévation du ménisque de quelques dixième de millimètres, dans la capillaire B par la compression, le gaz se dilate

Institutul Geologic al României

et au bout d'un certain temps, il revient à la temperature normale; il se contracte, ce qui provoque l'élévation du mercure. Même, si on élève le nivéau très lentement, cette compression se produit. Après 10 à 15 minutes, on observe au contraire un retrait; cette fois-ci dans les deux capillaires. Ce retrait est dû probablement au refroidissement de la colonne de mencure ainsi que des parois de verre échauffées préalablement par frottement.

Les lectures de pression suivantes, faites, à des intervalles de 30 minutes, donnent une concordance remarquable pour différents affleurements. L'erreur est de l'ordre de quelques dix millièmes de milimètres.

La différence de température dans l'intervalle de deux lectures est presque négligeable

Lectures sur la Capillaire B.	Capillaire C.	Dènivellation en mm.	Pression initiale en mm.	Pression finale en mm.	Température
10	108	98	1.7934	—	23.5
10	91.8	81.8	—	1.4969	—
20	122.5	102.5	1.7937	—	—
20	105.5	85.5	—	1.4962	—
30	137.4	107.4	1.7935	—	—
30	119.5	89.5	—	1.4960	23.2

Application a l'analyse de l'air.

Ces analyses ont été exécutées dans le but de vérifier notre appareil au point de vue de l'exactitude des résultats, étant donnée la composition constante de l'air.

Les essais ont été faits avec de l'air de laboratoire, dépourvu de bioxyde de carbone et parfaitement sec. Pour cela, on fait passer l'air à travers un flacon laveur à solution de KOH concentrée et par un tube à KOH solide. On sèche l'air sur du $Ca\ Cl_2$ et du $P_2\ O_5$ et on l'introduit dans le volumètre R. On rince l'appareil deux ou trois fois, et on introduit une quantité d'air qui ne doit pas exercer une pression supérieure à 4 mm.

On ouvre le robinet du tube à spirale de fer, et on mesure la pression exercée par la quantité de gaz qui occupe les capacités du volumètre et du tube à spirale. On ouvre le robinet r qui établit la communication entre le vacuummètre et le volumètre. Après 3 ou 4 coups de pompe qui consistent dans la manoeuvre du réservoir, on refoule presque toute la quantité d'air dans le tube à spirale. Dans ce cas, il

Institutul Geologic al României

ne doit exister aucune dénivellation dans l'appareil. Il est nécessaire de laisser un intervalle de temps suffisant entre deux refoulements successifs pour permettre à des quantités de gaz qui sont refoulées dans des capillaires de forme compliquée de se détendre dans tout l'appareil. On porte à l'incandescence la spirale de fer pendant une minute au maximum. Nous avons constaté que l'absorption optimum ne dépend pas de la durée de l'incandescencc. Il importe pour une absorption complète que la surface de la zone incandescente soit aussi grande que posible. On prend un fil de fer doux long et de diamètre minime. Les parois de tube doivent être aussi rapprochées que possible de la spirale. La combinaison de l'oxygène et du fer n'a lieu qu'au rouge vif de la spirale.

On laisse le gaz restant se détendre et prendre la température normale. Il est constitué d'azote et d'argon; on mesure la pression qui résulte P_1.

Lors du refoulement du gaz dans le tube à spirale, il est très difficile de refouler les dernières traces de gaz. Il reste toujours des quantités appréciables dans les extrémités des capillaires. Bien que l'absorption soit complète dans les conditions que nous venons d'indiquer, il est nécessaire de répéter la même opération jusqu'à ce que la pression reste constante après un nouveau refoulement et une nouvelle incandescence de la spirale.

Une relation simple nous permet de déduire le pourcentage d'oxygène absorbé sur la quantité d'air prise pour l'analyse:

$$\frac{(P - P_1)\ 100}{P_1} = O\ \%.$$

Resultats des analyses de l'air du laboratoire.

La durée d'une analyse est de 30 a 40 minutes.

Denivellation en mm.	Pression finitiale en mm.	Pression P finale en mm.	Différence	Pourcentage
124.5 98.7	2.1795	1.7285	0.451	20.70
106.5 84.5	1.949	1.546	0.403	20.68
149.— 118.—	2.488	1.971	0.517	20.78
142.5 113.—	2.494	1.977	0.517	20.73
93 74.5	1.702	1.368	0.334	20.45

Institutul Geologic al României

Il est bien entendu que notre but n'était pas d'effectuer des analyses de l'air rigoureusement exactes. Ces analyses ne nous ont servi qu'à mettre au point notre apareil. Les résultats cités plus haut nous prouvent que les appréciations qu'on peut faire sont de l'ordre des méthodes ordinaires les plus exactes.

Institutul Geologic al României

ANALYSE DES GAZ DES METAUX.

Cette analyse comprend deux parties:

1. La mise en liberté des gaz,
2. L'analyse qualitative et quantitative des produits dégagés.

Il a été montré que le simple chauffage d'un métal au-dessus de son point de fusion n'est pas suffisant pour mettre en liberté la totalité des gaz qu'il contient. D'une part, le métal même en fusion est capable de retenir certains gaz pour lesquels il présente une affinité particulière, comme les recherches de Mrs. Guye et German l'ont montré, et celles de Mr. Guichard sur les gaz de l'aluminium. (Bull. 1912. 9 53.)

M. Belloc (R. Gle. Sc. 1919) conclut que pratiquement il est impossible de débarrasser un métal totalement de ses gaz. Au bout de six mois, on peut encore en extraire, à condition de faire suivre l'échauffement par des périodes de repos.

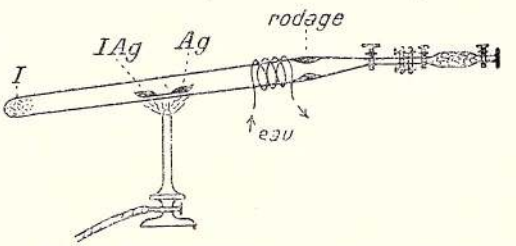


Fig. 2. Dispositif pour la mise en liberté des gaz des métaux.

L'attaque chimique dans ces conditions s'est montrée des plus efficaces. Il s'agit de transformer le métal en une combinaison chimique facilement sublimable si possible, et capable d'être débarassée complètement de ses gaz par la chaleur.

L'argent, comme le cuivre, sur lequel nous avons fait nos expériences, chauffé dans une atmosphère de vapeurs d'iode, est facilement attaquable et transformé en iodure d'argent.

L'appareil de mise en liberté des gaz consiste en un tube de verre à combustion difficilement fusible (tube à canon), long de 20 cm. et d'un diamètre intérieur de 12 mm. fermé à l'une des extrémités. L'autre extrémité est mise en communication par un rodage approprié avec l'appareil de mesure (volumètre) et d'analyse.

Les tubes de verre, comme ceux de quartz ou porcelaine, préalablement évacués et chauffés mettent en liberté une quantité de gaz assez notable. Il est donc nécessaire de les débarrasser de ces gaz, dus probablement à une couche d'absorption qui se forme sur les parois,

Institutul Geologic al României

en les portant plusieurs fois à une température supérieure a celle impliquée par l'attaque. On élimine les produits par la trompe à vide, jusqu'à ce qu'un nouvel échauffement après 12 heures ne donne aucune pression mesurable par la jauge de Mac Leod. Les gaz dégagés, soumis à un essai spectral, montrent les raies de l'azote et de l'hydrogène.

Avant de commencer une analyse, on détermine la capacité des espaces nouvellement introduits. On procède par la même méthode que nous avons indiquée précédemment pour la détermination d'un volume de forme quelconque par mesure de pression. L'iode métallique employé a une tension de vapeur appréciable, même à la température ordinaire (Baxter. J. Amer. Ch. Soc. 29 127. L 913); ces vapeurs abîment l'appareil en altérant la propreté du mercure. Pour éviter ceci, on intercale entre le tube à attaque et le volumètre un petit tube de 5-8 cm. de longueur sur 8 mm. de diamètre, rempli de cuivre amalgamé. On obtient l'amalgamation du cuivre en agitant dans un flacon à réactifs du cuivre très propre avec du mercure. De l'oxyde de cuivre en tournure, réduit dans un courant d'hydrogène, est indiqué. Le rattachement des diverses parties, comme le tube à dégagement, le tube à cuivre amalgamé, est réalisé par des joints plats, légèrement graissés et pourvus de pinces spéciales. Ce système assure un vide parfait et a été employé avec succés dans toutes les manipulations des gaz et les méthodes modernes de détermination de poids atomiques dans le laboratoire de Mr. le prof. G u y e.

Le moyen de chauffage pour la mise en liberté des gaz est déterminé par le point de fusion de l'iodure d'argent qui prend naissance lors de l'ataque. Comme ce point est compris entre 527 (Carnellay. et 550° (Kohlrausch), un bon bec Teclu suffit à achever l'attaque complète).

L'iode métallique contient aussi une certaine quantité de gaz. M. Guichard trouve 0,45 cmc pour 100 grammes d'iode (Bull. ii LOO 1912); et montre que par des sublimations successives à l'intérieur, dans le vide il arrive à le débafrasser complétement. Cette sublimation est facile à rèalise. On met la quantité d'iode nécessaire à l'attaque dans le tube préalablement débarrassé de ses gaz par des chauffages successifs et on fait le vide. On sublime d'une partie à l'autre du tube par un. léger échauffement à l'endroit où se trouve l'iode, en ayant soin de refroidir le tube en même temps aux endroits où on veut retenir les cristaux, par un réfrigérant en plomb ou simplement par des feuilles de papier filtre humides. Théoriquement la quantité d'iode nécessaire est dans le rapport des poids atomiques I: Ag mais généralement on prend au moins 2 fois plus d'iode. La quantité de gaz que nous avons pu mesurer sur deux grammes d'iode après quatre sublimations a été de 0,025 cmc. correspondant à 1,25 cmc. pour 100 grammes d'iode. Après

Institutul Geologic al României

la quatrième sublimation, on ne constate plus aucun nouveau dégagement de gaz. Dans les analyses qui ont suivi, opérant avec le même échantillon d'iode, par mesure de précaution, nous avons fait au moins 4 sublimations, et les gaz dégagés ont été expulsés par la pompe à vide.

On introduit l'argent coupé en petits morceaux dans une nacelle de porcelaine où on les aménage à l'extrémité supérieure, et on introduit la nacelle avec précaution dans le milieu du tube. On donne une certaine inclinaison au tube pour permettre à l'iodure d'argent de s'écouler vers la partie inférieure de la nacelle, comme il est indiqué dans la figure. On fait le vide et on commence à chauffer d'abord lentement et puis plus fortement à l'endroit où est placée la nacelle de porcelaine. Etant donnée la température asez élevée à l'intérieur du tube l'iode qui se trouve au fond du tube se volatilise et vient attaquer l'argent qu'il transforme peu à peu en iodure ; ce dernier s'écoule vers la partie inférieure de la nacelle sous forme d'un liquide jaune transparent. L'opération dure de 20 à 30 minutes. On laisse refroidir et finalement, on établit la communication avec le volumètre R. La capacité de ce dernier étant connue, on déduit le volume des gaz dégagés. Si cette quantité est trop grande et que la pression indiquée par le manomètre dépasse 4 mm., on ouvre le robinet du volumètre auxiliaire L; les gaz se répartissant dans un espace trois fois plus grand, exercent une pression qui pourra être mesurable.

La quantité d'argent nécessaire à une analyse est d'environ un gramme. On peut après le dégagement complet et le refroidissement des gaz refouler toute la quantité dans le volumètre L et poursuivre deux à trois analyses sur une même quantité de gaz dégagés, ce qui permet de contrôler les résultats obtenus, méthode que nous avons appliquée dans la majorité des cas.

L'ANALYSE QUANTITATIVE. Toute analyse quantitative doit être précéde d'un essai d'analyse qualitative. La composition qualitative des gaz de l'argent étant connue en général, nous avons procédé directement à l'analyse quantitative de ceux-ci.

On ouvre le robinet du ballon L et on laisse entrer une certaine quantité de gaz dans le volumètre R et l'ampoule à spirale de fer laissant le robinet r. ouvert pendant l'admission du gaz. On mesure la pression P. Etant connue la capacité du volumètre ainsi que celle de l'ampoule,, on peut calculer la quantité du gaz. On refoule le gaz dans l'ampoule à spirale de fer, en manoeuvrant avec le réservoir à mercure On porte la spirale à l'incandescence, on laisse détendre le gaz, et on répète la même opération, jusqu'à ce qu'on ne remarque plus aucune nouvelle diminution de pression. On note la pression résultée P_2. La

Institutul Geologic al României

différence des pressions corespond à l'absorption de l'oxygène. D'après la relation que nous avons appliquée à propos de l'analyse de l'air.

$$\frac{(P_1 - P_2)\,100}{P_1},$$

on déduit le pourcentage d'oxygène contenu dans le mélange gazeux Le reste de gaz, dans lequel nous supposons du bioxyde de carbone, sera refoulé dons l'ampoule à KOH. La pression initiale p_1 ne peut pas être mesurée, car une fois le gaz en contact avec la potasse càustique il y aura toujours une absorption. Elle sera déduite par calcul, étant connu la capacité de l'ampoule, préalablement déterminée, comme nous avons indiqué. On ferme le robinet de l'ampoule à spirale et on refoule le gaz dans l'ampoule à KOH. On répète 2-3 fois la même opération, en ouvrant le robinet de l'ampoule à spirale pour le débarrasser des dernières traces de CO_2 ainsi que les capillaires, pendant qu'on descend le mercure, et on note la pression finale p_2, quand on n'observe plus de nouvelle dénivellation. On déduit la quantité de bioxyde de carbone et finalement on refoule le reste du gaz dans le tube de Plücker pour être analysé spectroscopiquement.

Resultats des Analyses

Poids de l'argent: 1.0050 gr.
Poids de l'iode: 2.5 gr. Température de la chambre:
Capacité de l'appareil 125 cmc. t — 22°.

Dènivellation en mm.	Pression initiale en mm.	Pression finale en mm	Volume total du gaz dégagé en cmc.	O%	CO_2 %
77	1.409		0.214		
23		0.408		72%	
25.5	0.408				
24.2		0.382			6,3%

100 gr. d'argent dégagent:.....21, 3 cmc. de gaz.
Quantité de gaz prise à l'analyse:.....0, 110 cmc.
Quantité d'Oxygéne trouvée.....0, 0817 cmc.

Poids d'argent . . . . . 1.007, gr.
„ de l'Iode . . . . . 2.5 gr.
Capacité de l'appareil . . . 131 cmc.

Température de la chambre;
t = 23.°8.

Institutul Geologic al României

Dénivellation en mm.	Pression initiale en mm	Pression finale en mm.	Volume total du gaz en mm.	O %	CO_2 %
78.5	1.374		0.2177		
46		0 841		78.75	
43	0.786		0.0636		
10		0 167	0.0135		6.77

100 gr. d'argent mettent en liberté 21,65 cmc.
Quantité de gaz prise à l'analyse: 0,0985 cmc.
Quantité d'oxygène trouvée: 0,0850 cmc.

Conclusions

Dans tous les essais effectués, presque 75 % de la quantité totale de gaz sont constitués par de l'oxygène et 6—7 % de bioxyde de carbone. Au spectroscope, on a pu distinguer le spectre de l'azote et sous une forte décharge, le spectre de l'oxyde de carbone. Le bioxyde ainsi que l'oxyde de carbone résultent problablement des impuretés organique contenues dans l'argent, étant donné que dans la métallurgie de l'argent, on fait emploi de charbon ou d'autres substances organiques comme réducteurs. Pendant le chauffage, ces substances brûlent dans l'excès d'oxygène plus ou moins complètement, d'où leur présence.

Quant à l'oxygène, les recherches de Sievarts et Hagenocker d'une part et de Donau et Shaw d'autre part, ont montré qu'un kilogramme d'argent fondu absorberait 2050 cmc., d'oxygene à 0 degrés et 760 mm. Dumas, dans ses analyses sur les gaz occlus de l'argent, en opérant sur 1 kg. a trouvé 57 cmc. d'oxygène.

Pour chaque échantillon d'argent, les proportions d'oxygène ainsi que celles de bioxyde de carbone varient suivant la méthode de raffinage initial de l'argent.

Institutul Geologic al României

LES GAZ DES ROCHES

Le but de notre travail a été de trouver une méthode pratique et aussi exacte que possible pour l'analyse des gaz des roches. Une étude précise et méthodiquement conduite sur ces gaz peut conduire à l'explication de beaucoup d'hypothèses concernant la physique et la chimie du globe ainsi que de nombreuses relations existant entre les phénomènes géologiques, l'atmosphère, etc.

Un court aperçu des travaux faits dans cette direction nous montrera l'évolution des hypothèses émises et les conclusions déduites par divers auteurs concernant les phénoménes géologiques.

En 1826, BREWSTER publia dans Trans. Soc. of Ediburgh, une communication spécifiant que pendant qu'il chauffait un cristal de quartz il avait observé une explosion.

DAVY (Phil. Trans. 1822, 3617) avait observé que dans les cavités d'une variété de quartz du Dauphiné existe un vide complet, tandis que dans d'autres variétés du Brésil la quantité de gaz est grande et se trouve même sous une certaine pression. La composition de ces gaz n'a pas été déterminée.

Vers 1858, SIMMLER (Pogg,. Ann. 105—406) après les observations de Brewster étudia les inclusions liquides du quartz, de l'améthyste, de la topaze, etc. et explique que la force d'expansion du liquide est due au bioxyde de carbone.

SORBY (Procc M. Soc. 17, 1869. 291) montre qu'à la température approximative de 30 degrés, le liquide disparaît, ce qui correspond exactement à la temperature critique du bioxyde de carbone de 30, 9 degrés. Plus de doute que le gaz était en grande partie constitué par du bioxyde de carbone.

JAGESLONG ET GEISSLER (Pogg. Ann. 137. 1869), en chauffant un cristal de quartz et en faisant passer un courant électrique à travers le gaz mis en liberté, ont observé au spectroscope les lignes de l'hydrogène. Ils attribuèrent ces lignes à l'hydrogène provenu de la décomposition de l'eau qui se trouvait en présence en quantité appréciable.

C'est cependant GRAHAM qui en 1867 ouvrit définitivement la voie aux recherches de ce genre. En chauffant dans le vide pendant 35 minutes un échantillon de fer météorique de Senarto, il put en ex-

Institutul Geologic al României

traire 5,38 cmc. de gaz sur 5,78 cmc. de métal et après 100 minutes, la même quantité de métal lui donna encore 9,52 cmc. de gaz, donc approximativement trois fois son volume. Le gaz avait la composition suivante: H = 85, 68 % — CO = 4,46 % — N = 9, 86 % — (Graham Proc. R Soc. 15. 1867. 502).

Mallet (Proc. R. Soc. 20. 1872. 365) trouve par le même pro-

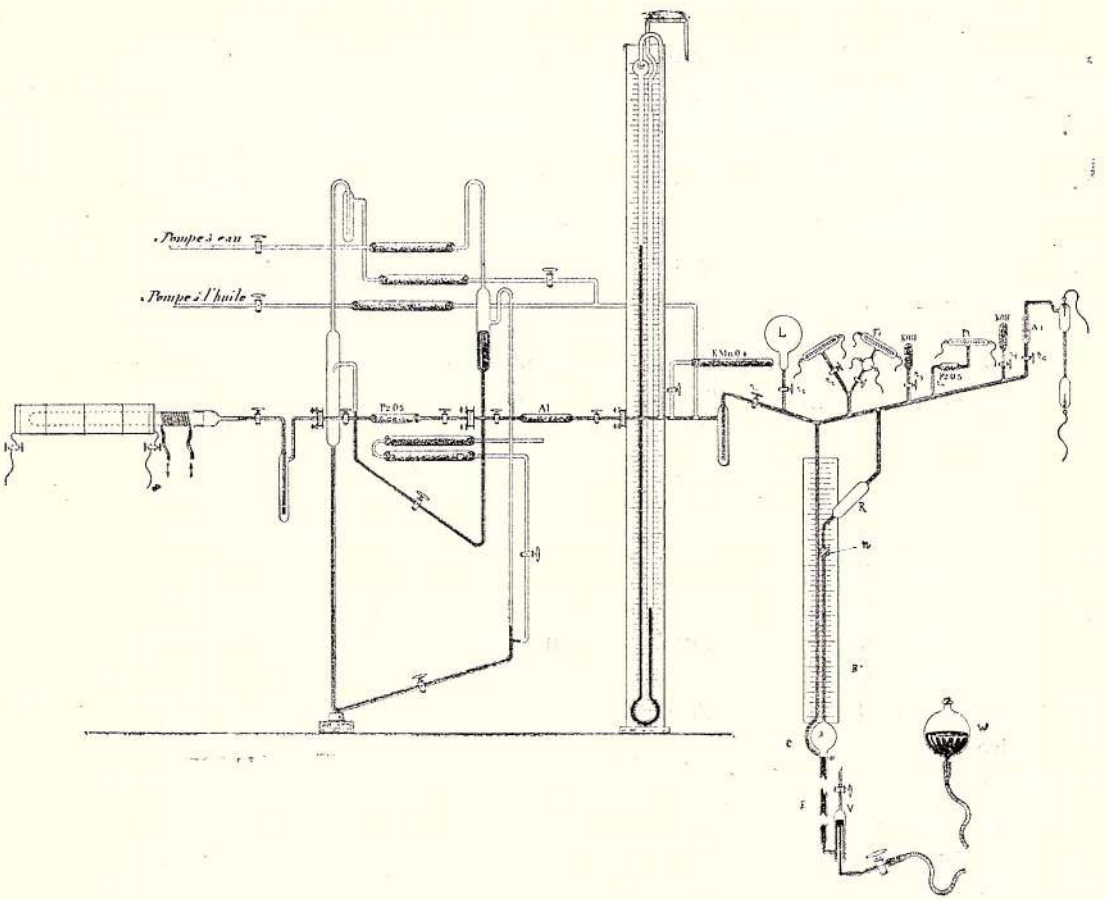


Fig. 3.

Dispositif complet pour l'analyse des gaz des roches.

cédé dans un échantillon de météorite de Virginie 3,17 fois son volume de gaz avec une composition de H = 35, 83 % — CO = 38, 83 % CO_2 = 9, 75 % — N = 16, 09 %.

Les recherches de Wrigt (Amer. Soc. 9. 1875, 11.1876 et 12. 1876) restent les plus documentées dans cette direction. Il montra que le fer météorique contient beaucoup d'hydrogène et d'oxyde de carbone,

Institutul Geologic al României

et relativement peu de bioxyde de carbone, tandis que dans les pierres météoriques, la quantité de bioxyde de carbone est prépondérante. D'autre part, il montra qu'à mesure que la température s'élève la quantité d'hydrogène dégagée augmente également. C'est l'inverse avec la quantité de bioxyde de carbone.

En 1888, W. F. Hillebrand, traitant le minéral Uraninite avec un acide, observa un dégagement de gaz constitué en grande partie par l'azote.

William Ramsay montra plus tard que tout minéral traité par l'acide sulfurique met des gaz en liberté. Ainsi la Clevéite donne jusq'a 20 cmc. d'argon mélangé à d'autres gaz qui au spectroscope montrent parmi d'autres lignes une raie qui coïncide avec D_3 jaune, observée par Lockyer dans le spectre de la chromosphère. Ce corps a été reconnu être de l'hélium. (Proc. R. Soc. 58. 1895 66).

Tilden (Proc. R. Soc. 59. 1896. 218) a déduit les conditions dans lesquelles les gaz se trouvent dans différents minéraux, si l'on suppose que toute la quantité qui peut être mise en liberté par la chaleur, se trouve emprisonnée dans de petites cavités. Et si quelques roches contiennent plus ou moins d'hydrogène ou de bioxyde de carbone, cela est dû à l'état de l'atmosphère qui avoisinnait la roche pendant la cristallisation. L'atmosphère peut être en effet plus ou moins riche en bioxyde de carbone ou en vapeur d'eau, qui en présence de diverses substances facilement oxydables et à une température peu élevée, jouent le rôle de réducteurs.

La présence du méthane serait due à l'action de l'eau sur les carbures métalliques ou des composés semblabes qui se trouvent au centre de la terre, idée soutenue par Mendelejeff et Moissan.

Plus tard Travers (Proc. R. Soc. 64. 1898. 130) soutint au contraire que les gaz, tels qu'on les analyse, ne se trouvent pas dans la masse du minéral, mais qu'ils prennent naissance par des procès chimiques pendant le chauffage.

Armand Gautier (Cc. R. 132. 1901. 58 et 59) confirma les affirmations de Travers, démontrant par une longue série d'analyses des gaz des roches que la plus grande partie des produits de dégagement sont dus à des réactions chimiques qui ont lieu pendant le chauffage de la roche.

Albert Brun montra depuis 1902 dans une série de communications faites à la Société des Sciences Naturelles de Genève et dernièrement dans son livre documenté: «Recherches sur les exhalaisons volcaniques» (1911. Kuendig—Genéve) que les gaz sont retenus chimiquement par la roche elle-même, c'est à-dire qu'ils sont des gaz combinés,

Institutul Geologic al României

Beaucoup peuvent être mis en liberté à de basses températures, comme CO_2, etc., d'autres à des températures plus élevées (N, H, etc.).

Le plus grand nombre d'analyses et d'études de roches a, éte fait probablement par R. T. CHAMBERLAIN (Carnegie Inst. Publ. 106), qui donne plus de cent analyses de gaz obtenus de roches, de minéraux ou de météorites. Parmi les roches éruptives, les plus anciennes donnent une quantité de gaz beaucoup plus grande que les laves récentes. Concernant l'origine des gaz, Chamberlain soutient la même hypothèse que Gautier relative à la naissance des gaz pendant le chauffage.

Nos analyses citées précédemment montrent que leur degré d'exactitude n'est pas moindre que celui de n'importe quelle analyse ordinaire des gaz.

Guidés par les conseils très précieux de *Mr. le Prof. Guye,* nous avons appliqué le même appareil et la même méthode à l'analyse des gaz des roches.

L'appareil comprend les parties suivantes :

1. La partie de mise en liberté des gaz,
2. La partie destinée à l'analyse qualitative et quantitative des gaz avec les appareils de mesure.

La partie de mise en liberté des gaz est constituée : du tube de chauffe de la roche avec les appareils de chauffage et les tubes de fractionnement et de purification des gaz.

Les composés halogénés et les composés du soufre, comme nous verrons plus bas, doivent être éliminés ou retenus pour être analysés ultérieurement

Le tube de chauffe destiné à recevoir la roche est en quartz opaque, à défaut d'un autre tube en quartz transparent qui eût été préférable. Il est long de 22 cm. et d'un diamètre intérieur de 12 mm., fermé à l'une des extrémités au chalumeau oxhydrique ; l'autre extrémité est ajustée au reste de l'appareil par un rodage spécial (quartz rodé et tube en verre rodé) légèrement graissé. Ce système qui évite l'emploi des bouchons en caoutchouc s'est montré excellent et maintient le vide au delà de 48 heures. Pour éviter les accidents provoqués par la chaleur à cause de la différence du coefficient de dilatation des deux tubes rodés verre et quartz, on a soin de munir l'appareil à l'endroit des parties rodées d'un réfrigérant et d'introduire le tube en quartz dans le tube en verre. En effet, malgré le faible coefficient de dilatation du quartz, la température très élevée fournie par le four électrique et la distance très petite qui le sépare des endroits rodés, font souvent éclater les tubes. Un serpentin en plomb s'est montré efficace.

Le chauffage est réalisé au moyen d'un four électrique à résistance, construit par nous-même avec du nickel-chrome en bandes. On enroule

Institutul Geologic al României

sur un petit tube en porcelaine de 15 cm. de longueur et d'un diamètre capable de recevoir le tube en quartz le nombre de spires calculé et nécessaire à la température qu'on veut réaliser. On l'isole avec une couche de terre réfractaire d'une épaisseur suffisante pour empêcher la perte de chaleur par radiation. Le four mentionné fonctionne avec une intensité de 5—6 amp. et une tension de 125 volts fournis par le courant de la ville, et nous permet d'obtenir une température de 1200 degrés en 30 minutes environ.

Préparation de la roche. — La roche préalablement lavée à l'eau distillée pour la débarrasser des impuretés diverses, est séchée à l'étuve pour lui enlever l'humidité. Elle est broyée grossièrement dans un mortier d'Abich, puis pulvérisée dans un mortier d'agate ; finalement, elle est passée sur un tamis de soie et rendue aussi fine que possible. Chamberlain et Strutt à ce propos ont montré par leurs recherches que le dégagement est d'autant plus complet que la roche est plus finement pulvérisée.

La roche en poudre ainsi obtenue est mise dans un flacon à peser, desséchée à 105 degrés pour lui enlever l'eau d'hygroscopicité dans une étuve à air et finalement on la laisse jusqu'à emploi dans un exsiccateur à $SO_4 H_2$ concentré.

La prise de roche pour l'analyse n'est pas introduite directement dans le tube en quartz, mais étalée dans une foliole de platine de 4 cm. de longueur, enroulée sur elle-même et repliée aux deux extrémités, en forme de tube. Beaucoup de roches, comme les roches actives présentent un point d'explosion situé à 700 degrés approximativement, lors de la mise en liberté des gaz par la chaleur. Mr. Brun a montré que cette force d'explosion est tellement grande que des quantités appréciables de substance pourraient détruire complètement le four. Le tube en platine évite cet inconvénient.

On pèse le tube de platine vide et après remplissage avec la substance et nouvelle pesée, on déduit le poids de la roche. On le laisse dans l'exsiccatieur jusqu'au début de l'opération. La quantité de substance prise pour l'analyse dépend de la nature de la roche et ne doit pas être très grande, pour éviter un trop grand dégagement de gaz. On prend O, 5 gr. pour des roches acides et un gramme environ pour les roches basiques, pour une capacité de l'appareil de 400 cmc. approximativement.

Pendant le séchage et la pesée de la substance, on chauffe le tube en quartz pour éliminer les gaz d'adsorbtion, à une température supérieure à celle nécessaire à la mise en liberté des gaz de la roche employée. Mr. Guichard, dans ses recherches sur les gaz retenus par les parois des tubes en verre, quartz et porcelaine, a montré que les tubes en

Institutul Geologic al României

quartz opaque surtout, dégagent à la chaleur une quantité de gaz assez grande, 2, 45 cmc. (Bull. Soc. Ch. p. 438. 1912). Au cours du ramollissement de la silice de fins canaux parallèles se forment dans les tubes et une certaine quantité de gaz est retenue entre les grains de la silice. Par des chauffages répétés et élimination succesive des produits dégagés, on parvient à s'en débarrasser.

Avant d'expérimenter avec la roche, il est absolument nécessaire de s'assurer que l'appareil reste étanche 24 heures après un chauffage de trois heures au minimum à une température de 1000—1200 degrés.

Après ces opérations, on introduit le tube en platine avec la substance dans le tube en quartz et on fait le vide. Toutes les roches dégagent par la chaleur une quantité d'eau plus ou moins grande. La très petite quantité de substance que nous prenons pour l'analyse ne nous permet pas de doser l'eau quantitativement, étant donné que cette détermination doit être faite gravimétriquement. Pourtant cette eau doit être éliminée totalement, même si elle est en quantité minime ; car le manomètre de Mac Leod ne se prête qu'à des mesures faites sur des gaz parfaitement secs. Certaines roches au contraire dégagent une quantité d'eau suffisante pour être déterminée par pesée, par exemple les zéolithes, les serpentines, même sur des analyses qui portent sur une fraction de gramme de substance. Dans les deux cas, il est nécessaire d'employer un petit tube à pentoxyde de phosphore pour dessécher les gaz dégagés. Ce tube de 3—4 cmc. de capacité est pourvu de joints plats permettant de l'intercaler entre le tube de quartz et le reste de l'appareil. On nettoie préalablement les joints plats par de l'éther pour les débarrasser de la graisse au caoutchouc et on pèse le tube au dixième de milligramme.

Les acides halogénés, ainsi que différents corps sublimables qu'on rencontre fréquemment dans les produits de dégagement des roches par la chaleur, comme le chlorure d'ammonium, l'arsenic ou l'antimoine, ne sont pas analysés. Pourtant on prend soin de les retenir.

Quoique d'une importance très grande, le dosage de ces corps a été négligé. Nous nous sommes préoccupés seulement de mettre au point l'une des parties de notre appareil, celle qui sert surtout à l'analyse des gaz. Nous nous sommes réservés d'approprier plus tard la méthode à l'analyse de ces corps. Il faudra dans ce cas opérer sur deux prises : sur la première, on effectuera la mesure totale des gaz et leur dosage quantitatif. La deuxième prise devra être suffisamment grande pour mettre en liberté des quantités appréciables de produits de sublimation dont on poursuivra l'analyse par des méthodes microchimiques ou par des méthodes ordinaires d'analyse gravimétrique ou de volumétrie.

Les acides halogénés, à cause de leur volatilité, seraient entraînés

Institutul Geologic al României

par les gaz dans le volumètre R et abîmeraient le mercure, quelque petite que soit leur quantité. On les retient très bien par de l'aluminium amalgamé. L'amalgamation est facilement effectuée sur de l'aluminium en grains très propres, en les agitant fortement 30—40 minutes avec du mercure dans un flacon à réactifs. On les essuie ensuite soigneusement, en évitant l'humidité, et on les introduit dans de petits tubes pareils à ceux de $P_2 O_5$, d'une capacité de 3—4 cmc. Ils sont pourvus comme ces derniers de joints plats pour pouvoir les intercaler à l'appareil après le tube de pentoxyde de phosphore.

Par des pesées avant et après une analyse, en opérant avec les mêmes précautions que pour le tube à $P_2 O_5$, on peut déduire la quantité d'halogène retenue. Si les halogènes sont en grande quantité, il résulterait naturellement une quantité équivalente d'hydrogène qui ne serait pas à négliger dans l'analyse quantitative des gaz. Dans toutes nos analyses, nous avons pesé le tube à aluminium amalgamé avant et après chaque opération, mais nous n'avons remarqué aucune différence de poids ; l'alliage n'était pas non plus altéré.

Après avoir mis au point les diverses parties de l'appareil, que nous venons de décrire, on monte l'appareil en disposant après le tube de quartz un petit tube de sureté à tubulure intérieure pour retenir les diverses partises sublimables ou éventuellement une partie des gaz par l'air liquide, comme par exemple le CO_2. Puis vient le tube à $P_2 O_5$ et finalement le tube à aluminium amalgamé, relié par des joints plats au volumètre et pourvu de robinets appropriés pouvant être mis en communication, directe avec la pompe à mercure. Toutes les parties de connexion sont légèrement graissées avec la graisse à base de caoutchouc ; la moindre négligence dans le graissage des robinets ou des parties rodées suffit pour que le vide soit impossible à obtenir.

On détermine la capacité de tout l'appareil par mesure de pression, comme il a été indiqué dans le cas de l'analyse des gaz des métaux, en se servant du volumètre auxiliaire.

Marche d'une analyse. On introduit le tube de platine avec la substance dans le tube en quartz et on fait le vide complet dans l'appareil entier, jusqu'à ce qu'il ne passe plus d'étincelles dans le tube de Plücker. On maintient le vide pendant 24 heures ; si dans cet intervalle, le vide ne change pas, on met le four électrique en marche. La simple élévation de température, si haute qu'elle soit, ne suffit pas à mettre en liberté la totalité des gaz que contient une roche. Il est nécessaire de maintenir une température élevée pendant un temps assez long et de soustraire les gaz du contact avec la substance au fur et à mesure de leur dégagement. La température de dégagement des gaz d'une roche est au-dessus du point d'explosion. Pour beaucoup de roches, il

Institutul Geologic al României

est nécessaire d'élever la température assez haut pour faire dégager toute la quantité du gaz. Cette élévation de température est limitée par le point de fusion même de la roche. Certaines roches comme le vitrophyre fondent à 950 degrés, d'autres comme l'andésite à 1080 degrés et la masse fondue retient une certaine quantité des gaz dégagés. L'expérience nous a montré que 3-3$^1/_2$ heures, de chauffe à une température rapprochée du point de fusion suffit pour éliminer toute la quantité de gaz contenus. Un nouvel échauffement, après avoir extrait les gaz dégagés et laissé refroidir la substance dans le vide ne donne plus de nouveau dégagement.

Au fur et à mesure de leur dégagement, les gaz sont récoltés dans le volumètre auxiliaire M; dans ce cas, la jauge de Mac Leod est transformée en pompe; on ouvre le robinet r, tandis que le robinet r_1 reste fermé, et on manoeuvre avec le réservoir de mercure W. Après le dégagement complet des gaz, on éloigne le four électrique et on laisse le tube prendre la température ambiante. On mesure la pression dans l'appareil, d'après laquelle on déduit la quantité de gaz, tous les robinets des divers tubes à réaction étant fermés. Sur la quantité de gaz récoltée dans le volumètre, on peut poursuivre deux à trois analyses, pour contrôler les résultats. On laisse entrer une certaine quantité de gaz, récoltée dans le volumètre auxiliaire, dans le volumètre B et on mesure la pression P, qui ne doit pas dépasser 3, 5 mm. Pour plus de précision dans l'appréciation de la pression, on fait 2 ou 3 lectures avec 2—3 point de repère. Sur cette quantité de gaz admise, on poursuit l'analyse comme suit. On ouvre le robinet du tube à KOH pour absorber le bioxyde de carbone. La pression résultant de l'introduction de la nouvelle capacité, du tube à KOH, ne peut pas être mesurée directement, étant donné qu' immédiatement après la mise en communication avec le volumètre, il y a une absorption de CO_2; la pression diminuera et d'autant plus que la quantité de CO_2 est plus grande. Cette pression sera déduite par interpolation, la capacité du tube étant connue par des calibrages préalables.

On refoule le gaz en manoeuvrant avec le réservoir W, dans le tube à KOH. Après 3—4 refoulementes, l'absorption peut être considérée comme complète. D'ailleurs elle est contrôlée par des mesures au manomètre qui ne doit pas accuser une différence dans la pression mesurée après un nouveau refoulement. On note la pression finale P'_2, d'après, laquelle on déduit la quantité de CO_2 absorbé. La relation

$$\frac{(p'_1 - p_2')\ 100}{p'_1}$$

Institutul Geologic al României

donne cette quantité de CO_2 en pour cent sur la quantité de gaz prise pour l'analyse.

Le gaz restant, supposé constitué de méthane, d'oxyde de carbone, d'hydrogène, d'azote et de gaz nobles, sera mélangé avec un volume double d'oxygène pour brûler le CH_4, le CO et l'H ; l'azote et les gaz nobles seront déterminés par différence, après avoir éliminé l'oxygène en excès. Nous avons décrit précédemment l'emplacement du tube au permanganate de potasse, comme générateur d'oxygène, à propos de la description des appareils d'analyse.

On mesure le volume du mélange gazeux, après avoir ouvert le robinet qui fait la communication avec le tube à spirale de platine. On ouvre le robinet r_1 et on laisse entrer une quantité d'oxygène approximativement double de celle du mélange. La nouvelle pression qui résulte nous permettra de calculer la quantité d'oxygéne introduite ; on refoule tout le contenu du volumètre dans le tube à spirale de platine. On porte la spirale à l'incandescence pendant 1—2 minutes et on répète la même opération jusqu'à ce qu' après un nouveau refoulement, on n'observe aucun changement de pression. On mesure la pression résultante. La diminution de pression qui résulte de la combustion du méthane, de l'hydrogène et de l'oxyde de carbone nous donne la contraction du volume gazeux V. L' eau formée par la combustion de l'hydrogène et du méthane est retenue par une très petite quantité de $P_2 O_5$ placée à l'entrée proximité immédiate de la spirale.

On absorbe le CO_2 formé dans la combustion de l'oxyde de carbone et du méthane par la potasse, en opérant de la même façon que précédemment. On note la pression après l'absorption. Le volume de gaz restant est constitué par l'excès d'oxygène et le mélange de l'azote et des gaz nobles.

La différence entre ce dernier volume et le volume du mélange primitif et de l'oxygène avant la combustion nous donne le volume V_1 de l'oxygène employé dans la combustion. Pour séparer l'azote et les gaz nobles de l'oxygène, on met le volumètre en communication avec le tube à spirale de fer. On refoule le gaz dans ce tube et on porte la spirale à l'incandescence, répétant la même opération jusqu'à pression constante, mesurée par la jauge de Mac Leod. Le gaz restant est constitué de l'azote et des gaz nobles, au cas ou ces derniers sont présents. On refoule ce reste dans le tube de Plücker et on effectue une analyse au spectroscope.

Quant au dosage de l'azote, nous n'avons pas pu le réaliser par absorption, ni le faire combiner par des décharges ou par d'autres moyens. Nous n'avons pas pu employer les absorbants habituels de azote, le Ca ou le Limétallique dans les conditions dans lesquelles nous

Institutul Geologic al României

travaillions. Le calcium s'oxyde facilemet et la température nécessaire à l'absorption est de beaacoup supérieure au point de ramollissement du verre. Nous avons essayé sans succès de combiner l'azote avec l'oxygène par les décharges électriques. On obtient en effet par ce procédé a coté de divers oxydes de l'azote l'ozone; ce dernier altère le mercure en donant de l'oxyde de mercure qui se dépose dans les capillaires. Nous avons fait agir des décharges sur de l'oxygène pur et nous avons observé une diminution de pression et peu de temps après, une altération du mercure à l'intérieur de la jauge.

Exemple d'une analyse [1])

Serpentine de Java :

La roche en poudre, débarrassée de l'eau d'hygroscopicité, était séchée à 105° pendant deux heures.

Substance prise à analyser: . . . . . 0.6837 gr.
Quantité d'eau dégagée . . . . . 0.0834 gr.
Equivalence pour 100 gr. de roche . . . . . 12.20% H_2O
Durée de chauffe: 3.40′ heures, dont 2 heures 30′
entre . . . . . 1030°—1100°
Capacité de l'appareil . . . . . 323 cmc.
Quantité totale de gaz dégagé: . . . . . 1.923 cmc. réduit,
aux conditions normales de température et
de pression . . . . . (0° et 760 mm.).
Quantité de gaz par rapport à 100 gr. de roche 281 cm. de gaz

Détermination de CO_2:

Capacité de l'appareil (constitué du volmmètre B. de l'ampoule
A et des capillaires . . . . . 59 cm.$=V_1$

P_1 : pression lue avant l'absorption $(CO_2+CO+CH_4+N+H)=2.324$ mm.
P_2 : » » après » $(CO+CH_4+N+H)=0.7181$ mm.

La relation: $\frac{(P_1-P_2)100}{P_1} = CO_2\ \%_0 \cdot \frac{(2\,324-0.7181)\ 100}{2.324} = 69.11$

La quantité de gaz prise à l'analyse était de 0.1670 cm déduite d'aprés la relation: $P_1 V_1 = Po\ Vo\ (1+\alpha t)$

$$Vo = \frac{P_1 V_1}{(1+\alpha t)\ 760}\ t = 22^0$$

[1]) Les roche sur lesquelles nous avons expérimenté nous ont été remises obligeamment par Mr. le Prof. Dr. Max Reinhardt, du Laboratoire de Géologie de l'Université de Genève, à qui je tiens à exprimer mes remerciements pour ses conseils précieux et l'intérêt qu'il m'a témoigné au cours de mes études.

Institutul Geologic al României

$$Vo = \frac{2,324 \times 59}{(1+\alpha t)\ 760} = \frac{2,324 \times 59}{820,8} = 0.1670 \text{ ccm.}$$

La quantité de gaz qui reste après l'absorption du CO_2 sera :

$$Vo\ co_2 = \frac{0,7181 \times 59}{820,8} = 0,0151 \text{ ccm.}$$

On laisse entrer une quantité d'oxygène, et on ouvre le robinet de l'ampoule à spirale de platine.—La capacité de l'appareil augmente: elle est de $V_1 = 61,1$ ccm.

P_1 : Pression lue pour le mélange de $(CO+CH_4+N+H+O)=3.770$ mm.

Le volume gazeux $V = \frac{3.770 \times 61.1}{820.8} = 0.2806$ ccm.

Pc: Pression lue après la combustion $(CO_2+N+O)=3.294$ mm.

Après 3 refoulements, la combustion a été complète:

Le volume gazeux $V' = 0,2452$ ccm.

On refoule le mélange dans l'appareil à KOH pour absorber le CO_2 résulté.

Pression qui résulte: 3,2940 mm.

Volume gazeux restant: 0,230 ccm. constitué de N+O+gaz nobles.

On ouvre le robinet du tube à spirale de fer.

La capacité qui résulte est de 67 cmc. La quantité de gaz reste la même. La pression devient $P' = 2, 818$ mm.

Pression après l'absorption de l'oxygène = 0 0345 mm.

Volume gazeux: (N + gaz nobles) = 0.0282 ccm.

Au spectroscope, on distingue très clairement les raies de l'azote, avec des traces d'hélium.

On peut calculer d'après les formules de Bunsen (Treadwell, Chimie Analytique Quantitative) ou Wohl (Berichte 37/I; 1904; p.429—431) la quantité de chaque composant qui constitue le mélange CH_4+CO+H.

Si on connaît le volume Vo de l'oxygène employé dans une combustion, Vc. le volume de contraction qui résulte de cette combustion, et V_1 le volume de bioxyde de carbone qui résulte de cette dernière, les relations:

$$X = \frac{4}{3} V_1 + \frac{1}{3} (Vc - Vo)$$

$$Y = Vo - \frac{1}{3} (V_1 + Vc),$$

$$Z = Vc - Vo.$$

Institutul Geologic al României

permettent de calculer :

$$X = CO$$
$$Y = CH_4$$
$$Z = H$$

Résumons dans le tableau suivant l'exposé précédent : [1])

Composition du gaz	Pression initiale en mm.	Pression finale en mm.	Capacité de l'appareil en cmc.	Volume du gaz	
$CH_4+CO+H+CO_2+N$	2, 324		59	0,1670	
$CH_4+CO+H+N$		0, 7181	»	0,1516	
$CH_4+CO+H+N+O$	3, 777		61,1	0,2806	Vc.
CO_2+N+O		3, 294	»	0,2452	
$N+O$		3, 001	»	0,2452	V_1
$N+O$	2, 818		67	0,230	
N + Gaz nobles.		0,0345	»	0,0282	

La contraction $Vc = 0,2806 - 0,2452 = 0,0354$.
CO_2 résulté — $V_1 = 0,2452 - 0,2300 = 0,0152$.
Quantité d'O employée $= Vo = 0.0270$.
Substituant ces valeurs dans les formules de Bunsen on obtient :

$$X = 0,0320 - 0,0272 = 0,0048$$
$$Y = 0,0272 - 0,0169 = 0,0103$$
$$Z = 0,0354 - 0,0272 = 0,0082$$
$$N + \text{reste} \ldots\ldots 0.0282$$
$$\text{Total de } CH_4 + CO + H + (N + \text{reste}) = 0,0515$$

quantité qui correspond exactement à celle que nous avons mesurée par différence de pression et indiquée dans le tableau.

[1]) Dans la quantité d'azote on entend tujours la somme N + gaz nobles

Institutul Geologic al României

Pourcentage rapporté à la quantité restante de gaz, après l'absorption de CO_2		Pourcentage rapporté à la quantité totale de gaz = 0,1670	
CO	15,89 %	CO_2	69,11 %
CH_4	19,96 %	CO	4,91 %
H	9,30 %	CH_4	6,17 %
N + reste	54,65 %	H	2,87 %
	99,80 %	N + reste	16,89 %
			99,95 %

Tableau résumatif des analyses des gaz des roches

No. de l'échantillon	Espèce de roche	Volume du gaz en cm.c. pour 100 gr. de roche	CO_2 %	H %	CH_4 %	CO %	N %	Gaz nobles	H_2O pour 100 gr. de roche
P. S. 51	Andésite	51	55,22	28,63	0,57	7,11	8,64	Hélium	1,3 gr.
	Vitrophyre (Cunardo, près Lugano)	149	90,38	1,058	0,595	5,16	2,27	—	—
	Zéolithe (Java)	210	16,47	33,04	5,97	39,40	5,11	—	6,90 gr.
B. B. 44	Serpentine	281	69,11	2,87	6,17	4,91	16,89	(Traces)	12,20 gr.

CONCLUSIONS

Les résultats que nous avons donnés plus haut montrent que, malgré la complexité du mélange gazeux, la méthode donne des résultats d'une exactitude parfaite.

Une fois les gaz récoltés dans le volumètre, toutes les opérations se réduisent à la manoeuvre des robinets et du réservoir à mercure. La durée d'une analyse est d'environ une heure. La quantité de gaz sur laquelle on a poursuivi une analyse est à peine 0,25—0,30 cmc et celle de la roche au maximum un gramme dans le cas des roches pauvres en gaz (andésites, etc), car pour les roches volcaniques récentes (serpentines, etc) 0, 2 à 0, 5 gr. suffisent. La surface à chauffer de la substance étant très réduite permet d'autre part la mise en liberté intégrale des gaz.

Nous n'avons pas essayé une comparaison des résultats de nos analyses et de celles effectuées par d'autres expérimentateurs sur des roches

Institutul Geologic al României

d'une composition chimique analogue, car cette comparaison serait, illusoire. Il résulte d'un grand nombre de recherches (Brun, Gautier Chamberlain, Davy, loc. sit.) que la composition des gaz mis en liberté est complètement différente dans deux échantillons d'une composition chimique analogue, mais provenant de deux régions différentes. On observe une différence de composition même quand on poursuit une analyse sur une même roche dans des temps différents. La question de température ainsi que la façon de chauffer joue un rôle prépondérant dans ce genre d'analyses.

Par contre, les analyses répétées sur différentes prises du gaz, une fois celui-ci mis en liberté, concordent parfaitement entre elles.

Les résultats cités plus haut sont la moyenne d'au moins deux analyses faites sur le même échantillon de roches, en travaillant dans des conditions de température aussi identiques que possible.

Vu la très petite quantité de roche prise pour l'analyse ou de gaz mis en liberté et la possibilité que nous avons de poursuivre une analyse entière, l'intérêt de ces analyses est évidemment très grand. On pourrait essayer une analyse sur divers éléments accesoires qui entrent dans la composition d'une roche ou d'un minéral et élucider beaucoup d'hypothèses émises sur la question de la mise en place d'une roche.

Etant donné la quantité extrêmement réduite du résidu gazeux analysé, il est très difficile de faire aussi un dosage quantitatif des gaz nobles, dont cependant l'importance est incontestable. Le dispositif par photographie, c'est-à-dire la comparaison des spectres obtenus avec des spectres témoins correspondant à des quantités connues de gaz, semble le seul possible.

Dans une étude prochaine, nous tâcherons de compléter notre méthode avec l'analyse complète des éléments sublimables et des gaz nobles, car cet ensemble peut nous renseigner sur les multiples problèmes de la cosmogonie en général.

Institutul Geologic al României

AUTEURS CONSULTÉS

APPAREILLAGE

Guye et German	J. Ch. Ph. 1916 p. 195
Guichard	Bull. Soc. Ch. 1912 t. 12 p. 52 et 101.
"	» » » 1911 p. 49 et 100.
Ramsay-Bally	Phil. Mag. (5) 38. 301. 1894.
Travers	Exper. Untersuchung von Gasen.
J. E. Shrader et H. M. Ryder.	Physic. Review (2) *13* p. 321 1919.
Langmuir	J. Am. Ch. Soc. t. 40. p. 1361. 1403. 1918.
"	» » » » 34, p. 1310, 1912.
Hamburger-Koopman	Fresenius (3) *57* 121. 1918.
Strutt	Proc. R. Soc. 75 A. 1907. p. 436.

ANALYSE DES GAZ

Moureu.	J. Ch. Phys. *11.* 63. 1913.
Ramsay-Travers	J. Ch. Soc. *67.* 684. 1895.
Lord Rayleigh.	Proc. R. Soc. *59.* 206. 1896.
Nasini.	Gazz. ch. It. 28 L 81. 1898.
Strutt	Proc. R. Soc. *80* A 572.
"	» » » *79* 350 1907.
Bordas	C. R. *146* 628. 1908.
Sosman	R. Gle. Sc. p. 365. 1919.
Le Chatelier	Bull. Soc. Ch. (3) *5* 843. 1891.
Sievertz.	Ch. Ztg. *39* 804. 1915.
T. A. Gray.	Proc. R. Soc. 82 A. 301. 1909.
Arthur Day.	C. R. *157.* 958. 1913.
Venturino Sabatini.	A. R. Ac. Lincei (5) *27* 360. 1918.
Beloc	R. gle. Sc. 30 131. 1919.
G. Ponte.	A. R. Ac. Lincei (5) 23 II 341 1914.
Paal-Hartmann	Ber. *43* 243 1910.
P. Goerens	Metallurgie. 7. 384. 1910.
Dewar	Amer. J. Sci. (4) 18 290. 1904.
Wohl.	Ber. *37* 429 1904.
Gautier et Clausmann	Bull. Soc. Ch. 35. 513. 1906.

Institutul Geologic al României

Gréhaut.	C. R. 144 et 145. 1907 p. 555. et 625.
Moureu-Lepape.	C. R. 170. 941. 1920.
Delachanal.	C. R. 1908. p. 1310. et 148. 561. 1909.
E. Czako.	Zts. Anorg. Ch. *82.* 249. 1913.
Hempel.	Zts. f. Anorg. Ch. *25* 1841. 1912.
O. Brunck	Zts. f. Angew. Ch. 25. 247. 1912.
Moissan	Bull. Soc. Ch. (3) 31. p. 729. 1904.
Kellas	Proc. R. Soc. *59.*66.
Leduc	Ann. Ch. Phys. (7) 15. 114. 1898.
Brun	Exhalaisons volcan.-Künd. Genève. 1911
„	Bull. Soc. Minér. 38. 275. 1916.
Tilden	Proc. R. Soc. 59. 223. 1895.
„	» » » 60. 453. 1896.
A. Gautier	Bull. Soc. Ch. (3) 29 p. 191
„	» » » (3) 35 939.
„	Ann. Mines 316. 1906.
Th. Chamberlain	The Gases of Rocks.-Geological Survev.
Arnaldo Piutti	Gazz. Chim. It. 40 1910.
	C. R. 139. 361. 1904.
Delesse.	Bull. Soc. Géol. (2) *19.* 64 et 6. 397.
Hüttner K.	Zts. F. Anorg. Ch. *43* 8. 1905.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ROCILE ERUPTIVE DELA CAMENA

DOBROGEA, JUD. TULCEA

STUDIU GEOLOGIC, PETROGARFIC ŞI CHIMIC

de

D. M. CADERE

INTRODUCERE

Lucrarea de faţă face parte dintr'o serie de cercetări geologice şi petrografice întreprinse în Dobrogea de nord, din cari s'au mai publicat câteva note şi comunicări. Studiile au fost începute acum 15 ani prin îndemnul d-lui profesor L. MRAZEC, căruia aduc viile mele mulţumiri pentru interesul ce a purtat acestor cercetări şi sfaturile folositoare, ce mi-a dat.

Cercetările dela Camena, începute în vara 1914, au fost de două ori întrerupte din diferite pricini. Ele nu se închee cu această lucrare; căci rămân probleme locale încă nerezolvite, cum este şi origina şisturilor cristaline din zona Başpunar-Ciamurli-Camena.

Profit de acest prilej pentru a aduce viile mele mulţumiri:

Direcţiunei Institutului Geologic al României, pentru mijloacele puse la dispoziţie, cari au înlesnit studiul pe teren şi apariţia lucrării de faţă. D-lui profesor V. C. BUŢUREANU, sub a cărui conducere am lucrat teza în laboratorul de Minoralogie şi Petrografie al Universităţii din Iaşi; D-lui profesor G. MACOVEI, sub a cărei conducere am lucrat pe teren, pentru sfaturile utile ce mi a dat; D-lui profesor I. SIMIONESCU, pentru îndemnul stăruitor şi sfaturile de cari m-am folosit adesea; D-lui conferenţiar D. ROTMAN pentru bunele sfaturi ce mi-a dat;

Deasemeni aduc viile mele mulţumiri D-lui Profesor Hofrat FR. BECKE, precum şi asistenţilor săi D-nii A. MARCHET şi A. KÖHLER, din Institutul de Mineralogie şi Petrografie al Universităţii din Viena, pentru cunoştinţele folositoare ce mi-au comunicat, în timpul cât am lucrat în acel Institut.

Institutul Geologic al României

CAP. I.

SITUAȚIE. INDICAȚIUNI GEOGRAFICE. CLIMĂ.

Situație. Regiunea studiată se găsește în mijlocul Dobrogei vechi, în sudul județului Tulcea, pe foaea Babadag 1:100.000, la întretăerea paralelului 44° 50′ cu meridianul 26° 15′, la capătul SE al pădurei care se întinde de la Atmagea-Cărjelari până la Camena.

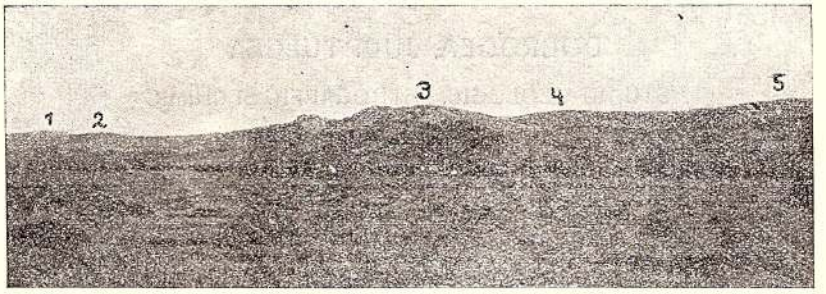


Fig. 1. Vederea g-lă a satului Camena cu masivul principal porfiric, dinspre N. 3 Holdurmi, 4 și 5 zona de injecție Ciamurli-Camena 1. Bal Baïr, 2. Ceacmac.

Infățișarea este acea generală a Dobrogei nordice, cu caracterul tipic de *peneplenă*, cu dealuri mici și rotunzite, cu văi largi (Fig. 1 și 2), unde erosiunea puternică a pus la iveală rădăcinele rocilor vechi. In mijlocul regiunei se găsește satul Camena (fig 3), o așezare nouă din

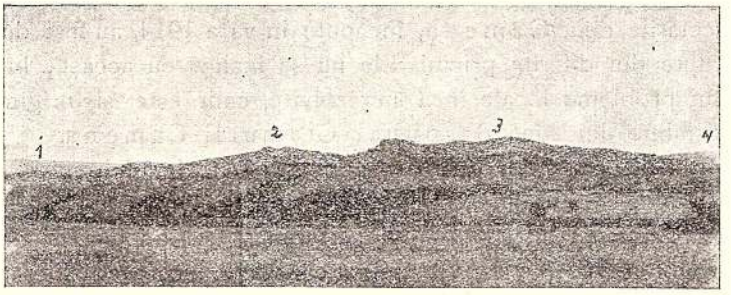


Fig. 2 Vederea g-lă a masivului principal porfiric, luate dinspre W. 3 vârful principal al lui Holdurmi. 4. Capac Culac.

timpul războiului pentru Neatârnare, pe locul unei vechi așezări romano-bizantine, ale cărei urme, cărămizi, coloane de marmoră, vase și mai ales o mare bogăție de monezi romane și îndeosebi bizantine, abundă pretutindeni. Această localitate este situată la 5 km. spre S de puternicul castru Ibida sau Nebida a scriitorului bizantin Procop [1]), castru ale cărui urme se văd la Slava Rusă cum și în apropierea puternicei

[1]) C. Litzica. Convorbiri Literare LII. No. 3 și 4.

Institutul Geologic al României

Histria, între cele două mari și vechi drumuri dobrogene, acel al mării și acel prin mijlocul provinciei. Insă până astăzi — din lipsă de cercetări — nu se cunoaște numele vechei așezări romano-bizantine, peste cenușa căreia se ridică Camena actuală.

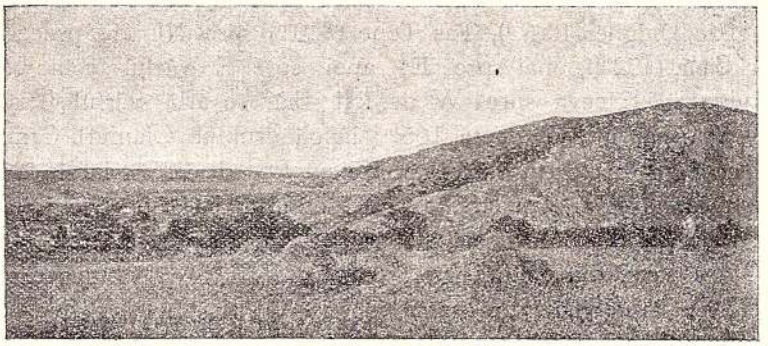


Fig. 3. Satul Camena cu dealul porfiric Holdurmi, văzute dinspre N. W.

Satul Camena este legat prin drumuri naturale cu satele vecine Başpunar și Slava Rusă spre N, Gaugagia spre E și Ciamurli de sus spre S.

Orografie. Dealurile au oarecare aparență de înălțime apreciabilă, din cauza puternicei erosiuni care a săpat adânc văile. Tot din cauza erosiunei și a dezagregării colinele formate din material eruptiv au un

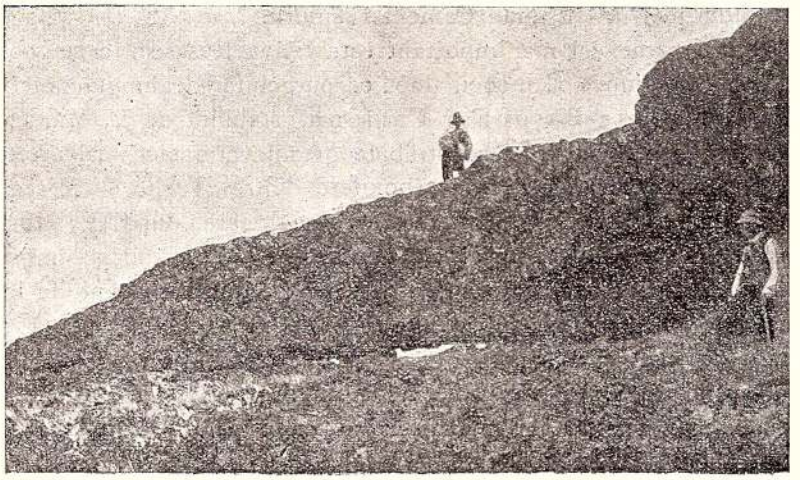


Fig. 4. Efectele erosiunei în dealul de porfir Mantarlac.

aspect ruiniform (fig. 4). Cea mai mare înălțime o oferă punctul Altântepe cu vârful de 317^{m}. Numai diferenței brusce de înălțime între cota 15^{m} pe valea Slavei la Caugagia și dealurile vecine, ce trec de 150^{m}, se datorește aparența de dealuri înalte a diferitelor coline.

Institutul Geologic al României

Dealurile dela Camena au orientarea generală a colinelor din N Dobrogei, adică N 30°-35° W și se scobor treptat spre marile lagune ale mărei Negre, cari încep la vre o 10 km spre SE de Camena.

Printre vârfurile mai mari, după Altân Tepe, sunt de menționat : Sacar Bair (260 m) spre NW, pe cari localnicii îl cunosc numai sub numele de Dulgher Baïr [1]), Taș Tepe (240m) spre NE de precedentul, Bechir Ciaïr (192m), mai spre E; apoi spre S vârful conic al Bal Baïrului 189m); ceva spre W de Bal Baïr se află vârful Taș Baïr, (160m), iar mai spre W cota 165m lângă drumul Ciamurli-Camena și mai spre NW de acesta vârful Meselicul Roș de 220m, iar în mijlocul regiunei, lângă satul Camena, colina Holdurmi cu 155m înălțime; cum și vre o duzină de alte vârfuri mai mici, între 100m și 150m.

Mare parte din coline, indeosebi acele din N și W sunt împădurite, ceeace dă regiunei un aspect plăcut.

HIDROGRAFIE. Regiunea este săracă în ape; isvoarele sunt rari și puține dintre ele, anume cele din regiunea șisturilor cristaline, spre W rezistă verilor secetoase din Dobrogea; așa este isvorul de pe apa Cuorlâc și mai ales isvorul Caracicula, aproape de isvorul de N al apei Camena, care dă o minunată apă de băut, așa cum se găsește pretutindeni în șisturile cristaline. In schimb în terenurile cretacice nu se mai cunosc isvoare, iar în regiunea porfirului se cunosc mai multe isvoare, dar relativ abondent și rezistent este numai acel de sub coasta de W. a lui Holdurmi lângă drumul Camena-Ciamurli.

Dintre pârae cel mai important este Slava Rusască, care ocolește pela N și E regiunea Camenei, după ce curgeîntâi dealungul liniei tectonice Picineaga-Başpunar-Camena, stabilită de L. MRAZEC și R. PASCU [2]), apoi prin erosiune străbate gresiile cretacice, calcarele triasice, porfirul și stratele permocarbonifere dintre Teche și M-rea Uspenia ; apoi se unește cu Slava-Cerchezească, care, după G. MURGOCI utilizează un sinclinal în podișul cretacic dela S de Babadag; împreună dau naștere apei Slava, care curge leneș pe patul absorbant de loess ; așa că aproape dispare când ajunge la limanul Golovița, lângă satul Ciamurli de jos.

Pe dreapta Slava primește câteva torente, cari seacă cea mai mare parte a anului, printre cari mai important este pârâul Camena, o vale

[1]) *Notă.* Probabil e o eroare cartografică, cu atât mai probabilă, cu cât la vre-o 5 Km spre W de Diulgher B, se găseşte pe hartă o altă cotă Sacar B de 332 m căruia şi localnicii îi zic Sacar B.

[2]) L. MRAZEC. R. PASCU Comptes rendus des séances de l'Inst. Géolog. de la Roumanie, II (1911) pag. 39 și III 1912).

[3]) G MURGOCI. Cercetări geologice în Dobrogea nordică. An. Inst. Geol. V,

Institutul Geologic al României

de erosiune, ce tae de-acurmezișul masivul de porfir; el însuși primind pe dreapta torenți neînsemnați, cum e și apa Cuorlâc.

CLIMAT-VEGETAȚIE. Climatul este acel al litoralului dobrogean[1]), un climat extrem, întrucât influența nivelătoare a mării Negre este anihilată de către marile vânturi dinspre N, cari predomină în această regiune[2]). Regimul este cel Ucrainian, cu precipitațiuni aproape sub 500^{mm} anual[3]). Cele mai abundente precipitațiuni au loc vara; totuși regiunea sufere de secetă, din causa puternicei evaporațiuni datorite temperaturei ridicate, cu toată vecinătatea mării, cum și micei nebulozități. E lesne de înțeles că în asemenea condițiuni vegetația va fi aceia caracteristică unei regiuni de a v a n t - s t e p ă[4]) — continuarea stepei din Rusia meridională[5]), — căreia se datorește bogata sedimentare eoliană din văi. Spre N, pe vârfuri și pe coaste nu lipsesc pădurile bătrâne de teiu, stejar, carpân, jugastru, în cari cireșul, părul și mărul sălbatec cresc în abondență; dar pe coastele de SE și S vegetația este închircită, arborii reduși la arbuști. Solul arabil este loess, sau formațiuni loessoide acoperite cu petece de un pământ brun, sau brun roșcat, de pădure.

CAP. II.

SCURTA PRIVIRE ISTORICA-BIBLIOGRAFICA

Dobrogea, atât de interesantă din multe puncte de vedere, atrage deopotrivă atențiunea pentru interesul geologic deosebit ce oferă cercetătorilor. Deacea, pe lângă geologii, geografii și petrografii români cari au fost atrași de interesantele probleme, ce oferă studiul Dobrogei o sumă de învățați străini, încă din prima jumătate a veacului trecut, au fost atrași spre cercetări în acest colț de pământ românesc.

Așa se găsesc relațiuni geologice, geografice sau petrografice asupra Dobrogei în studiile lui A. BOUÉ[6]), TCHIHATCHEFF, SZABÓ, SPRATT[7]).

---

1) ST. C. HEPITES, Clima țărmului românesc al Mării Negre. Ann. Dobrogei, I. No. 4. 1920.

2) E. PITTARD. La Roumanie (Genève 1917, pg, 210).

3) G. MURGOCI. Zonele naturale de soluri în România (Anu. Inst. Geolog. IV fasc. 1).

4. C. BRATESCU. Escursia d-lui Em, de Martonne în Dobrogea. Analele Dobrogei, II, 3 (1921)..

5) G. MURGOCI. Zonele naturale de soluri în Rom. Anuarul Inst. Geologic al României IV. 1.

6) BOUÉ, Note géologique sur le Banat et en particulier sur les bords de Danube (1837).

7) CAPTAIN SPRATT. Quart. Journal. Geol. Soc. London (1856).

Institutul Geologic al României

MICHEL, K. PETERS[1],[2]; iar în timpurile mai nouă FR. TOULA[3]) K. REDLICH[4]), MOJSISOVICS (1896), E. SUESS[5]), POMPECKJ (1897), KILTL (1904), E. HAUG[6]) și alții.

In deosebi asupra regiunei dela Camena cele mai vechi date le găsim în K. PETERS, clasicul cercetător al Dobrogei, care menționează «felsit-porfirul roș-brun și verde dela Camena, în atingere cu rocile verzi», precum și filoanele de cvarț intercalate în aceste din urmă roci. PETERS consideră aceste porfire ca triasice.

După Peters, mult mai târziu, K. REDLICH[7]) studiind formațiunile triasice și cretacice din nordul Dobrogei, amintește de cvarț-porfirul roș de «Diabastuffen» ale lui Peters, și de șisturile paleozoice dela Camena, peste cari s'a depus cretacicul cu gressii grăunțoase și calcare marnoase cu *Exogyre*, cu *Trigonii* și cu *Janira aequicostata*, cari se găsesc în locul de unde se scoteau pietre de moară în dealul Cervânăta Prăs, pe drumul dintre Ciamurli de Sus și Ciamurli de jos. In straturi mai superioare se găsește *Terebratula biplicata*. Formațiunea ar aparține Cenomanului.

In urmă V. ANASTASIU[8]) în studiile sale tot asupra triasului și cretacicului dobrogean, menționează ca probabil cenomane depozitele cretacice fosilifere cu *Nautilus elegans*, *Exogyra columba*, *Cyclolites* s. a. dela Caugagia.

Câțiva ani în urmă neobositul R. PASCU[9],[10],[11],[12]) în interesantele sale studii geologice și miniere din jud. Tulcea, cari formează și astăzi baza cercetărilor geologice în această parte a Dobrogei, menționează porfirul cvarțifer dela Camena, cum și rocile verzi pe cari le consideră împreună cu Șisturile de Carapelit ca paleozoice mai noi, și cari spre E de Ciamurli sunt însoțite de șisturi micacee și amfibolice; pe

1) K. PETERS. Grundlinien zur Geograph.. u. Geolog, der Dobrudscha I u II. Denkschr. K. Akademie der Wissensch. Wien 1867.

2) ID. Ueber nutzbare Mineralien der Dobrudscha. Wien 1878.

3) F. TOULA. Eine Geolog. Reise in die Dobrudscha, Schr. d. Ver. f. Verbr. Naturov Wien (1893).

4) K. REDLICH. Geolog. Stud. în Rumänien. Verhandlung (1898).

5) E. SUESS. Face de la Terre. ed. franc. III. 2.

6) E. HAUG. Traité de Géologie, Paris (1907).

7) KARL A. REDLICH. *Geologische studien in Rumänien II. Verhandlung, der KK Reichanstalt* (1898).

8) ANASTASIU. Le Crétacée de la Dobrogea (1897)

9) R. PASCU. Studii geologice și miniere în jud. Tulcea (1904).

10) Id. „Geologische Studien über Erzlagerstätten im Bezirk Tulcea (1903).

11) Id. Anuarul Inst. Geol. al Rom III (1909) și VIII (1914).

12) Id. Dări de seamă ale Șed. Inst. Geol. al Rom. V. (1914).

Institutul Geologic al României

aceste din urmă le socoate drept diorite șistosizate și străbătute de filoane de cvarț pegmatitic.

Metamorfismul acestor șisturi îl atribue numeroaselor filoane de diorit din regiune, cu venirea cărora ar sta în legătură și formarea zăcământului epigenetic de pirite cuprifere dela Altân- Tepe. R. Pascu consideră greziile roșii și verzi și conglomeratele dela Camena ca aparținând formațiunei de Carapelit; iar calcarele din jurul lui Diulgher B. (Sacar B) și dela N de M-rea Uspenia ca aparținând triasului. Dă o deosebită atenție descrierei zăcământului minier dela Altân-Tepe.

L. Mrazec și R. Pascu[1]) studiind raporturile dintre rocile verzi și șisturile metamorfice, cum și din prezentarea cutelor strivite dela Cârjilari și delângă porfirul dela Camena, cei dintâiu au semnalat existența liniei de încăleeare a rocilor verzi peste paleozoicul din N Dobrogei, pe zona Piciueaga-Ciamurli.

In urmă G. Macovei[2]), confirmând existența acestei linii de încălecare, arată că ca s'ar datori împingerei orizontale a marginei podișului prebalcanic și care împingere s'ar fi făcut puțin oblic, față cu direcția cutelor variște, de un unghiu de 20°. Arată că această linie a jucat în trei timpuri; la finele Carboniferului, când au avut loc și erupțiunile de granit și porfir; a doua în Cretacicul mediu, când s'a cutat cristalinul Carpaților meridionali și a treia, care a dislocat și cretacicul superior, trebue să fi avut loc în miocen, odată cu nașterea zonei Flișului carpatic.

D-sa se întreabă dacă filitele, amfibolitele și corneenele dela S de Camena n'ar fi devonice și consideră anticlinalul devonian dintre Baspunar și Camena în continuarea celui dintre Turcoaia-Cerna-Orliga după eare sunt jalonate dykurile de granit și de porfir dela Jacobdeal, Piatra Roșie, Cârjilari, Baspunar și Camena; iar sinclinalul carbonifer de Carapelit dela Camena ar fi capătul sinclinalului Kitlău-Sud Greci-Carapelit-Atmagea. Bazat pe prezența galetelor de calcar din conglomeratele de Carapelit din cota 141m de lângă Camena, consideră calcarele dela Teche și din jurul lui Diulgher B. (Sacar B.) ca devonice, pe care R. Pascu și I. Simionescu le socotesc ca triasice. Menționează greziile, filitele și conglomeratele permocarbonifere, zise de Carapelit, dela Teche Ceaïr, Camena și către Bechir Ceaïr, ca formând un sinclinal a cărui aripă de W se vâră sub complexul de micașisturi și amfibolite. Amintește și de cretacicul din vecinătatea Camenei, care după rămășițele fossile ar face baza Cenomanului, în

1) L. Mrazec și R. Pascu. Despre rocile verzi în Conglom. terțiare ale Carpaților. Dări de seamă ale Sed. Inst. Geol. al Rom. II. (1910).

2) G. Macovei. Dări de seamă ale Șed. Inst. Geol. al Rom. III (1912).

Institutul Geologic al României

tot cazul baza cretacicului superior. Bănueşte existenţa devonului în apropierea dealului Bechir Ceaïr.

L. MRAZEC [1]), cu prilejul unor interesante discuţii la şedinţele Institutului Geologic al României, arată că pe linia Picineaga-Camena, rocile verzi sunt transformate în micaşisturi prin injecţii pegmatitice ale unei magne dioritice de adâncime diferenţiată în amfibolite, diabaz-pofirite, pegmatite şi cvarţ. Dacă venirea lor este în legătură cu dislocarea, atunci ele au erupt după jurasic, de oarece acesta este încălecat de rocile verzi. Impregnaţiunile cu minereuri cuprifere ar fi în legătură cu fenomene post-vulcanice.

C. MOTĂŞ [2]) studiind zona sisturilor verzi şi condiţiile zăcământului minier dela Altân Tepe, menţionează şisturile cristaline dintre Ciamurli şi Camena, ca formate din filite, cvarţite chloritisate, amfibolite, gneisse, cuiburi de pegmatit şi filoane de cvarţ.

Menţionează cvarţ-porfirul dela Camena format din cvarţ colorat şi feldspat alb, ce pare a fi ortoklas; iar masa fundamentală din un amestec xenomorf de cvarţ şi feldspat cu oxizi de fer ca accesorii.

Semnalează şi existenţa unor porfire cu masa fundamentală pegmatitică (granofirică), cum şi un porfir sticlos verde cu 76 % SiO_2. Consideră însă vitrofirul roş-brun cu structură perlitică, drept un grauvacke presat.

G. MURGOCI [3]), în interesanta sa monografie asupra Dobrogei de nord sintetizează observaţiile şi studiile izolate, sau incidental făcute asupra regiunei Camena, adăogând constatări şi păreri noui; aşa consideră micaşisturile dintre Ciamurli şi Camena de tipul celor din Sărărie (N. Măcin); iar rocile eruptive dela Camena în legătură cu cortegiul de roci eruptive Cerna-Greci-Pricopan (p. 366). Consideră rocile permo-carbonifere mai tinere ca venirea de porfir şi că conglomeratele lor ar cuprinde bucăţi de porfire roşii, chiar din localitate, ceeace le dă coloarea roşie (p. 396). Crede că linia tectonică Picineaga-Ciamurli nu are tocmai caracterul uneii falii şi nici caracterul unei linii de încălecare extraordinară, ci mai mult a unei linii tectonice de slabă rezistenţă, în prelungirea liniei Focşani-Galaţi (p. 451) şi că direcţia piezişă a rocilor verzi faţă de cutele paleozoicului ar fi o ilustrare, că această linie de mică rezistenţă a jucat ca o ţâţână şi în timpurile postcretacice (miocene); dar că regiunea şi-a luat caracterul tectonic pregnant în Cretacic. Apoi, că în porfirul dela Camena s'ar întâlni anticlinalul Iacobdeal-Să-

1) L. MRAZEC. Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. al Rom. II (1912).

2) C. MOTĂŞ. Die Tuffitzone der Mittleren Dobrogea die Kieslagerstätten von Altân Tepe. Zeitschr. für prakt. Geologie (1913).

3) G. MURGOCI. Cercetări Geologice în Dobrogea nordică. Anuarul Inst. Geologic al României. V. 1 (1911).

Institutul Geologic al României

căru prelungit spre Altân Tepe-Ciamurli cu anticlinalul Orliga-Pricopan-Romancula-Acpunar-Başpunar-Camena; iar sub porfire la Camena se bagă un sinclinal strivit de Verucano (p. 454).

D. M. CĂDERE [1]) în 1915 dă o descriere sumară, petrografică şi chimică, a principalelor tipuri de porfir dela Camena cu o hartă geologică a regiunei şi câteva profiluri.

După raporturile porfirului cu stratele de Carapelit şi cu Cretacicul consideră venirea porfirului ca permică sau post-permică; în tot cazul ante-cretacică. Relevă existenţa unor roci datorite acţiunei hidrotermale. Menţionează existenţa devonului bănuit de G. MACOVEI în Bechir Ceaïr, precum şi în Diolmic Baïr, care a dat galetele de calcar şi de alte roci din conglomeratul de Carapelit din cota vecină (141m.). Menţionează existenţa unui petec izolat de Cretacic cu *Belemnitela*, (cf.) peste porfir, spre NV. de satul Camena. Arată apoi schimbarea de direcţie spre SSE. a şisturilor sristaline şi a rocilor verzi, între Ceamurli şi Hamangi.

G. MACOVEI [2]) consideră schimbarea de orientare a rocilor verzi între Ciamurli şi Hamangi, nu ca un incident local, ci ca o indicaţie, că cel puţin cutele vechi ale Dobrogei se îndreaptă spre SSE, către Anatolia, nu spre Crimeia.

L. MRAZEC [3]) arată că prin cercetările făcute la Camena se confirmă supoziţia exprimată de L. MRAZEC şi R. PASCU în 1908, că zăcământul de pirite cuprifere dela Altân Tepe, cât şi filoanele de cvarţ din vecinătate sunt geneticeşte legate de punerea în loc a porfirului dela Camena.

I. POPESCU-VOITEŞTI [4]) crede că în Cretacic, ca o repercusiune a mişcărilor puternice, cari au supracutat cristalinul carpatic, Dobrogea a suferit intense cutări, strivind si gâtuind cutele variste, formând noui catene pe ruinele celor vechi, catenele Cimeriene (MRAZEC).

Dealungul fracturilor produse îşi fac aparitiunea numeroase roci eruptive, ca porfirele dela Cârjilari, Consul, Tulcea etc., dar mai ales diabazele şi diabaz-porfiritele.

Ca urmare a acestor cutări şi a subîmpingerii porţiunei scufundate din platforma Rusă, catenele Cimeriene se deslipesc de Dobrogea prebalcanică după linia Picineaga, prin fracturarea rocilor verzi.

---

1) D. M. CĂDERE. Dări de Seamă ale şed. Inst. Geol. al Rom. VII (1915-16).
IDEM. La porphyre quartzifère et la zone d'injection dans les roches verts à Camena Bull. de la Sect. Scient. de l'Acad. Roum. (1916).

2) G. MACOVEI. Dări de Seamă ale Şed. Inst. Geol. al Rom. VII (1915-16).

3) L. MRAZEC. Dări de Seamă ale Şed. Inst. Geol. al Rom. VII (1915-16).

4) I. POPESCU-VOITEŞTI. Privire generală asupra Geologiei României. Analele Minelor din România. IV, 8—9 (1921).

Institutul Geologic al României

CAP. III

GEOLOGIA REGIUNEI CAMENA

1. DESCRIEREA GEOLOGICĂ ȘI TECTONICĂ

Privire generală. Porfirul cvarțifer dela Camena se găsește situat într'un sinclinal devonic, peste care se așternd concordant conglomerate, gresii și filite, zise de Carapelit și considerate drept carbonifere. Aripa de E, a acestui sinclinal apare de sub mantaua cretacică în Diolmniuc Bair, cota 192 spre Bechir Ceaïr și în Camenca[1]); pe când flancul de W, e strivit[2]) sub cutele de șisturi cristaline și de roci verzi ale frunței platformei prebalcanice împinsă peste paleozoicul cutelor cimeriene din N Dobrogei[3]).

Pădurile cu tufișuri dese, mantaua de loess și mai ales tablele de mesozoic, mai vechiu și mai tânăr, ce acopăr regiunea dela N de Camena spre Baspunar — Atmagea — Hormular, sunt tot atâtea obstacole, cari despart formațiunile paleozoice dela Camena de cele similare din NW Dobrogei; așa că din lipsa de continuitate între cele două grupe paleozoice totul se reduce numai la ipoteze bazate pe câteva considerațiuni tectonice și analogii petrografice.

Considerațiuni tectonice. Se știe, că fundamentul horstului din N Dobrogei este constituit dintr'un complex de strate paleozoice și în parte mesozoice, cari alcătuiesc catenele cimeriene[4]), ce ar fi luat naștere în Cretacic, anterior depunerei Necomianului, strivind și gâtuind cutele mai vechi variște, ca o repercusiune a mișcărilor puternice cari au supracutat cristalinul carpatic[5]). — Catenele cimeriene, munții Măcinului de astăzi, după numirea ce le-a dat Mrazec, formează o serie de cute, ca niște valuri aproape regulate cu direcția N 35° –45° W; numai spre NW se arcuesc mai mult spre W[6]); iar la extremitatea de SE, spre S de regiunea studiată la Camena, aproape de mare, se arcuesc spre SSW (N 40° E[7]).

---

[1]) G. Macovei. Dări de Seamă ale șed. Inst. Geol. al Rom. III (1912).
D. M. Cădere Dări de Seamă ale șed. Inst. Geol. al Rom. VII (1915).

[2]) G. Macovei Dări de Seamă ale șed. Inst. Geol. al Rom. VII (1915).

[3]) L. Mrazec & R. Pascu. Dări de Seamă ale șed. Inst. Geol. al Rom. II (1910)

[4]) E. Suess. Face de la Terre III, 2, pg. 569 și urm.
L. Mrazec. Comptes rendues des Séances de l'Inst. Géol. de la Rom. II 1910).

[5]) I. Popescu-Voiteşti. Privire g-lă asupra Geol. Rom. An. Minelor din Rom. IV, 8-9 (1921).

[6]) G. Murgoci. Cercetări geologice în Dobrogea nordică. An. Inst. Geol. a Rom. V. 2 (1911).

[7]) D. M. Cădere. Note sur le porphyre quartzifère de Camena. Bull. de la Section Scient. de l'Académie Roumaine (1916).

Institutul Geologic al României

Impreună cu formațiunile paleozoice se înțelege, că se găsesc cutate și depositele triasice, cum și puținele formațiuni jurasice, ce se găsesc în Dobrogea nordică; pe când depozitele cretacice, aparținând Cretacicului superior, sunt transgresive față de stratele mai vechi și au suferit cutări mai slabe în terțiar.

Horstul dobrogean ar fi o rămășiță din continuarea spre S E a unei vaste regiuni cimeriene începând din munții Sudeților și colinele Sandomirului, care ar cuprinde întreg arealul ocupat astăzi de cutele Carpaților de E. până în regiunea Przemysl [1]) și care s'ar lega, după E. Suess [2]) și alți geologi, prin insula Șerpilor cu Crimeia și munții Caucasului, cu cari prezintă asemănări, mai ales în formațiunile triasice și cretacice. După E. Haug [3]), G. Macovei [4]) și alții, legătura s'ar face mai curând cu paleozoicul din regiunea Bosforului și Anatoliei de W., ținând seama de analogia stratelor fosilifere devonice din N.W. Dobrogei [5]) și din regiunea Constantinopolului, cum și de direcțiunea ce iau spre S. stratele paleozoice dobrogene în apropierea mării Negre [6]). — Intregul fundament al Anatoliei de W, atât pe coasta mării Negre, cât și pe aceia a mării de Marmara, este paleozoic și șesturi cristaline, acoperit la N de petece cretacice, jurasice și eocene și străbătute de erupțiuni de andezit. La Adabazar se găsește devon fosilifer marin; iarla Pendok se găsește silur superior [6]). Deasemenea s'ar găsi în Anatolia roci verzi de tipul celor din Dobrogea [7]).

In direcția generală NW a cutărilor vasiște există și dislocări, unele de-a curmezișul, adevărate decroșări ca acele de-alungul văilor Calistrei și a Cernei [8]); altele longitudinale, ca Luncavița-Taița [9]) și mai ales dislocația Picineaga-Baspunar Ciamurli [10]). — Cu toate aceste accidente tectonice și cu toate că spre N și W stratele paleozoice dela Camena sunt întrerupte la suprafață în continuarea lor firească,

[1]) L. Mrazec. Comptes rendues, II (1910).
D. Rotman. Masivul eruptiv dela Greci. An. Inst. Geol. al Rom. VII, 1 (1913).
[2]). E. Suess. Face de la Terre l. c.
G. Murgoci. Cercetări geologice în Dobrogea l. c.
I. Popescu-Voiteşti. Privire generală asupra Geol. României l. c.
A. M. Saytzeff. Zur petrographie der Krym.
[3]) E. Haug. Traité de Géologie I, pg. 705.
[4]) G. Macovei. Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. al Rom. VII (1915).
[5]) I. Simionescu & D. M. Cădere. Note sur la présence du Plaéozoïque en Dobrogea (1910).
[6]) F. Frech. Geologie der Kleinasiens (1916).
[7]) G. Murgoci. Cercetări Geologice în Dobrogea etc. l. c. (1911).
[8]) D. Rotman. Masivul eruptiv dela Greci, etc. l. c. (1913).
[9]) H. Peters. Grundlinien zur Geographie u. Geologie der Dobrudscha (1867).
[10]) L. Mrazec & R. Pascu. Dări de seamă ale șed. Inst. l. c. II (1910).

Institutul Geologic al României

fiind acoperite de mantaua Cretacicului, totuş ţinând seama de analogii petrografice şi de orientarea generală a straturilor, se pot stabili cu oarecarii aproximaţie legăturile paleozoicului dela Camena cu restul paleozoicului din NW Dobrogei.

Aşa ţinând seamă că la Camena stratele paleozoicului, atât şisturile cristaline dela W de dykul porfiric, cât şi stratele considerate ca devonice de la estul aceluiaş dyk, împreună cu formaţiunele zise de Carapelit,[1]) cum şi calcarele triasice, toate au orientarea generală N 30°—40° w; iar pe de altă parte luând în considerare că micaşisturile, amfibolitele, cvarţitele sericitoase şi epidotisate, toate injectate cu cvarţ pegmatitic, sunt la fel cu şisturile ce constituesc dealurile Sărăria-Orliga[2]) şi Kiutukluc, putem considera anticlinalul de şisturi cristaline ce constitue zona de injecţiune dintre Ciamurli-Altân Tepe şi Camena, ca fiind în prelungirea anticlinalului Orliga Romancula-Kiutukluc.

G. MURGOCI consideră anticlinalul Iacobdeal-Săcaru ca preprelungit pe sub pânza cretacică spre Altân-Tepe-Ciamurli, care anticlinal s'ar întâlni la Camena cu anticlinal Orliga-Priopcea-Romancula-Acpunar-Başpunar-Camena. G. MACOVEI[3]) consideră însă sinclinalul carbonifer — strate de Carapelit — dela Camena, ca fiind în prelungirea sinclinalului semnalat de D. ROTMAN[4], la Kitlău-S. Greci-Carapelit-Atmagea; în adevăr ca şi acesta, sinclinalul dela Camena prezintă formaţiuni conglomeratice (psefite), grezoase (psamite) şi filitoase (pelite), al doilea anticlinal s'ar începe din Popina ascunsă. la N de Luncaviţa, s'ar scoborî paralel cu valea Taiţei până la Ortachioi. O urmă de existenţa lui la Camena, după G. MACOVEI, ar fi cvarţitele şi bolovanii de calcar depe Bechir Ceaïr. Acest fapt a fost confirmat de către D. CĂDERE[5] prin descoperirea unor strate, asemenea celor cunoscute ca devonice, în Dobrogea de NW, în colinele Diolmnic B. şi Bechir Ceaïr.

Acest mod de a vedea prezintă avantajul unei depline concordanţe între analogiile petrografice şi consideraţiunile de ordin tectonic. De aceea, dacă admitem că anticlinalul dela E de porfirul dela Camena este prelungirea anticlinalului dela W văii Taiţa; că sinclinalul dela Camena este în prelungirea sinclinalului Kitlău-S. Greci-Carapelit

1) Exceptând calcarele. greziile şi filitele dela atingerea cu porfirul, cari suferind dislocări din cauza venirei rocei eruptive, sunt deranjate din orientarea lor generală.

2) G. MURGOCI. Cercetări Geologice în Dobrogea l c. (1911).

3) G. MACOVEI. Dări de seamă ale şed. Inst. Geol.al Rom. III. (1912).

4) D. ROTMAN. Masivul eruptiv dela Greci l. c. (1913).

5) D. M. CĂDERE. Dări de seamă, etc. l. c. (1915—16).

Institutul Geologic al României

Atmagea urmează firesc că anticlinalul de șisturi, cu zona de injecțiuni Ciamurli-Altân Tepe-Camena e prelungirea anticlinalului Orliga (Sărăria)-Romancula-Kiutukluc, cu care prezintă și mari analogii petrografice și chimice pe lângă considerațiunile de ordin tectonic. Iu adevăr trebue să ținem seamă și de caracterul alcali-potasic al cvarț-porfirului dela Camena, care-l apropie de felul rocilor eruptive din Pricopan și Cetatea Măcinului: pe când rocile eruptive din Iacobdeal-Piatra Roșie sunt alcalisodice.

Mișcări tectonice. Horstul dobrogean formează un fel de peninsulă mărginită din 3 părți de depresiuni: aceea a câmpiei române la W, de care o desparte fractura Dunării; depresiunea moldavo-basarabeană la N, despărțită prin linia de fractură Tulcea-Galați-Focșani și depresiunea mării Negre la E. Nici spre S catenele cimeriene nu prezintă o continuitate, căci datorită sub împingerei porțiunei scufundate din platforma rusă, aceste catene se desliped de Dobrogea prebalcanică după linia Picineaga-Baspunar-Ciamurli, prin fracturarea șisturilor cristaline și încălecarea cristalinului Dobrogei prebalcanice peste marginea sudică a horstului dobrogean[2]) Această importantă linie de fractură trece chiar prin mijlocul dykului de porfir dela Camena în tot lungul său.

Incepând din mesozoic, după scufundarea marei regiuni cimeriene, horstul Dobrogean s'a mișcat puternic pe verticală. Așa se pare, că apele jurasice[3]) și paleocretacice au străbătut puțin în N Dobrogei de azi, în schimb în Cretacicul mediu, odată cu mișcările tectonice cari au cutat cristalinul Carpaților meridionali[4]) — și probabil în legătură cu acest eveniment orogenetic — horstul dobrogean, mai ales dealungul liniei de fractură Picineaga-Ciamurli, a jucat din nou; iar în urmă are loc transgresiunea apelor neocretecice din geosinclinalu Balcanilor orientali[5]) care se întind spre N până dincolo de Cârjilari. Totuși la începutul acestei transgresiuni porfirul dela Camena împreună cu o parte a șisturilor cristaline vecine, erau desigur neacoperite de ape, contribuind la formarea conglomeratelor cenomaniene din vecinătate (Cervânâta-Prâs, Taș Baïr, Ceacmac și Diolmnic Baïr).

In Terțiar N Dobrogei este exondat; iar la finele Sarmaticului și sudul acestei provincii se transformă în uscat, când Dobrogea ia aproape înfățișarea de astăzi.

---

1) L. MRÂZEC. Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. al Rom. II (1911).

2) I. POPESCU-VOITEȘTI. Privire generală asupra geologiei României, etc. l. c. (1921).

3) I. SIMIONESCU. Jurasicul dela Cărjilari. An. Inst. Geol. al Rom. (1919) IV, 1.

4) G. MACOVEI. Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. al Rom. III (1912)

5) I. POPESCU-VOITEȘTI. Privire generală, etc. l. c, (1921).

Institutul Geologic al României

Totuși mișcările tectonice n'au încetat; căci pe lângă mișcarea ce a trebuit să aibă loc în Miocen, în legătură cu cutarile zonei flișului carpatic [1]), se cunosc—și se pot urmări—efectele unei serii de mișcări epirogenetice, mai ales către sfârșitul Terțiarului și în Cuaternar, mișcări expuse clar în o interesantă conferință de către C. BRĂTESCU [2]), în care se arată între altele, că după denivelarea datorită marei falii dunărene «către sfârșitul Terțiarului si începutul Cuaternarului, regiunile din W «mării Negre se însuflețesc de o mișcare epirogenetică positivă».

In urmă, «după terminarea aproape complectă a sedimentării flu«viatile din câmpia Română, începe o nouă serie de înălțări, în«trerupte prin pauze destul de mari, în cari apele curgătoare au avut «timpul necesar să-și sculpteze văile și luncile lor. In timpul acestei «perioade de erosiune eroică au fost croite terasele Dunărene— «cari cuprind prundiș fluviatil — și văile adânci dobrogene și s'au des«făcut din terase așa numitele popine sau grădiște din bălți.

«Dela începutul acestei înălțări datează probabil și lacurile sărate «din peninsula Dunavățului. Contimporană cu formarea teraselor «dunărene ar fi și răsturnarea de profil a podișului dobrogean pe axa «văii Cara-Su, ceiace ar dovedi o ridicare mai accentuată a regiu«nilor din W. Dobrogei decât a celor din E.

«Urmează o nouă fază, caraterizată prin o nouă mișcare epiroge«netică negativă. Regiunile din W. mării Negre încep a se scufunda. «Această fază care s'ar puteà numì perioada de sedimentare «începe după depunerea parțială a loesului, care continuă a fi sedimentat «și în timpul scufundării. Rezultatele au tost bogate asupra morfologiei «țării noastre; între altele văile dinspre Dunăre și Mare intră cu ca«petele lor sub nivelul acestor ape și se transformă în golfuri, iar mai «târziu în limane; terasele inferioare ale Dunării și ale afluenților ei «se îngroapă sub sedimente, iar din ele mai rămân urme în bălți, sub «numele de popine sau grădiște».

Punerea în loc a profirului dela Camena. Mișcărilor tectonice, după intensitatea lor, se datoresc cutările catenelor cimeriene, cum și venirile eruptive și încălecarea stratelor aparținând horstului dobrogean de către șisturile podișului prebalcanic, cum și fractura Baș-punar-Camena.

Linia de încălecare Picineaga-Baș-punar-Ciamurli a fost semnalată de către L. MRAZEC & R. PASCU [3]); ea s'ar datori — după

1) G. MACOVEI. Dări de seamă, etc. l. c. III (1912).

2) C. BRĂTESCU. Mișcări epirogenetice și caractere morfologice în bazinul Dunării de jos. An. Dobrogei I. 4 (1921).

3) L. MRAZEC & R. PASCU. Despre rocile verzi în conglomeratele terțiare ale Carpaților l. c.

Institutul Geologic al României

G. MACOVEI [1]), unei sub împingeri orizontale a marginei podișului prebalcanic, și care subîmpingere s'ar fi făcut puțin oblic față de direcția cutelor variște, de un unghiu cam de 20°, rocile verzi având direcția W. N. W, pe când cutele catenei chimerice aproape N. W. Rocile verzi în apropierea liniei de încălecare sunt îngrămădite, formând o zonă de încrețituri, a cărei lărgime încă nu s'a fixat până astăzi. In apropierea liniei de încălecare se produce o frământare în rocile verzi, cari pe zone înguste, sau pe linii, sunt complect breccifiate [2]).

In ce privește vrâsta punerei în loc a porfirului dela Camena, G. MACOVEI [2]) o consideră în legătură cu prima mișcare de încălecare a liniei Picineaga-Baspunar-Ciamurli, ce trebue să fi avut loc către sfârșitul Carboniferului.

Dacă cercetăm mai deaproape raporturile dintre dykul de porfir dela Camena și rocile sedimentare vecine, constatăm următoarele:

a) Prin puternica degajare de mineralizatori și soluțiuni minerale, fie în acelaș timp cu venirea porfirului, fie odată cu venirea filoanelor de cvarț-pegmatit, care trebue pusă în legătură genetică tot cu magma care a dat naștere porfirului, întrucât au în comun oxidul de cupru sub forma de sulfuri [3]), fie mai ales prin bogata activitate hidrotermală post-vulcanică, s'a produs în șisturile cristaline dela W dykului porfiric o bogată zonă de injecțiuni, a cărei metamorfism chimic se traduce prin prezența unui grenat roș în micașisturi, numai în apropierea filoanelor de cvarț-pegmatite, și mai ales prin impregnarea acestor șisturi, ca și a celor de Carapelit, cu minereuri cuprifere, ce se găsesc îngrămădite în mari cantități la Altân-Tepe.

b) Contactul dintre porfir și formațiunile zise de Carapelit, considerate ca permo-carbonifere, sau mai curând drept carbonifere (v. G. MACOVEI l. c.), are loc în mai multe puncte, dar singurele locuri unde aceste contacte sunt evidente și neacoperite de loess sau de tufișuri, sunt la Teche C, pe stânga apei Slava, în coasta Pădarniței, pe malul drept al pârâului Camena, și în sat pe malul drept al aceluiaș pârâu sub colina 101 m. Peste tot se vede porfirul revărsat peste șisturile de Carapelit; totuși, în afară de impregnațiile cu minereuri cuprifere, nici un alt fenomen de contact, cu minerale de contact, corneene, etc., nu se observă între porfir și stratele de Carapelit.

In conglomeratele de Carapelit, din colina de 141 m., nu se

1) G. MACOVEI. Dări de seamă, etc. l. c. (1912).

2) L. MRAZEC. Dări de seamă, etc. l. c. (1915 — 1916).

3) D. M. CĂDERE. Le porphyre quartzifère de Camena, etc. Bull. dela Sect. Scientif. dela Acad. Roum. (1916).

Institutul Geologic al României

găsește de loc porfir, ci numai calcare negre, cvarțite, filite, roci verzi, cuarț filonian și fragmente de plagiaplite.

c) In schimb atingerile dintre calcanul din apropierea lui Diulgher B. (Sacar B.) și din coasta morii de lângă M-rea Uspenia nu sunt visibile din cauza loessului și huceagurilor. Numai într'un singur loc în coasta morii, pe stânga pârâului Slava, calcarul vine peste porfir cu o cădere de 50° spre NE. Deasemeni în Cuorlâc se găsește un petec de calcar silicios placat peste porfir. Dar numai aceste fapte izolate, cași lipsa rocilor de contact — știut fiindcă la porfirele efusive pot lipsi fenomenele de contact — nu constituesc argumente suficiente, cari să ne conducă la stabilirea vrâstei venirii profirului în raport cu aceste calcare, pe cari R. Pascu, I. Simionescu și alții le consideră ca triasice, pe când G. Macovei ca devonice.

Mai curând este de reținut faptul, că nu se găsesc impregnații cuprifere printre diaclazele acestor calcare, ci numai calcit.

d) In schimb conglomeratele poligene dela baza Cretacicului superior din Cervînâta Prâs, Taș B., Ceacmac și Diolmnic B. cuprind, între alte constituente, și bolovănași rotunziți de porfir la fel ce acel din dykul vecin dela Camena.

Urmează, din considerațiile de mai sus, că punerea în loc a cuarț-porfirului dela Camena este mai veche decât depunerile cele mai vechi ale formațiunilor neocretacice din cuveta Babadagului, însă mai tânără de cât șisturile de Carapelit.

S'ar părea, faptul nu e sigur, judecând numai după puținele contacte vizibile cu porfirul și după lipsa de impregnațiuni de minereuri de fer și cupru în calcarele presupuse triasice, că venirea porfirului ar fi precedat depunerei acestor calcare.

Așa dar, dacă considerăm cu G. Macovei, formațiunile de Carapelit drept Carbonifere, e foarte probabil că venirea porfirului să fi avut loc odată cu primele mișcări de încălecare a liniei Picineaga-Baspunar-Ciamurli, către sfârșitul Carboniferului, cum presupune G. Macovei, sau în permic.—Nu este exclusă posibilitate, ca această punere în loc să se fi întâmplat mai târziu, în Mesozoic.

Punerea în loc a profirului dela Camena nu este numai o revărsare a rocei efusive, peste filitele greziile și conglomeratele de Carapelit, pe cari le-a frământat și dislocat ; dar se observă și o puternică înclinare a dykului spre NE, fapt contrar celor observate cu lac-

Institutul Geologic al României

colitele dela Greci și Iacobdeal [1]), care's înclinate spre SW. — Această deosebire se poate explica, dacă admitem că venirea profirului dela Camena a avut loc odată cu încălecarea platformei prebalcanice peste paleozoicul nord dobrogean.

Tot în legătură cu venirea porfirului trebuesc puse și apariția filoanelor de microgranite, pegmatite și cvarț.

Efecte dinamice. Linii de fractură. Scufundări. Odată cu punerea în loc a cvarț-porfirului dela Camena, regiunea nu a intrat în liniște, deoarece liniia Picineaga-Baș punar-Camena fiind de slabă rezistență, a fost supusă la mișcări mai accentuate de cât restul Dobrogei. Toate aceste mișcări aduc schimbări mai mult, sau mai puțin profunde în felul de așezare a rocilor cum și în starea lor fizică. Efectele lor dinamice se întâlnesc peste tot în porfirul dela Camena: diaclaze, mici crăpături, cristali rupți și sfărâmați, stângeri undulătoare în fenocristali, formațiuni pertitice, șistosizări, etc. Un interes deosebit prezintă liniile de fractură ce trec prin dykul de porfir dela Camena; ele au direcția generală a linici Baș punar-Camena (v. harta). Fractura principală trece chiar prin mijlocul și deaiungul dykului de porfir, în direcție aproape NW. Prezența fracturelor — falii se constată prin denivelări și prin existența aglomeratelor — breccii.

Incepând dela N, din coasta Teche C. se găsesc breccii aglomerate cu material eruptiv, în Coasta morii la Teche C., în marginea de E a mamelonului porfiric din Diulgher B (Sacar B.); deasemenea pe coasta de E a mameloanelor porfirice Cuorlâc, Jvralnica, cota 158m și prin mijlocul micei iviri de porfir dela S de Taș Baïr. O a doua linie importantă de fractură, mai spre W de precedenta, nu este semnalată prin breccii decât în două puncte: într'un șanț la marginea pădurii spre Altâ'n Tepe, pe malul drept al pârîului Camena și pe marginea de W a cotei 158m (la W de Taș Baïr.

Regiunea cuprinsă între aceste două linii de fractură trebue să fi suferit o scufundare față de jumătatea estică a dykului porfiric. — In adevăr, porfirul dela E de linia principală de fractură (v. harta) e reprezentat numai prin microgranite, micropegmatite, microgranulite, granofire și numai excepțional prin felsofire microgranitice, deci faciesuri mai de adâncime; unele fiind adevărate Ganggesteine (roci hypabissale), nu efusive; pecând porfirul din partea de W, dintre cele două linii de fractură, este representat numai prin vitrofire și felsofire devitrificate, deci faciesuri superficiale de roci efusive.

[1]) D. Rotman. Masivul eruptiv dela Greci. An. Inst. Geol. al Rom. VI, 1 (1913).

Institutul Geologic al României

Această deosebire nu se poate explica decât prin două ipoteze: sau ne găsim în faţa a două veniri deosebite de porfir, sau s'a produs o denivelare între cele două jumătăţi a dykului porfiric, acea de W scufundându-se faţă de jumătatea de E a suferit o erosiune mai mai mică; pe când porţiunea estică, rămasă în relief, a suferit o puternică erosiune a aproape întregei sale calote exterioare, aşa că s'au descoperit rădăcinile venirei eruptive. Chiar aspectul colinelor de porfir vorbeşte pentru această din urmă ipoteză; căci vitrofirele şi felsovitrofirele formează domuri şi mameloane rotunzite, puţin erodate; pecând microgranitele şi granofirele au un aspect ruiniform (fig. 4). — Ipoteza primă, în afară de consideraţiile de ordin tectonic şi morfologic, se înlătură şi prin studiul chimic al cvarţ-porfirelor — cum vom vedea mai departe — care nu arată deosebiri fundamentale între cele două grupe de porfire.

Atingeri vizibile între cele două grupe de porfir nu se cunosc decât între Taş B şi cota 158^{m} şi în mamelonul dela S de Taş B. In ambele puncte trecerea dela microgranite-granofire la vitrofire — felsofire se face prin breccii—aglomerate.

Rămâne deci stabilit, că o scufundare trebue să fi avut loc pentru porfirul cuprins între cele două linii de fractură, ce trec prin dykul de porfir dela Camena

2. Descrierea sumară a rocilor sedimentare dela Camena

In regiunea Camena se găsesc următoarele roci sedimentare:

a) Cuaternare: aluviuni moderne, loess şi formaţiuni loessoide;

b) Mesozoice: conglomerate, gresii şi marne calcaroase neocretacice; calcare triasice (?);

c) Paleozoice: filite, gresii şi conglomerate carbonifere, zise de Carapelit; cvarţite, calcare, şisturi argilo silicioase, — sericitoase şi calcaroase devonice; roci verzi;

d) Şisturi cristaline; micaşisturi, cvarţite, şisturi cu epidot şi cu sericit.

a) Cuaternarul

Aluviunile moderne ocupă suprafeţe neînsemnate pe malurile apelor Slava şi Camena. Ele sunt formate din un material fin argilo-nisipos cu resturi organice, formând un sol minunat pentru culturi.

Loessul şi formaţiunile leosoide ocupă suprafaţa cea mai întinsă. Acest sediment eolian a acoperit peste tot văile şi coastele dealurilor, mascând contactele dintre roci şi efectele erosiunilor anterioare depunerei sale. El constituie principala piedică în cercetările geologice din Dobrogea.

Institutul Geologic al României

Grosimea stratului de loess e variabilă; judecând după adâncimea fântânilor și după malurile apei Camena, această grosime n'ar trece de 15 m. La suprafață e spălat de apele de șiroire și transformat în lehm mai sarac în calcar și mai bogat în nisip cvarțos; deasemenea prezintă și o consistență mai mică.

Loessul și formațiunile loessoide constituesc subsolul pământului arabil, solul fiind format în cea mai mare parte din un amestec de lehm și o pătură subțire de pământ brun, sau brun-roșcat de pădure.

b) Mesozoicul

Neocretacicul. — Formațiunile mai vechi, ca și o parte a porfirului dela Camena, au ieșit la iveală prin puternica erosiune — ce trebue să fi avut loc către finea Terțiarului[1]) — suferită de placa cretacică ce le acoperea și care astăzi mărginește regiunea ca un semicerc spre N, E și SE. Un singur petec neînsemnat de Cretacic a rămas peste porfir, pe malul drept al pârâului Camena, lângă Pădarnița.

Cretacicul de lângă Camena face parte din cuveta de Cretacic superior dela Babadag, menționat de SPRATT și descris mai de-aproape de K. PETERS[2]), ca alcătuit din calcare cu crinoizi, grezii și marne calcare, conglomerate, în general sărace în fosile, dintre care menționează urme de *Terebratule, Inoceramі, Exogyre* și fragmente de *Pecten*, aparținând Cretacicului superior, fără a indica etagiul.

K. REDLICH[3]) menționează greziile grăunțoase și calcarele marnoase cu *Exoyre, Trigonii* și *Janira aequicostata* dela Cervinâta-Prâ- (pe drumul dintre Ciamurli de S. și Ciamurli de J). — In strate mai superioare, ce ar aparține Cenomanului, se găsesc și câteva *Terebratule biplicate.*

V. ANASTASIU[4]) socoate ca probabil cenomaniane marnele și greziile marnoase, slab glauconitice, cu *Nautilus cf. elegans, Exogyra Columba, Pecten, Cyclolites* dela Caugagia. D-sa constată către finele Cretacicului superior o faună boreală identică acelei din părțile septentrionale ale Europei.

G. MACOVEI[5]), pe baza fosilelor găsite, consideră greziile cretacice și calcarele marnoase din vecinătatea Camenei ca formând baza Ceno-

---

1) POPESCU-VOITEȘTI. Privire g-lă asupra Geologiei Rom. l. c. (1921).

2) K. PETERS. Grundlinien zur Geologie, etc. pag, 46 (1867).

1) K. A. REDLICH, Geolog. Studien in Rumänien l. c. II (1896).

2) V. ANASTASIU. Contribution à l'étude Géolog. de Dobrogea (1898).

3) G. MACOVEI. Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. al Rom. III (1912) și VII (1915—1916).

Institutul Geologic al României

manului, în tot cazul baza Cretacicului superior; iar petecul cu Belemitella placat pe porfir și semnalat de către D. M. CĂDERE [1]), ar aparține unui etaj mai superior decât a conglomeratului cu *Exogyra Columba*.

In rezumat, pănturile cretacice, ce vin la Camena în atingere cu porfirul și cu sedimentele mai vechi, sunt dispuse transgresiv față de aceste din urmă și ușor înclinate spre ESE de 10°—20°. La bază se găsește un conglomerat silico-calcar fosilifer cu *Turilites Puzosianus* și *Exogyra* (în Cervinâta Prâs, E de Taș Baïr, la baza colinei Ceacmac și pe culmea lui Diolmnic B.), format din bolovănași cât nuca de cvarțit, șisturi verzi și porfire, toate din vecinătate. — Conglomeratul trece treptat, prin un microconglomerat glaconitos și fosilifer, către un grez tot mai compact și pe alocuri marnos, cu foarte rari *Inocerami* (Gealtai Baïr sau dealul Enicerilor), care ar aparține Turonianului [2]). Mai sus grezul devine marnos și calcaros, iarăși osilifer, cu *Nautilus, Micraster, Pecten, Cyclolites, Inocerami*, etc. (Caugagia).

In grezii se găsesc numeroase crăpături și geode cu frumoși cristali incolori și limpezi de cuarț-bipiramidat (varietatea zisă „diamant de Maramureș"). Un petec izolat de Cretacic [3]), descoperit pe o lungime de 40 m. și o lărgime de 10 — 15 m., se găsește placat peste porfirul din W. Pădarniței, pe malul drept al pârâului Camena, pe linia principală de fractură având o cădere de 50° spre E. La bază, cât este descoperit, se găsește un microconglomerat silicios și feruginos, peste care se așterne un grez cu bobul grosolan, urmat de un microglomerat silico calcar, fosilifer cu *Belemitella* sp., care ar dodovedi un etaj mai superior acelui cu *Exogyra* (v. G. MACOVEI l. c.) Stratele suprapuse sunt lipsite de fosile și au structura de microconglomerate cu bobul tot mai fin, trecând prin un microconglomerat silico calcar și feruginos cu cuiburi de cristali de calcit. Deasupra se întinde un banc puternic de grez dur ferug'nos, cu numeroase diaclaze.

Triasul. R. PASCU [4]), I. SIMIONESCU [5]) și alți geologi consideră ca triasic calcarul compact din jurul lui Diulgher B. (Sacar B.) și dela Teche Ceaïr; pecând G. MACOVEI [6]) îl consideră mai curând ca devonic. E drept, că lipsa de fosile și a unor date geologice, contactele

2) I. POPESCU VOITEȘTI. Privire g-lă asupra Geolog. României, etc. l. c. (1921).

3) D. M. CĂDERE. Le porphyre quartzifère de Camena, etc. l. c. Bull. Scient. de l'Acad. Roum. (1916).

4) R. PASCU. Geologische Studien über Ezlagerstätten. l. c. (1908).

5) I. SIMIONESCU. Geologia României. Publ. Acad. Rom.

6) G. MACOVEI. Dări de Seamă, etc. l. c. III (1912): VII (1915—16).

Institutul Geologic al României

fiind pretutindeni ascunse de loess, au provocat nesiguranță în fixarea vârstei acestor calcare. Fără îndoială că numai asemănările în caracterele morfologice sunt un indiciu prea slab, pentru a considera aceste calcare drept triasice. Deaceea prezența unor galete de calcar compact asemănător acelui din jurul lui Diulgher B., în conglomeratul de Carapelit din cota vecină 141^{m}, a putut — cu drept cuvânt — în lipsă de alte probe, să determine pe G. Macovei a considera aceste calcare drept devonice. In urmă însă, descoperindu-se [1]) în apropiere, pe Bechir C. și Deolmnic B., prezența unor calcare devonice, chestiunea vrâstei calcarelor dela Diulgher B. și Teche C. a fost din nou pusă în discuție [2]), fără a fi pe deplin lămurită.

Credem că se poate aduce mai multă preciziune în discuție, dacă expunem aici un studiu chimic comparativ între probele de calcar din: Deolmnic B. (calcar devonien), din conlgomeratul de Carapelit dela cota 141^{m}, din Diulgher B. și Cuorlâc (ambele presupuse triasice) Iată rezultatele:

	Diulgher C (523)	Cuorlâc (12).	Conglom. dela 141 m. (579),	Diolmnic (613)
CO_3 Ca	93.13	58 61	75.61 *	73.29 *
CO_3 Mg	2.52	15.49	2.27	2.16
$Fe_2 O_3$ (total)	1.26	2.02	2.36	2.26
Rezidiu insol. în HCl	3.58 (argilă)	23.13 (silice)	20.28	16.82 argilă, silice
Materii organice	—	—	— cărbune 4.86	(cărbune)
Cu O	—	—		
Sumă	100.49	99 25	100.52	99 39
Greut. spec. (la 17°5 C)	2 713	2 739	2 691	2.693

Rezultatele analitice dovedesc două lucruri: 1) că origina galetelor de calcar din conglomeratul carbonifer dela cota 141^{m} este în calcarele devonice din Bechir C. și Deolmnic B. și 2) calcarele din juru lui Diulgher B. și de pe Cuorlâc se deosebesc de acele devonice din Bechir C. și Deolmnic B., cum și de acele din conglomeratul de Carapelit. Restul de materii organice cărbunoase ar indica prezența unor fosile; totuși sub microscop nu s'au putut deosebi asemenea resturi organice, probabil din cauza metamorfismului puternic suferit de calcare cari sunt șistosizate și arată un început de orientare a cristalilor de calcit.

Se 'nțelege că explicarea originei galetelor de calcar din conglomeratul carbonifer nu aduce nici o dovadă pentru vrâsta triasică a calcarelor din jurul lui Diulgher B. dela Teche și depe Cuorlâc.

1) D. M. Cădere. Dări de Seamă etc. l. c. VII (1915—16).

2) Dări de Seămă ale Șed. Inst. Geol. al Rom. pg. 60 și urm. VII (1915-16).

* Urme de $P_2 O_5$.

Institutul Geologic al României

Totuși, până la noi noui cercetări, le considerăm ca triasice, pe baza analogiei caracterelor morfologice cu calcarele cunoscute ca triasice din Dobrogea.

Aceste calcare sunt compacte, moi la pipăit, de culoare vânătă alburie, cu rari vine albe de calcit și se găsesc în mase mari la Teche Ceaïr în coasta morii, unde se așează peste porfir, cu o cădere de 50°-45° spre E. Deasemenea încinge din trei părți, spre NW, N, E și SE, colina de porfir din Diulgher Baïr (Sacar B); aici loessul și tufișurile ascund peste tot contactele calcarului cu porfirul și cu stratele de Carapelit. Calcar la fel se mai găsește în două mici petece peste porfir, unul pe malul drept al pârâului Camena, la ieșirea din pădurea ce se întinde spre Altân Tepe, al doilea la mijlocul distanței dintre Jvralnica și Capac Culac. Un al treilea petec de calcar, placat peste porfirul din Cuorlâc, este deosebit de cele precedente, atât prin caracterele morfologice, fiind aspru la pipăit, cât și prin compoziția chimică, care ne arată că avem de aface cu un calcar dolomitic și silicios, deci un facies deosebit de cel precedent.

Prezența acestor petece de calcar, placate peste porfire ar dovedi că ele s'au depus după venirea porfirului.

c) Paleozoicul.

Permo-Carboniferul este representat în Dobrogea de N prin un complex de strate, ocupând în general sinclinalele devonice, în concordanță cu acestea și sunt cunoscute sub numele de șisturi de Carapelit, numire propusă de către L. Mrazec și R. Pascu [1]) pentru complexul de roci, ce alcătuesc dealurile Balabancea, Carapcea, Carapelit și Babair, format din grezii, șisturi argiloase roșii, grezii tufacee și conglomerate cu prundiș de cvarțit, porfir și porfirit. Ele ar reprezenta Thonschiffer-urile lui Peters [2]), care le consideră paleozoice, și anume aparținând carboniferului. Cu timpul numirea de șisturi de Carapelit s'a întins și asupra altor formațiuni similare din Dobrogea de N; așa că astăzi se înțelege sub această denumire, după D. Rotman [3]), două grupe de roci: «una, cea mai răspândită, este o «rocă grezoasă cu bobul foarte fin, cu structură aproape compactă «stratificată în strate subțiri, dela 2—3 cm. până la câțiva mm, de

1) L. Mrazec & R. Pascu. Note sur la structure géolog. des environs du village d'Ortakioï (1896).

2) K. Peters. Grundlinien znr etc. l. c. (1867).

3) D. Rotman. Notă asupra întinderei, clasificării, repartiției și originei rocilor care constituesc stratele de Carapelit în Dobrogea de NW. Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. al Rom. V (1914).

Institutul Geologic al României

«coloare vânătă-mat. In partea de S a regiunei acest tip alternează și «trece apoi complect într'o varietate exact de acelaș facies petrografic, «însă de culoare roș-violaceu închis. Pe locurile unde cutarea e deasă, «pe spații mici, iar pe suprafețele de separațiuni a stratelor se formează «fine pelicule sericitoase, cari—când fenomenul de laminare este foarte «intens—dau rocei un pronunțat aspect filitos, care constitue al doilea tip».

Mai departe arată că «atât tipul gresos, cât și cel filitos, prezintă treceri continui către varietăți conglomeratice».

In ce privește vrâsta lor, stratele de Carapelit sunt în genere considerate ca permo-carbonifere; G. Macovei le consideră carbonifere [1]) I. Popescu-Voiteşti [2]) deasemeni ca aparținând carboniferului inferior; iar conglomeratele grezoase roșcate, de tipul verucanoului, ca permiene. G. Murgoci [3]) le consideră permo-carbonifere și atribue verucanului conglomeratele și greziile roșii, vinete și sure, și cari — după d-sa — trebuesc scoase din formațiunile de Carapelit.

La Camena stratele de Carapelit sunt reprezentate prin câte trele tipurile: filitos, grezos și conglomeratic. — In general aceste strate au orientarea stratelor paleozoice din NW Dobrogei, N 30° — 40° W; dar la Camena sunt atât de frământate prin venirea porfirului și prin mișcările tectonice ale regiunei, încât pe unele locuri au orientări diferite și căderi variabile, cele mai multe aproape de verticală.

Ele acopăr sinclinalul de strate devonice și sunt în concordanță cu acestea. Aripa de E a sinclinalului de strate de Carapelit este alcătuită de conglomeratele din cota 141^{m}; pe când acea de W este reprezentată numai prind filitele dela Teche C.; mai departe, spre S, această aripă este strivită și în dreptul lui Diulgher B. (Sacar B.) se bagă sub stratele de șisturi cristaline, care o încalecă [4])

Loessul ascunde atingerile cu porfirul aproape peste tot; numai în satul Camena, în albia pârîului și spre NW de sat, în colina Pădarnița, contactul e vizibil. Nu se observă niciun metamorfism de contact, afară de impregnațiunile cu sulfuri de fer și de cupru, cari sunt răspândite în întreaga regiune în jurul porfirului. — In malul pârâului Camena, în coasta colinei 105^{m}, se vede clar cum revărsarea de porfir s'a întins peste șisturile de Carapelit fără ca acestea să arate cel mai mic semn de metamorfism de contact. Impregnațiile cu minereuri de fer și de cupru au dat nastere la mici cuiburi de hematit,

1) G. Macovei. Dări de Seamă ale Șed. Inst. Geol. Rom. VII (1915—16).
2) I. Popescu-Voiteşti. Privire generală asupra Geol. Rom. etc. l. c. (1921).
3) G. Murgoci. Cercetări geologice în Dobrogea nordică. l. c. pg. 376 (1913). Idem. Dări de seamă ale Șed. etc. VII (1915—16).
4) G. Macovei. Dări de seamă etc. l. c. III (1912).

Institutul Geologic al României

pirite, chalcopirite, în parte transformate în oxizi hidratati și hidrocarbonați. — Datorită oxizilor de fer șisturile sunt în mare parte colorate în galben-brun până la roș-violaceu închis.

Tipul filitos, cel mai răspândit, se găsește pe coasta dela Teche C., pe coasta de W a lui Taș Tepe și a colinei 181, pe malul drept al pârâului Camena, în sat, spre W și S E de satul Camena, în Ortames B. și în colina 141^{m}. Cele mai adeseori sunt de coloare verzue-spălăcită, uneori roș-violaceu închisă și se găsesc aproape pretutindeni împreună. — Sunt moi la pipăit, satinate, șistosizate, fisile și cu casura paralelipipedică. — Prin alterare cele verzui devin galbene-brune, iar prin alterare compledtă devin argilo-nisipoase și feruginoase, cum se poate constata în albia pârâului Camena; iar cele roșii se transformă în adevărat lutișor roș.

Pe suprafețele de șistosizare se pot observa cu lupa mici fluturași de sericit și impregnații feruginoase. — Sub microscop ne apar ca roci fin detritice, în cari predomină argila și calcita; apoi mici grăunțe rotunzite, de cvarț, oxizi de fer, mai ales hidratați, foițe de chlorit (varietatea pennin sau ripidolit), fluturași de sericit și mici grăunțe de un plagioclas alterat, foarte greu de determinat.

Tipul grezos este mai slab representat, aproape în aceleaș locuri cu acel filitos, în Teche C. și Ortames B.; are bobul fin, dar e mat și aspru la pipăit, e brun-gălbuiu. Tot în Ortames și mai ales pe coastele de E ale Mantarlacului, în malul pârâului Camena se găsește un șist grezos cu bobul mai măricel (psammit), aspru la pipăit, de culoare cenușie, sau cenușie-verzue și cu pete mari (3—4^{mm} diametru) de hematit. Nu se poate stabili o ordine în depunerea acestor strate, deoarece sunt puternic frământate și cu cădere aproape de verticală, în general spre SW, dar se găsesc uneori și cu căderea spre N E. — Tipul brun-cafeniu, pe care-l întâlnim mai ales în Ortames dă reacțiunea carbonaților și cuprinde oolite calcare, ce se pot observa chiar cu ochiul liber. Sub microscop, se constată că aceste oolite sunt formate din un miez sferic, alcătuit din mici grăunțe de un carbonat (calcit sau poate ankerit), înconjurat de un învăliș dispus zonar și radial, împregnat cu oxizi de fer hidratați. — Prezența acestor oolite calcare ar dovedi că avem de a face cu depunerile unei mări puțin adânci[1]). Printre oolite se găsesc și numeroase grăunțe rotunzite de cvarț, foițe de sericit, oxizi de fer rezultați din oxidarea piritelor; deasemeni numeroase vine de calcit depus de ape.

Tipul psammitic e cenușiu, sau cenușiu-verziu, aspru la pipăit, cu firicele cam de aceiași mărime și este alcătuit din: grăunțe rotunzite de

[1]) A. HARKER. Pétrographie. ed. fr. pg. 329.

Institutul Geologic al României

cvarț, cari predomină, foițe de sericit, oxizi de fer hidratați rezultați din oxidarea piritelor, pete mari (până la 1 cm. diam.) și rari de hematit, un plagioclaz alterat și ceva chlorite; cimentul e calcaro-argilos. Rareori se găsesc și în acest tip silicios puține oolite calcare.

Tipul conglomeratic se găsește pe coasta de W a lui Taș Tepe și mai ales în colina 141^{m}, la N de satul Camena, unde se vede descoperit pe o lungime de vre-o 250^{m}, dealungul drumului ce duce dela Camena la Slava până la atingerea cu devonul din Bechir C., cu care se găsește în concordanță. Conglomeratele sunt laminate și puternic șistosizate; au orientarea generală N 35° W, dar prezintă și mici inflexiuni locale, datorite probabil, vecinătății granofirului din Buzalâc și prezenței a două filonașe de porfir șistosizat (porfiroid) și a unui filon, gros de 1^{m} de cvarț pegmatitic. Aceste filoane străbat aproape deacurmezișul conglomeratele.

Căderea acestor strate este aproape verticală și spre SW.

Este reprezentată o serie întreagă de conglomerate ce cuprind bolovani de dimensiuni puțin obișnuite (30$^{cm.}$ × 10$^{cm.}$ × 6$^{cm.}$), cum se găsesc spre NE aproape de atingerea cu Devonul. Fragmentele ce constituesc conglomeratul nu pot proveni de la o mare depărtare, atât din cauza dimensiunilor, cât și din pricină că sunt puțin rotunzite, având uneori aspectul unei breccii.

După dispoziția stratelor, am avea la bază, peste Devon, începând dela E spre W, un conglomerat grosolan, peste care se așternpături de conglomerate cu fragmente din ce în ce mai mici; iar spre SW se găsesc și strate filitoase verzui.

Șisturile sunt impregnate cu pirite cuprifere, cari oxidându-se au dat naștere la oxizi de fer hidratați și hidrocarbonați de cupru; se mai găsesc și cuiburi de calcit și de ankerit. Prin diaclazele produse s'au depus vine de calcit și de hematit. Către capătul cel mai apropiat de satul Camena a colinei 141^{m} se găsesc șisturi puternic epidotizate de coloare verde ca iarba. Epidotul e galben verziu,cu policroism slab, cu refringența și birefringența destul de ridicate; granular, sau în scurte prizme monoclinice; cristalii sunt cam tulburi și uneori dispuși în evantail.

Cimentul conglomeratului e roș-brun și e de natură argilo-calcară cu oxizi de fer și vine de calcit. — Fragmentele conglomeratului sunt, sau cvarțite, cari predomină, albe, negricioase și roșcate, cu stângerea ondulătoare. In un fragment de cvarțit șistos și sericitos s'au găsit grăunțe de zircon și rari prisme de turmalin albastru, foarte policroic (n'g = albastru închis, n'p = roz-albăstriu), cu stângerea dreaptă; optic negativ în senzul lungimei cu crăpături dreptunghiulare și cu birefringența ridicată dând culori vii de interferență. Conglomeratul mai

Institutul Geologic al României

cuprinde bucăți de cvarț filonian, apoi rari bucăți dintr'o arcoză cu bobul fin și cu rari fragmente triunghiulare de sfen ; apoi bucăți dintr'o rocă verzue, aspră la pipăit, asemenea celor ce se găsesc printre șisturile devonice din Diolomnic B. așa că nu s'ar putea afirma cu siguranță, că ar proveni din rocile verzi. Aceste fragmente de roci verzui sunt alcătuite din un plagioclaz cam alterat, ce pare — după puținele determinări ce s'au putut face — a fi un oligoclas bazic cu 25 — 30 % An ; pe lângă feldspat se mai găsesc chlorite verzi (pennin, sau ripidolit), ceva grăunțe de epidot, sericit, cvarț și caolin, toate rotunzite. In definitivsunt constituite din aceleași minerale ca și rocile verzi.

In conglomerat se mai găsesc fragmente de filite argilosilicioase și chloritoase, șisturi sericitoase și bolovănași de calcar negru, uneori șistosizat cu vine albe și roșiatice de calcit și ankerit, la fel cu calcarele devonice din Diolmnic B. Se mai găsesc rar fragmente din un plagi-aplit al cărui plagioclaz e foarte alterat, dând naștere la sericit, caolinit și chiar calcit. — Materialul porfiric nu se găsește în aceste conglomerate.

Devonul. Prezența devonului la Camena a fost semnalată pentru prima oară de către G. Macovei[1]) spre Bechir Ceaïr (cota 192). In urmă D. M. Cădere [2]), pe lângă stratele presupusc devonice din Bechir Ceaïr, descoperite pe o lungime de 100 — 120m, mai găsi o altă serie de strate devonice, descoperite în lungul celui de al doilea drum, ce duce dela Camena la Slava, peste Diolmnic Baïr ieșite la iveală de sub mantaua de loess pe o lungime cam de 300 m. Tot ca devon trebue considerată și creasta bine reliefată a Camencăi, care leagă Bechir C. cu Diolmnic B.

Vrâsta devonică a acestor strate nu este stabilită pe bază paleontologică, cum s'a făcut pentru alte strate paleozoice din Dobrogea de NW [3]), ci numai după analogii, în ce privește faciesul petrografic al rocilor, cu roci cunoscute ca devonice în NW Dobrogei și pe raporturile stratigrafice locale. — In adevăr, calcarele negre cu vine albe de calcit adesea șistosizate, cvarțitele feruginoase, filitele satinate, șis-

1) G. Macovei. Dări de seamă, etc. l. c. III (1912).

2) D. M. Cădere. Le porphyre quartzifère et la zone, etc. c. l. (1916).

3) I. Simionescu & D. M. Cădere. Notă preliminară asupra stratelor fosilifere devonice din Dobrogea. An. Inst. Geol. al Rom. I (1908).

Idem. Note sur la présence du paléoz. en Dobr. An. Scient. de l'Univ. de Iassy.

D. M. Cădere. Sur le paléoz. de Carcaliu. An. Scient. de l'Univer. de Iassy (1921).

Institutul Geologic al României

turile argilo-calcare, etc., se aseamănă cu rocile din Bujoare, Igliţa, Priopcea şi Carcaliu. De asemenea şi raporturile cu şisturile de Carapelit arată că complexul de strate din Diolmnic B. şi Bechir C. şi Camenca sunt mai vechi ca acestea.

Stratele devonice sunt orientate N 30°—40° W., cu mici inflecsiuni locale, cari nu modifică direcţia lor generală, au căderea constantă spre S. W., între 75° şi 90°.—Ele par a forma aripa de E a sinclinalului devonic dela Camena; axa anticlinalului dispărând sub învălişul cretacic. Aceste strate sunt puternic şistosizate şi flexuate; ele sunt străbătute de filoane şi lentile de cvarţ pegmatitic, dintre cari filonul principal, un adevărat dyk de cvarţ, este descoperit pe o lungime de peste 300 m., are distanţa generală a stratelor devonice cu o arcuire spre W. în Bechir C. şi constitue creasta albă a Bechir C. şi mai ales a Çamencăi.

Rocile devonice de la Bechir C., Camenca şi Diolmnic B., sunt reprezentate începând dela E spre W prin: cvartiţe cenuşii feruginoase şi puţin sericitoase; ele par a constitui axa anticlinalului devonic cât este descoperit de sub Cretacic; urmează şisturi filitoase argilo-silicioase şi feruginoase, moi la pipăit, asemeni celor de pe coasta de W. a Priopcei şi din capul satului Carcaliu; vin apoi calcare negre cu vine albe de calcit, puternic şistosizate, cu numeroase diaclaze, cuprinzând foarte puţin grăunţe de cvarţ, ceva limonit şi ceva materii organice; aceste calcare se aseamănă calcarelor negre dela Igliţa, numai sunt mai şistosizate. După calcare, spre W, se găseşte un cvarţit sericitos, fisil, şistos, care se desface în clivaje prizmatice şi este alcătuit din grăunţe rotunjite de cvarţ, foiţe de sericit, cu împregnaţii de limonit şi de calcit. Cele mai bine reprezentate, descoperite în Diolmnic B. pe o lungime de 200 m., în lungul drumului Camena-Slava şi în Bechir C., aproape de conglomeratele carbonifere, sunt nişte şisturi tufacee verzi-cenuşii, cu bobul fin (pelite) şi mai aspru (psammite).

Nu se cunosc roci la fel în regiunile cunoscute ca devonice; mai curând se asemănă cu rocile verzi. Ca şi acestea au aspectul unor tufite sistosizate, aspre la pipăit şi formate din grăunţe de cvarţ şi de plagioclaz, relativ puţin rotunjite, învăluite de sericit şi de chlorite şi împregnate cu oxizi de fer hidrataţi rezultaţi din oxidarea piritelor. Cvarţul prezintă stângerea ondulatoare. Plagioclazul e în mare parte alterat dând caolinit şi chiar grăunţe de calcit; totuşi se găsesc şi grăunţe mai puţin alterate care prezintă combinate macla polisintetică a albitului cu acea de Karlsbad. Din puţinele determinări posibile am găsit, că în raport cu cvarţul (metoda Fr. Becke):

$$\alpha' < \omega,\ \gamma' < \varepsilon,\ \gamma' < \omega;$$

Institutul Geologic al României

iar stângerile în o secțiune aproape paralelă cu *p* (001) cu urmele de clivaj după *gi* (010), adică cu direcția *np* sunt cuprinse între $3\,^1/_2$ și $4\,^1/_2{}^0$, ceiace ar indica un oligoclaz acid, cu 18—20 % A n. Chloritul e verde închis, policroic, dar cu birefringență mică. Sericitul în foițe fine, incolore și mătăsoase, învăluește cristalii de cvarț și de plagioclaz. Rari grăunțe de zircon asociate cu minerale de fer. Se găsesc și vinișoare de cvarț granulitic depus de ape în crăpăturile rocei.

Creasta ascuțită a Camencăi, ca și cota 192 (vârful lui Bechir C.) este formată din un dyk puternic de cvarț filonian, gros până la 30^m și descoperit pe o lungime de peste 300^m. Cvarțul e alb-gălbui din cauza impregnațiilor feruginoase. Sub microscop se vede alcătuit numai din cristali sfărâmați de cvarț cu stângerea undulătoare, oxizi de fer hidratați și ceva sericit, rezultat prin dinamo-metamorfism din puțina substanță feldspatică, ce a însoțit venirea cvarțului filonian. Spre W creasta de cvarț vine în atingere cu filitele satinate, iar spre E cu un cvarțit feruginos, sericitos și șistosizat.

Cum șisturile verzui din Devon se aseamănă fragmentelor de roc verzi din conglomeratul poligen de Carapelit (din cota 141), nu se poate afirma cu siguranță, că aceste fragmente din conglomerat ar proveni din rocile verzi, mai ales că restul materialului conglomeratic provine, cum am văzut, din rocile devonice vecine.

Rocile verzi ocupă în Dobrogea de mijloc o întindere considerabilă, cuprinzând pe o lărgime cam de 40 km și o lungime de circa 60 km, aproape tot curmezișul provinciei, începând dela Picinega, în malul Dunării, până în apropierea lagunelor mării.

Propriu zis rocile verzi nu vin în atingere cu cvarț-profirul dela Camena decât indirect, ca legătură tectonică, ele — împreună cu șisturile cristaline din zona Baspunar-Ciamurli-Camena — fiind încălecate peste Paleozoicul nord-dobrogean.

Menționate de PETERS [1]) ca paleozoice, pe baza asemănărilor cu ardezia verde de Savoia și din Alpii de S, le caracterizează ca diabasstuffe. Tot ca atare le consideră și ZUBER[2]), care cel dintâi recunoaște că blocurile exotice din conglomeratele verzi ale Flișului Carpaților de E au acelaș facies cași rocile verzi din Dobrogea.

GR. ȘTEFĂNESCU[3]), consideră rocile verzi drept silurice.

R. PASCU[4]), pe baza analogiilor cu statele de Carapelit, le

1) K. PETERS. Geologie der Dodbruscha. Verhandl. K. Reichanst. Wien (1863).

2) ZUBER. Ueber der Herkunft der exotichen Gesteine am Aussenrande d. Karpathen Flyschzone, Iahrb. d. k. k. Reichanst Wien (1903).

3) GR. ȘTEFĂNESCU. Curs elementar de geologie (1890).

4) R. PASCU. Geolog. Studen über Erzlag. etc. l. c. (1908).
IDEM Răsp. șist. verz. a Juras. și Neocretac. în Dobrogea. Inst. Geol. Rom. III (1909).

Institutul Geologic al României

consideră ca formațiuni paleozoice mai tinere. Un argument pentru această părere aduce și G. MURGOCI[5]) prin considerația că rocile verzi nu sunt nicăeri străbătute de veniri eruptive de granite, porfire, ceeace ar da de gândit că șisturile verzi ar fi mai tinere ca venirile de granit, etc.

In studiul său asupra rocilor verzi C. MOTAȘ[6]) le consideră ca tufite, un amestec de material eruptiv cu material clastic (nisip și argilă).

L. MRAZEC[7]) și G. MACOVEI[8]) au arătat că rocile verzi, ușor înclinate spre S, aproape de linia de încălecare apar în cute strânse, isoclinale, puțin aplicate spre NE; iar pe linia de îngrămădire sunt complect transformate în micașisturi. Sunt considerate ca antedevonice, probabil silurice, din cauza prezenței lor în conglomeratele de Carapelit și a lipsei de calcare din rocile verzi.

G. MURGOCI crede, că nu este exclus ca aceste roci să fie antesilurice și chiar precambriene. Aceiași autori cred că încălecarea rocilor verzi peste Paleozoicul N dobrogean se datorește unei împingeri orizontale a marginei nordice a platformei prebalcanice peste catena chimerică. G. MACOVEI a mai arătat, că această încălecare s'a făcut puțin oblică, de un unghiu cam de 20°.

In regiunea Camena rocile verzi, cum sunt cunoscute ca atare, se întind dela SW până în satul Ciamurli și până la Altân Tepe, de unde începe zona de injecțiuni a șisturilor cristaline. Din cercetarea sub microscop a câtorva probe de roci verzi, luate dela Picineaga, Doerani, Başpunar, Ciamurli, și Cervânăta Prâs, s'a putut constata că avem de a face cu roci tufacee cu grăunțe colțurate, uneori mai fine, când și roca e mai compactă, ca la Picineaga; alteori mai mari, când roca are aspectul gresos. In aceste din urmă se pot ușor deosebi cu lupa grăunțe de cvarț, cristali sticloși de plagioclaz alb, foițe de chlorit și de sericit; apoi rari cubi mărișori (până la 1^{cm} diam.) de oxizi de fer, pseudomorfoză din pirit. In proba dela Picineaga microscopul arată o pronunțată șistozitate și un caracter detritic al rocei; micii cristali de cvarț sunt rotunziți și înconjurați de foițe de sericit, orientate după sistozitate. In general rocile verzi sunt bogate în cvarț cu incluziuni de hematit, magnetit și sticloase. Plagiaclazul e destul de abondent și în mare parte alterat; prezintă macla polisintetică a albitului cu stângeri si-

5) G. MURGOCI. Cercetări geologice. etc. l. c. (1911).
6) C. MOTAȘ. Die Tuffiazone d. mittl. Dobr. etc. l. c. (1913).
7) L. MRAZEC. Dări de seamă. etc. l. c. III (1912) și VII (1915—16).
8) G. MACOVEI Idem Idem

Institutul Geologic al României

metrice în zona ph_1 (001,100) de 16-17°, iar în raport cu cvarțul dă (metoda Fr. Becke): $\gamma' > \omega$ și $\gamma' < \varepsilon$ ar fi un oligolcaz mai bazic cu 25—30% An.

Chloritul e fibros, verde cu policroism pronunțat: n'g = verde închis, n'p = verde palid de tot și cu birefringența mijlocie sau mică (pennin sau ripidolit). Sericitul e destul de abondent, se găsește asociat cu chloritul, e incolor, mătăsos, cu stângerea paralelă cu urmele de clivaj și cu birefringența mare.

In mod statornic se găsește epidotul, în grăunțe strânse grămăgioară, sau în prizme scurte cu alungirea optic-positivă, prezintă crăpături si are strălucire asemeni cu a zirconului; are refringență mare, e slab colorat în galben-brun, puțin policroic: *n'g* = verzui-palid, *n'p* = gălbui-brun, are birefrigența ridicată (între a chloritelor și a micelor). Probabil e un epidot ferifer.

Se mai găsesc mici grăunțe de zircon și rari prizme hemimorfe de turmalin brun-violaceu, foarte policroic: ω = slab violaceu, ε = violet-brun, birefrigența relativ mică.

Mai rar se întâlnesc fragmente de ortoz cu macla de Karlsbad. C. Motaș a observat și cassiterit.

In general feldspatele sunt alterate, dând naștere la caolinit, argilă și chiar la grăunțe de calcit.

d) Șisturile cristaline

Sub această denumire înțelegem zona de micașisturi, cvarțite și filite, cu intercalațiuni de amfibolite și de cvarț-pegmatite, cuprinse între rocile verzi propriu zise și linia de fractură Baspunar-Camena, descoperite pe o lățime de 1—2 km. și o lungime cam de 20 km. Ea cuprinde și zona de injecțiuni dintre Camena și Ceamurli—Altân Tepe.

In general este considerată ca provenind din rocile verzi prin metamorfozarea acestora pe linia de încălecare, fie prin injecții pegmatitice ale unei magne dioritice[1]), fie prin un metamorfism regional[2]), sau chiar prin dinamometamorfism[3]). C. Motaș emite și părerea, că ar putea fi resturile unei roci arhaice, sau de aceiaș vârstă cu rocile verzi cu intercalații de pegmatite și cu diorite puternic metamorfozate (amfibolite-hornblendite).

Dela început trebue înlăturată ipoteza unui dinamometamorfism

1) L. Mrazec. Dări de seamă, etc., l. c. III (1912 și VII 1915-16).
2) G. Macovei. Dări de seamă, etc., l. c. III (1912).
3) C. Motaș. Die Tuffitzone der mittl. Dobr, etc., l. c. (1913),

Institutul Geologic al României

singur, date fiind schimbările adânci suferite de aceste șisturi; căci nicăeri nu se cunosc schimbări chimice atât de intense și pe întinderi atât de mari, ca fiind datorite numai dinamometamorfismului. Un metamorfism chimic netăgăduit că există, datorit injecțiilor de pegmatite și de cvarț; dar acest metamorfism este localizat și se manifestează în micașisturi prin prezența grenatului pyrop, care nu se întâlnește peste tot în micașisturi, ci numai în apropierea filoanelor de cvarț pegmatitic. Tot în imediata apropiere a acestor filoane mica este recristalizată în foițe strălucitoare până la 1 cm. diam. și se observă și producerea de lepidolith. Insă în afară de aceste dovezi de metamorfism chimic local, încolo — pe toată întinderea micașisturilor până la Baspunar — nu se mai observă nici grenate, nici alte minerale de metamorfism. Mai curând ne aflăm în fața unui caz de metamorfism regional, care a cuprins întreaga zonă și peste care s'a suprapus mai târziu metamorfismul de injecțiune între Ceamurli — Altân Tepe și Camena, datorit injecțiunilor de cvarț și de pegmatită, strâns legate geneticește cu venirea porfirului. Aceste injecțiuni acide cuprind în ele și cuiburi de pirite cuprifere, ceeace dovedește că minereurile sulfurate, de care este impregnată această regiune, dând naștere și zăcământului minier dela Altân Tepe, au venit cu filoanele de cvarț pegmatitic.

Desigur în zona șisturilor cristaline, ca și în întreaga regiune de de altfel, trebue să fi existat puternice acțiuni dinamice, datorite încălecărei rocilor verzi împreună cu a șisturilor cristaline peste Paleozoicul dela Camena, cum și fracturilor amintite în alt capitol; dar metamorfismul acestor acțiuni dinamice, oricât de puternice, nu a putut aduce schimbări prea adânci, ci numai a accentuat șistozitatea rocilor, transformând dioritele amfibolice în amfibolite (hornblendite); deasemeni a provocat stângeri undulătoare în cristalii birefringenți și sfărămarea cristalilor de cvarț.

Rămâne de văzut dacă micașiturile provin din rocile verzi prin metamorfism, sau sunt independente de acestea. Numai un studiu comparativ, petrografic și chimic, care iese din cadrul lucrării de față, ar putea lămuri chestiunea. Deocamdată țin să relevez că nu ne putem explica ce a devenit în micașisturi — în ipoteza originei lor din șisturi verzi — CaO din plagioclasele atât de abondente, ca și din epidot, de altfel, din rocile verzi. Deasemeni în nici una din cele 12 secțiuni studiate de micașisturi nu s'a găsit turmalinul, pe care-l întâlnim aproape în orice secțiune de roci verzi. Deasemeni orientarea șisturilor cristaline între Camena și Ceamurli este statornică N30°—35°W, pe când a rocilor verzi este N45°—50°W; dar această constatare poate fi datorită numai unei particularități geologice locale, mai ales fiind observat pe o întin-

Institutul Geologic al României

dere relativ mică și în apropierea locului de inflexiune spre S a întregului sistem de strate vechi din această regiune.

Am arătat apoi, în capitolul tectonicei, că șisturile din zona de injecțiuni sunt la fel cu acele din Orliga-Sărărie (N. Măcin) și până la un punct cu acele din Romancula și Kiutukluc, pe cari le-am considerat în prelungirea aceluiaș anticlinal cu șisturile cristaline dela Baş̦punar-Camena, și formate din roci probabil mai vechi ca rocile verzi, poate cele mai vechi din Dobrogea.

Rocile ce alcătuesc zona de șisturi cristaline dintre Camena și Ciamurli sunt: micașisturi cari predomină, mai ales în W.; uneori aspre la pipăit, adevărate grezii micacee; alte ori moi și sfărămicioase, când sunt bogate în mica; apoi cvarțite sure și feruginoase, ocupând mai ales partea centrală a zonei, pe colina Meșelicul Roș; filite negricioase și gălbui, puternic șistoase, cu sericit pe fețele de clivaj, se găsesc la E. de Altân-Tepe și în niște ochiuri de carieră la S. de Taș-Baïr. Mai rar se găsesc șisturi epidotizate și cvarțite sericitoase, în partea de E. a zonei pe mâncătura de ape dintre Ceamurli și Cangagia, peste cota 165 m. Regiunea este injectată, mai întâiu de filoane dioritice, cari se întâlnesc în tot lungul zonei, dela Baş̦punar la Camena numai în partea sa de E. și sunt intercalate paralel cu direcția șisturilor.

Dinamometamorfismul a șistuozat aproape complet aceste diorite; ici, colo a mai rămas câte un sâmbure, în care roca a păstrat aproape structura sa primară eruptivă. Peste tot sunt transformate în amfibolite-hornblendite, în strate groase dela câțiva cm. până la 8 m. asupra cărora voiu insista la descrierea rocilor eruptive.

Mai târziu s'au produs injecțiuni leucocrate de pegmatită și de cvarț foarte răspândite, însă numai în zona de injecțiuni propriu zisă, sub formă de filoane, cuiburi și mici lentile; ele au străbătut și în amfibolite producând vine și digitații albe de pegmatit în masa verde-neagră a amfibolitelor.

Micașisturile sunt alcătuite din foițe de biotit brun, policroic, cu birefrigență ridicată, amestecate cu muscovit incolor, mătăsos și cu birefringența mai ridicată ca a biotitului; apoi grăunțe rotunjite de cvarț cu stângerea ondulatoare; ceva chlorite verzi, oxizi de fer hidratați cu pseudomorfoze după piritele din cari au rezultat. Unele micașisturi, acele din apropierea ivirilor de pegmatită, cuprind și grenate isotrope, fără anomalii optice, cu puternică refringență și având ca incluziuni grăunțe de cvarț și foițe de mica. Se găsesc, mai rar, grăunțe mici de zircon; iar în tipul grezos-micaceu se găsesc și ceva plagioclaz și chiar ortoz, însă alterate. Cvarțitul e format din grăunțe rotunjite și sfărâmate de cvarț cu stingerea ondulatoare cu ceva sericit și oxizi de fer.

Institutul Geologic al României

Filitele cuprind argilă, grăunțe rotunjite de cvarț, ceva clorite și foițe de sericit.

3. Profiluri geologice.

Pentru o mai bună înțelegere a raporturilor dintre rocile eruptive și cele sedimentare la Camena, s'au dus trei profiluri paralele, cu direcția N E E, adică aproape perpendicular pe direcția liniei de încălecare și a principalelor fracturi (v. harta).

P r o f i l u l I trece — începând dela W spre E — prin șisturile cristaline, cu filoanele de cvarț pegmatitic și de amfibolite, de la N de Altân Tepe, prin vitro-felsofirele din Diulgher Baïr (Sacar B.), prin calcarele triasice, prin microgranitul din Taș Tepe și granofirul din Buzalâc, prin conglomeratele de Carapelit din cota 141., prin Devonul din Bechir Ceaïr și sfârșește în Cretacicul de pe aceiași colină.

P r o f i l u l II, începe din Altân Tepe, urmărește apa Camenei până la intrarea în sat și sfârșește în colina Diolmnic Baïr. El tae aceleași șisturi cristaline, felsovitrofire, breccii porfirice, calcare triasice, petecul de cretacic fosilifer de lângă Pădarnița, microgranite, șisturi filitoase de Carapelit, șisturile devonice și Cretacicul din Diolmnic B.

P r o f i l u l III, străbate șisturile cristaline din colina 165 m. felso-vitrofirele cu filoane de microgranit cu biotit și breccia porfirică, din cota 158 m.; apoi microgranitele, microgranulitele și granofirele din Taș Baïr și se termină în Cretacicul dela E. acestei coline.

CAP. IV

DESCRIEREA PETROGRAFICĂ ȘI MINERALOGICĂ A ROCILOR ERUPTIVE DELA CAMENA

Rocile eruptive din regiunea Camena se pot împărți din punct de vedere petrografic în:

a) **Roci efusive**[1] (superficiale, Ergussgesteine) — Porfire cvarțifere microgranitice, micropegmatitice, microgranulitice; granofirice; felsofirice și vitrofirice cu tufurile și brecciile lor.

[1]) Pentru a se evita confuziuni, în această descriere petrografică s'a folosit terminologia propusă de ROSENBUSCH (v. ROSENBUSCH Mikroscopische Physiographie, 2, 2, 1908).

Notă. Studiul petrografic s'a făcut cu ajutorul a peste 200 secțiuni.

Dela început vom menționa, că în multe cazuri deosebirea între unele porfire efusive, cum sunt cvarț-porfirele microgranitice, pe deoparte, și cvarț-porfirele filoniene, pe de altă parte, are mai mult un caracter morfologic regional, decât unul petrografic propriu zis.

Institutul Geologic al României

b) **Roci filoniene** (Ganggesteine)	Cvarț-porfire microgranitice cu biotit ; felsofire-breccii filoniene ; cvarț filonian și pegmatite.
c) **Roci datorite acțiunei hidrotermale**	Cvarț-porfire cu calcedonie și opal.
d) **Roci metamorfozate**	Porfiroizi (orto sericit-gneisse). Amfibolite-Hornblendite.

a) Cvarț-porfirele efusive [1]).

Cvarț-porfirele efusive constituesc marea majoritate a rocilor eruptive din regiunea studiată.

In jumătatea de E a masivului porfiric, unde roca este mai adânc descoperită prin erosiune, se găsesc următoarele tipuri:

α) Porfire cvarțifere micronanitice, micropegmatitice și microgranulitice.

β) granofire și

γ) felsofire — microgranite.

In partea de W, unde masivul e mai puțin erodat, găsim următoarele tipuri:

δ) felsofire devitrificate,

ε) vitrofire,

ϛ) brecii și

η) tufuri porfirice.

α Porfire cvarțifere microgranitice, microgranulitice si micropegmatitice.

Răspândirea Aceste porfire alcătuesc unul din tipurile cele mai răspândite la suprafața dykului eruptiv dela Camena. Ele constituesc aproape în întregime dealul pietros Taș Tepe, toată culmea și clina apusană a lui Holdurmi B., mai tot Capac Culac și marginile de W din Buzalâc, Mantarlac și Taș Baïr; deasemeni micile mameloane dintre

[1]) Unii autori continuă a considera o parte a cvarț-porfirelor efusive, anume acele paleovulcanice, ca roci hypabissale, în sensul lui Brögger, (v. *A.* HARKER, Pétrographie), deși modul lor de așezare și chiar structura nu justifică o atare calificare. Deosebirea ar fi analoagă cu aceea ce am constata între o pâne proaspătă și alta veche de câteva luni. Desigur opera timpului a adus diferențieri, atât în structură, cât și prin faptul, că prin o erosiune mai înaintată s'au pus la iveală — în porfirele paleovulcanice -- și faciesuri mai adânci, cari se apropie de caracterele rocilor hypabissale, cari faciesuri există, se cunosc chiar, și în adâncul porfirelor neovulcanice. Aceste deosebiri nu justifică împărțirea porfirelor în două clase deosebite. Sunt și porfire — acele filoniene — cari hotărât aparțin Ganggestein-urilor, fie neo-, fie paleovulcanice.

Institutul Geologic al României

Taș Tepe și Holdurmi ; întreagă Padarnița de W și mameloanele dintre această colină și Holdurmi și Cuorlâc.

Considerații generale. După aspect porfirele de mai sus se prezintă mai mult ca niște cvarț-porfire filoniene, de felul acelor din Iglicioare, lângă Iacobdeal. Desigur e un facies mai adânc al porfirului, descoperit prin o erosiune puternică. O linie principală de fractură, ce trece prin mijlocul dykului, le desparte de vitro și felsofirele din colinile vestice: Diulgher B (Sacar B), Cuorlâc, Jvralnica și cota 158, cari constituesc o regiune scufundată față de porfirele din E. Aceste două serii de porfire se ating numai în punctele lor cele mai sudice. Intre dânsele există o lacună, umplută cu sedimente mai tinere și cu breccii de fricțiune.

Conglomeratele cretacice vecine conțin bolovănași de microgranite și de granofire, dar nu cuprind vitrofire și felsofire, ceeace ar dovedi că în Neocretacic numai colinele de E ale porfirului dela Camena constituiau insule în marea înconjurătoare, care ar fi acoperit și jumătate de W a dykului porfiric. Pe coastele acestor insule s'ar fi depus formațiunile conglomeratice neocretatice, care există și astăzi.

Trecerea spre granofire, cari constituesc marginea de E a masivului porfiric, se face pe nesimțite, prin variate faciesuri intermediare cu caracterele ambelor tipuri amestecate. — La drept vorbind tipul microgranitic caracteristic e puțin reprezentat; în cele mai multe cazuri de porfire cu înfățișare de microgranite, sub microscop arată și caractere granofirice.

Structura microscopică. Microgranitele, micropegmatitele și microgranulitele se prezintă ca roci omogene, cu abondenți fenocristali de feldspat cărămiziu și de cvarț sticlos, incolor sau slab colorat roz, violet, fumuriu, și cari contrastează plăcut cu pasta puternic colorată dela roz, până la violet închis, coloarea predominantă fiind roș-violet.

Roca e aspră la pipăit, dură, se fărâmă greu în bucăți neregulate. Nu arată clivaje de preferință; numai în unele părți ale masivului se observă direcțiuni paralele, în general orientate perpendicular pe direcția de alungire a masivului. — După aceste direcții roca prezintă crăpături și atacul de preferință al agenților atmosferici.

Arareori fenocristalii din microgranite prezintă oarecare orientare, care nu-i datorită unei acțiuni dinamice, deci nu prezintă un tip de trecere către porfiroizi, ci este o structură primară, datorită mișcărilor magmei în timpul consolidărei ; acest facies reprezintă un tip de trecere către felsofire.

Șlefuită roca are un aspect frumos caracteristic porfirelor cu fenocristali, deși aceștia nu sunt prea mari, putând atinge abia 6^{mm} cei de feldspat și 5^{mm} cei de cvarț.

Institutul Geologic al României

Fenocristalii de feldspat și de cvarț se găsesc în general în proporții egale; uneori o ușoară predominare a feldspatului în tipurile apropiate de granofire; alteori predomină cvarțul. — Raportul dintre pastă și fenocristali e schimbător; în tipurile micrograniticе propriu zise predomină fenocristalii; pecând în faciesurile apropiate de granofire, sau în faciesul aplitic (microgranulite), raportul scade mult în dauna fenocristalilor. In unele microgranulite, cari pot fi considerate ca aplite, fenocristalii lipsesc cu totul sau se întâlnesc ca rari fragmente.

Cu ochiul liber, sau cu lupa, se observă cristalii de cvarț că sunt puțin rotunziți prin acțiunea corosivă a magmei; cristalii prezintă obișnuit fețe de p (110) combinate cu $e\ \frac{1}{2}$ (221), neegal desvoltate; se întâlnesc, mai rar, și forme cu fețe de piramidă combinate cu acele de prizmă. Uneori fețele de prizmă sunt striate transversal. Cristalii de cvarț sunt în genere izolați, dar se găsesc și reuniți câte 2—3 în mănunchiu.

Feldspatul se prezintă în cristali bine formați, aproape izometric dezvoltați, cu o ușoară preferință pentru direcția pg_1. Fețe de clivaj strălucitoare după p (001), mai puțin strălucitoare după g_1 (010); deasemeni se constată oarecare tendință de clivare și după h_1. (100).— Cu ochiul liber, sau cu lupa, se obsearvă de preferință fețele următoare; p (001), g_1 (010), h_1 (100), $a\ \frac{1}{n}$ ($\bar{n}$01), $e\ ^1/_n$ (0n1), m (110), gn (1n0).

Cristalii de feldspat sunt colorați prin inclusiunile fine de hematit, și de magnetit, cari sub microscop se constată a fi foarte abondente.

In numeroase cazuri se observă tot ca fenocristali, deși în mod accesoriu și în proporții schimbătoare, mase neregulate de ferrit, negrumat, iar uneori cu ușoare reflexe de oțel.

In pastă (Grundmasse) nu se deosebește nimic cu ochiul liber, ci numai sub microscop.

Foarte răspândite se observă mici crăpături, până la 2^{mm} grosime, cele mai multe de dimensiuni microscopice, umplute în mod secundar cu cvarț.

Micrograniteleе presintă uneori miarolite și vacuole, umplute aproape totdeauna, în mod secundar — prin acțiunea apelor circulatorii — cu calcedonie verzue, compactă, cornoasă; sau cu cvarț granulitic, care oferă uneori frumoși cristali de stâncă în mici druse, pe pereții geodelor. Peste aceștia apele au depus, mai târziu hidrați de fer.

Alteori micrograniteleе cuprind șlieruri, de forma unor lentile alungite și încovăiate, al căror conținut este alcătuit din un agregat granofiric al rocei însăși, cu microlite fibroase sau prizmatice de feldspat amestecate cu fibre de cvarț; totul prins într'un chit de cvarț limpede. Micrograniteleе cu șlieruri formează un tip de trecere către granofire.

Sub microscop. Micrograniteleе apar cu structura caracteristică porfirelor, cu fenocristali de cvarț și de feldspat prinși într'o pastă omogenă.

Institutul Geologic al României

Pasta, masa fundamentală, cuprinde ca elemente principale: cvarț, ortoz, anortoz și feldspat sodo-potasic, adeseori ferrit; în mod ajutător se găsesc: magnetit, hematit, ilmenit, zircon și uneori pirit iar ca produse secundare: caolinit, sericit, oxizi de fer hidratați, chlorite, rutil, leucoxen și calcedonie.

Elementele de prima consolidare sunt: magnetitul, hematitul, zirconul, cari se și găsesc ca inclusiuni în fenocristalii de cvarț și de feldspat; în urmă a cristalizat feldspatul potasic sau cel sodo-potasic, după cum predomină K_2O sau Na_2O. Cristalizarea cvarțului începută după separarea unei părți din feldspat (se întâlnesc cristali de ortoz închiși în acei de cvarț), a mers mai departe paralel cu acesta, de aceia întâlnim numeroase forme pegmatitice.

Fenocristalii, mai ales acei de cvarț, au suferit o puternică resorbție magmatică, cu deosebire pronunțată la tipurile ce se apropie de granofire; uneori resorbția este atât de înaintată, că nu a mai rămas aproape nimic din conturul primitiv al cristalului.

Masa fundamentală (Grundmasse) la microgranitele tipice — cari sunt mai puțin reprezentate ca microgranulitele — este hollocristalină-hipidiomorfă, în cari micii cristali de cvarț mulează microlitele de feldspat, ele însăși fără contur bine definit. In puține cazuri contururile microcristalilor sunt nete; în general, din cauza micelor dimensiuni, mărginile micilor cristali se suprapun în grosimea secțiunei, din care pricină conturul este fluu.

In pasta microgranulitelor hipidiomorfismul este și mai accentuat; atât micii cristali de cvarț, cât și acei de feldspat, prezintă forme granulare neregulate, cu aspectul de mozaic.

Cu cât pasta este mai compactă, cu atât și identificarea microlitelor ce o constituesc este mai greu de făcut, caracterul pastei devenind tot mai accentuat criptocristalin, apropiindu-se de formele felsitice, dar rămânând tot hollocristalină, ceeace uneori nu se poate preciza decât cu ajutorul lamelei de gips, din cauza bogatelor inclusiuni de minerale opace de fer.

Faciesurile de trecere spre granofire prezintă de preferință o structură micropegmatitică a masei, cu cristalizări simultane de cvarț și feldspat sub forma de pseudosferolite, cari se întâlnesc ici și colo în masa fundamentală sub formă de penson, evantail, penaj cu amestec de fibre de cvarț și de ortoz dispuse radial, cu stingerea în lungul fibrelor, la acele de cvarț cu caracterul optic-positiv, pecând acele de feldspat au caracterul optic-negativ. Acele și lamelele fine ale pseudosferolitelor se pot deosebi lesne cu un obiectiv mai mare.

In formațiunile microcristaline cu cristali mici de tot și în acele

Institutul Geologic al României

criptocristaline micii cristali se văd adesea înconjurați de fine pelicule, ce nu s'au putut determina.

Sericitul. In exemplarele cari au suferit acțiuni mecanice, datorite presiunilor orogenice, ale căror urme se constată în majoritatea rocilor eruptive dela Camena, se observă producerea unei cantități apreciabile de sericit, desigur pe seama feldspatului și a cvarțului.

Foițele de sericit ocolesc șerpuind cristalii mari și mici; sunt strălucitoare, incolore, mătăsoase și prezintă vii colori de interferență.

Elem. accesorii. In pastă se mai găsesc, ca elemente ajutătoare, fie ca inclusiuni bogate, fie răspândite printre microlitele de feldspat și de cvarț, oxizi de fer și de titan, ca:

Magnetitul. în pulbere fină răspândită omogen, dar de preferință în cristalii de feldspat. Cu obiective puternice se văd secțiunile caracteristice octaedrilor de magnetit.

Oligistul (Hematitul) e destul de abondent, dar sub forma de frunzulițe fine cu mărginele zdrențuite, arareori în foițe cu contur hexagonal. Cristalii mai măricei, cari se pot deosebi cu obiective puternice, sunt colorați roș-brun; cea mai mare parte însă se prezintă chiar sub obiective puternice (7 Reichert) ca pulbere.—Hematitului în deosebi, ca și celorlalți oxizi de Fe și Ti, se datorește coloarea roș-violet-brună a porfirelor de la Camenă.

Magnetitul și hematitul prin alterare dau oxizi de fer hidratați din seria goethit-limonit.

Ilmenitul nu-i deopotrivă răspândit. In unele porfire se găsește în cantitate relativ abondentă, bine individualizat; rar ca incluziuni în fenocristali; însă obișnuit în pastă.

Se pare că oxizii de Fe și Ti ar fi alcătuit o soluție în magma care a dat naștere porfirului. Oxidul de fer fiind în esces față de oxidul de titan, evident s'au separat în primul loc magnetitul și hematitul; îndată ce amestecul a atins compoziția eutectică corespunzătoare ilmenitului, a început și separarea acestuia din magmă; așa s'ar explica de ce ilmenitul se găsește rar de tot ca inclusiuni în fenocristalii de cvarț și mai ales în acei de feldspat, chiar când e relativ destul de abondent în pastă.

Acele de ilmenit se fixează de preferință pe pereții corodați ai fenocristalilor de cvarț și de feldspat, așa fel că uneori alcătuesc o adevărată zonă țepoasă în jurul cristalelor.

In roca 395, excepțional de bogată în ace de ilmenit, se pot vedea cristali de cvarț rotunjiți — puternic corodați — cu aspectul unui ariciu din cauza acelor de ilmenit (fig. 5).

Ilmenitul se prezintă sub forma de mici ace fine, negre, opace, cari nu se pot studia decât cu ajutorul unor obiective mijlocii și mari;

Institutul Geologic al României

sunt izolați, sau dispuși radial în grupe, obișnuit de câte 3 cristali, cari fac între dânșii unghiuri de câte 60°. — In general ilmenitul este asociat cu hematitul; foarte probabil formează cu acesta amestecuri izomorfe [1]).

O bună parte din cristalii de ilmenit, și anume grupele formate din cristali ceva mai mari, se pare a fi datorită acțiunei metasomatice; așa se observă pe pereții geodelor umplute cu cvarț secundar, prin acțiuni hidrotermale (fig. 6), grupe de cristali de ilmenit, cari trebuesc considerate ca produs secundar.

Ilmenitul a suferit în mică parte alterațiuni dând naștere, fie la mici grăunțe colțurate de rutil; dar mai ales la leucoxen, care înconjură cristalii de ilmenit rămași nealterați cu o zonă de culoare brun-verzue cu refringență puternică și birefringență mare.

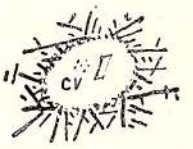


Fig. 5. Cristal de cvarț înconjurat de ace de ilmenit.

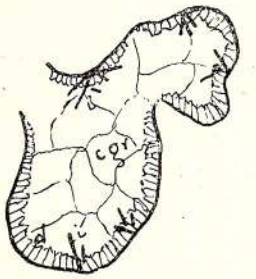


Fig. 6. Geodă tapisată cu cristali de cvarț și ace de ilmenit ca minerale secundare.

Zirconul deși în mică cantitate, se găsește însă răspândit în aproape toate porfirele dela Çamena, fapt în deobște cunoscut pentru rocile acide [2]). — El este unul dintre mineralele accesorii de prima consolidare, căci îl găsim închis în aproape toate celelalte minerale; într'un singur caz am întâlnit magnetit închis în zircon.

Se prezintă ca mici grăunțe neregulate, rotunjite sau colțurate, dar și în scurte prizme combinate cu dubla piramidă până la $0^{mm}2$ lungime, cu stângerea dreaptă, orientarea optic pozitivă; cu foarte rari clivaje după fețele de prizmă, dar cu numeroase crăpături neregulate; cu relief puternic datorit marei sale refringențe; prin interferență dă aureole policroice și colori de interferență de ord. III — IV (grosimea obișnuită a secțiunei fiind $0^{mm}03$.)

In majoritatea cazurilor zirconul este înconjurat de un învăliș de ferrit sau de opacit, care e mai dens în apropierea imediată a

---

1) Ilmenitul este considerat ca mineralul corespunzător unui amestec izomorf în cantități schimbătoare de Fe_2O_3 cu $TiFeO_3$ sub formula generală $mTiFeO_3 + nFe_2O_3$, rezervându-se numele de crichtonit pentru mineralul răspunzând formulei $FeTiO_3$ (v. LACROIX Minéralogie de la France, t. III, p. 284).

1) M. LÉVY et LACROIX. Les Minéraux des Roches, p. 120 și urm.

Institutul Geologic al României

cristalului (fig. 7). Cristalii de zircon închiși în feldspat au un înveliș de ferrit mai slab ca acei din pastă; acei închiși în cvarț nu au de loc.

GRENG [1]), care a studiat acest fenomen mai ales în porfire, atribue formarea învelișului de ferrit sau de opacit unei acțiuni radioactive, pe care ar exercita-o, nu zirconul însuși, care nu e radioactiv, ci un zircon cu impurități de thoriu, sau de alte elemente radioactive, fapt încă de domeniul ipotetic. Raritatea și micimea grăunțelor de zircon în porfirul dela Camena nu îngădue un studiu chimic sau radioactiv al acestei chestiuni.

Acțiunei radioactive atribue GRENG și oxidarea mineralelor de fer prin trecerea Fe'' în Fe''', fapt dovedit și experimental prin lucrările lui C. DOELTER [2]).

Ferrit-opacit. Sub această denumire înțelegem masele neregulate, cu aspect amorf, opace, roș-brune și cele mai adeseaori negre; având aspectul mat, uneori se văd prin reflexie cu oarecare strălucire metalică negru-albăstriu, când mineralul nu e alterat, roș brun când e alterat. Cantitativ, ferrit-opacitul se găsește foarte neegal răspândit în masa porfirelor dela Camena, chiar în aceiași probă, cât pumnul de mare, vedem în unele părți o concentrare mai pronunțată a acestor minerale ca în alte părți. Masele de ferrit au uneori dimensiuni până la 4—5^{mm} si constituesc pentru unele granofire elementul accesoriu cel mai abondent. Uneori masele de ferrit-opacit se prezintă ca pseudomorfoze afectând forme hexagonale; probabil în acest caz provin din biotit, care se găsește în porfirul microgranitic filonian dela Camena. Alteori ferrit-opacitul are aspectul buretos, în care caz trebue privit tot ca mineral secundar, căci însoțește feldspatul caolinizat, (Pl III, fig. XVIII) mai ales la felsofire, cari sunt cele mai bogate în oxizi de fer ca toate celelalte porfire.

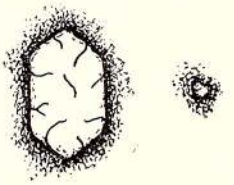


Fig. 7. Cristal și grăunțe de zircon în cuib de ferit.

Cât privește natura și compoziția chimică a acestor minerale sunt făcute puține studii până'n prezent. Vogelsang [3]) numește ferrit o substanță pământoasă, roșie-brună, sau galbenă, care constă obișnuit din oxizi de fer cu, sau fără, apă, fără ca să poată fi identificată cu un

[1]). R. GRENG. Centralblatt für Min. Geol. u. Petrograph. (No. 17, 1914).
[2]) C. DOELTER. Der Radium und die Farben (1910. pg. 40)
[3]) VOGELSANG. Die Kristalliten pg. 110 (1878).

Institutul Geologic al României

anumit mineral. In genere se dă numirea de opacit acelorași agregate opace, când sunt negre[1]).

In încercările calitative ce am făcut, cu ferrit-opacitul din porfirele dela Camena, am obținut numai reacțiunile ferului și slabe reacțiuni pentru cupru, ceace dă de bănuit, că la Camena ar putea să provină din alterarea unor pirite cuprifere. cari se și găsesc în probele mai proaspete de porfir.

Ca produse secundare, pe lângă oxizii hidratați de fer avem:

Cloritul. Se găsește obișnuit, deși în mici cantități, un chlorit fibros, dispus radial, caracterul optic-positiv al fibrelor, puțin colorat în galben-verde, cu policroism slab și cu birefringență mijlocie dând colori de interferență de ord. I (grosimea obișnuită a secțiunilor 0,025 mm.); probabil e un clinochlor.

Caolinit rezultă din alterarea feldspatelor. Se prezintă ca foițe incolore, transparente, cu contur neregulat, cu birefrigența destul de ridicată, însă mai mică decât a sericitului și pare a avea caracter optic negativ, judecând după dimensiunea cea mai mare a foiței.

Mineralele principale sunt cvarțul și feldspatul, cari singure alcătuesc fenocristalii și cea mai mare parte a pastei.

Cvarțul ca fenocristali este idiomorf, prezentând sub microscop diferite secțiuni, unele geometric regulate, după direcția tăeturei. In microgranite, în deosebi la tipurile cari se apròpie de granofire, cvarțul a suferit o intensă corosiune magmatică, așa că uneori nu mai păstrează nimic din conturul cristalin; în schimb se observă numeroase ochiuri și pungi pline cu pastă; aceste ochiuri și pungi comunică cu pasta prin mici canale (v. Pl. I, fig. I, II și IV; Pl. III, fig. IX). Cristalii sunt clari, cu puține inclusiuni, unele foarte mici, așa că nu se pot rezolvi nici cu microscopul, rânduite de preferință dealungul unor crăpături curbilinii, ce se observă în toți cristalii de cvarț răspândite fără nici o regulă. Osebit se găsesc și incluziuni ce se pot rezolvi sub microscop; printre acestea, unele sunt cristali mai mici, tot de cvarț, cu același contur și aceiaș orientare optică ca și cristalul-gazdă; arareori mici cristali de ortoz, chiar cu macla de Karlsbad; apoi foițe de hematit și octaedri de magnetit; deasemeni mici grăunțe de zircon și rari ace de ilmenit. Inclusiuni lichide nu se observă; în schimb se întâlnesc adesea inclusiuni sticloase, cu sau fără libelă gazoasă; asemenea inclusiuni sunt amorfe, cu contur net și fin, fără relief, cu refringența ceva inferioară cvarțului și totdeauna bine colorate, în galben-brun unde cvarțul e incolor sau fumuriu, în brun-violet unde cvarțul e violaceu și roz-violaceu unde cvarțul este colorat în roz. Fără îndoială, că aceste inclusiuni sticloase colo-

[1]) E. GRENG, l. c.

Institutul Geologic al României

rate, prin frecvența lor în cristalii de cvarț, dau nuanțe colorate acestor cristali. Mărimea acestor inclusiuni ajunge până la 0,07 mm., în unele felsofire; în microgranite sunt ceva mai mici.

Ele prezintă obișnuit forme de cristali negativi cu laturile paralele urmelor secțiunilor cristalilor de cvarț, dar se întâlnesc și cu forme rotunde, sau ovale (în pl. I, fig. VII și VIII și în pl. III, fig. XVIII, micile puncte negre din cristalii de cvarț reprezintă asemeni inclusiuni sticloase colorate). Uneori inclusiunile sticloase cuprind și o bulă gazoasă în interiorul lor.

Cristalizarea cvarțului a început dupăce începuse separarea feldspatului, căci se găsesc mici cristale de ortoz incluși în cvarț; dar înainte de terminarea cristalizării feldspaților, de oarece se găsesc și începuturi de forme pegmatitice prin cristalizarea împreună a cvarțului cu feldspatul (v. Pl. III. fig. XXIV).

In puține cazuri s'a putut constata cristalizări succesive la același cristal de cvarț, ceeace se pune în evidență prin structura zonară (v. Pl. III, fig. XXIV). In toate zonele se observă aceiași orientare optică.

Efectele mecanice, în cristalii de cvarț, sunt mai puțin obișnuite în microgranite și microgranulite, decât în celelalte porfire; totuși se observă cristali crăpați, rupți, cu fragmentele aproape de cristalul de origină, așa că prezintă o mică deosebire în orientarea lor optică. —Efectele mecanice sunt felurite și de diferite grade; așa uneori se observă cvarț cu stângerea undulătoare, alteori s'a produs în cvarț crăpături în legătură cu simetria cristalină, așa unele crăpături apar ca niște clivaje, ale căror direcțiuni fac între dânsele unghiuri de 105° (fig. 8); alteori ca linii drepte sau arcuite; în alte cazuri — mai rar — aceste linii de fractură în cristal sunt în zig-zag, cu aspectul unei altițe (fig. 9; v. și Pl. V. fig. XL); mai departe se constată așchieri și crăpături largi în cristalii de cvarț.

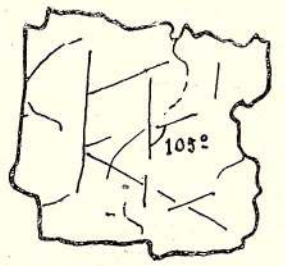


Fig. 8. Clivaje paralelipipedice în cvarț.

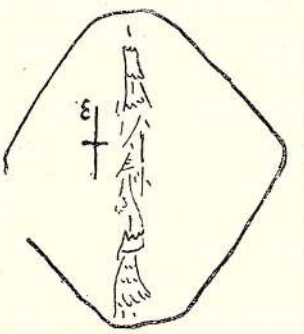


Fig. 9. Crăpături în cvarț în formă de altiță, in direcția axei principale

In legătură cu aceste fenomene mecanice, merită de relevat faptul că rezistența elastică cea mai mică la acțiunile dinamice o oferă cvarțul în direcția axei principale, deci în direcția

Institutul Geologic al României

de minimă elasticitate optică ng (ε) (fig. 9), ceeace dovedește o legătură strânsă între elasticitatea mecanică și acea optică.

Deasemenea și acțiunea corosivă a magmei s'a exercitat mai eficace tot în direcția axei principale (fig. 10).

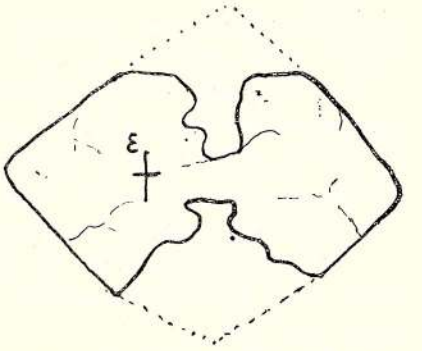
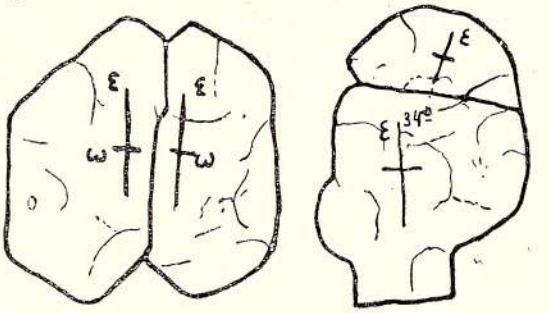


Fig. 10. Corosiuni în cvarț în direcția axei principale.

In microgranitele ce reprezintă tipuri de trecere spre granofire, în jurul cristalului de cvarț corodat de magmă, s'a format o zonă de cvarț granofiric, cu atât mai largă, cu cât corosiunea a fost mai înaintată; în această zonă cvarțul are aceiași orientare optică ca și cristalul principal de cvarț, ba uneori chiar păstrează acelaș contur cristalin; această zonă cuprinde obișnuit microlite de ortoz, cum și alte minerale din pastă, ca ace de ilmenit, etc. Această asociare constitue ceeace petrografii francezi numesc cvarț aureolat, sau cvarț cu extincție totală [1]).

Evident că această zonă s'a format după ce a început cristalizarea pastei, întru cât cuprinde o parte din microlitele ce o alcătuesc; ea s'a orientat optic ca și cristalul ce i-a servit ca suport de cristalizare.



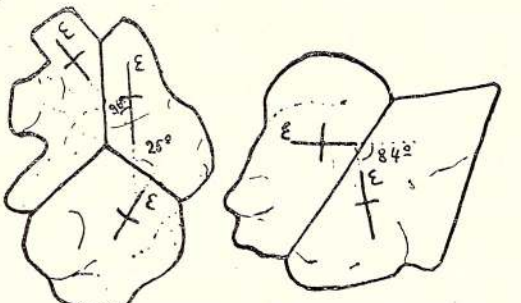


Fig. 11, 12 și 13. Macle de cvarț în porfirele de la Camena

Fenocristalii de cvarț prezintă adesea macle.

a) Macle cu axe paralele simetrice față cu e^2. Se observă — fapt cunoscut — că axele celor doi indivizi maclați nu sunt riguros paralele, ci fac între ele un unghiu până la 2° (fig. 11) [2]).

b) Mai rar se întâlnește macla de tipul «la Gar-

1) E. RINNE. Etude pratique des Roches, p. 450 (Ed. fr., trad. de E. Pervinquière).

2) LACROIX. Minéralogie de la France (t. III, p. 28).

Institutul Geologic al României

dette», în care axele celor doi cristali maclați fac un unghiu aproape drept și au ca plan de simetrie o față de isosceloedru (11$\bar{2}$2).

Valoarea cea mai mare ce am găsit pentru acest unghiu, în cvarț-porfirele dela Camena, este de 84° (fig. 12), fapt semnalat și de LACROIX [1]) pentru maclele de cvarț ce a studiat.

c) Se găsesc și cristali maclați cu axe neparalele, care fac între dânsele unghiuri mai ascuțite, pentru care am găsit 36° cea mai mare valoare (fig. 13); această categorie de macle este cea mai răspândită în cvarț-porfire și a fost în deosebi studiată de ER. BALOGH [2]).

Se găsesc maclați în acest chip chiar câte 3 cristali.

In afară de macle se găsesc și grupe de cristali formând druse mai ales în butonierele granofirice, despre care s'a menționat mai sus.

Cvarțul granulitic. In toate cvarț-porfirele dela Camena întâlnim cvarțul și sub forma particulară granulitică, în cuiburi și în filonașe, cu tendința spre idiomorfism, în cristali isometric desvoltați, limpezi, cu puține incluziuni și cu aspectul unui mozaic. Cvarțul granulitic este uneori primar, când s'a separat ca segregație acidă formând ici, colo în rocă butoniere granofirice în care cvarțul granulitic ocupă obișnuit mijlocul butonierei, ocupând locurile goale și micile crăpături, ce s'au produs prin răcirea prea bruscă a rocei, dar cele mai adeseori cvarțul granulitic este secundar, fiind depus de către apele termale circulatorii în crăpăturile și în geodele rocii. In acest caz cvarțul este depus regulat pe pereții crăpăturii sau a geodei, în zone, sau ca druse de cristali, ce prezintă în general capătul cu fețe de piramidă îndreptat către mijlocul geodei (fig. 6), sau al filonașului.

Uneori depunerea de cvarț granulitic este însoțită de calcedonie fibroasă, asupra căreia vom reveni mai departe.

Feldspatul. Constitue alături de cvarț elementul principal în porfirele cvarțoase dela Camena; uneori predomină cvarțul, alteori feldspatul; obișnuit se găsesc în cantități aproape egale. Feldspatul din microgranite, micropegmatite și microgranulite este arareori un albit; obișnuit este ortozul și anortozul, dar mai ales feldspatul sodo-potasic, care prin proporții variate de oxid de sodiu și de potasiu face trecerea dela ortoz la anortoz.

Albitul se găsește rar în rocele mai bogate în Na_2O ca în K_2O și numai în formațiuni pertitice cu anortozul și cu feldspatul sodo-potasic. Lipsa plagioclazelor propriu zise din seria albit-anortit, fapt puțin obiș-

1) LACROIX. Minéralogie de la France (t. III, p. 34).

2) ROSENBUSCH. Mikroskopische Physiographie 2. 2 (1908).

2) ER. BALOGH Nicht paralellaxige Zwillinge der Porphyrquarze. Muzeumi Eüzetek (Bd. II, 2, 1914).

Institutul Geologic al României

nuit chiar la porfire, se explică prin predominarea excepțională a K_2O asupra Na_2O în porfirele dela Camena.

Și feldspatele prezintă fenomenul de coroziune magmatică, dar într'o măsură mai mică decât cvarțul, pungile interioare în legătură cu exteriorul prin mici canale, au uneori forma de cristali negativi. Deasemenea au suferit și cristalii de feldspat efecte mecanice, mai ales în microgranitele din apropierea liniei de fractură; cristalii sunt rupți, deranjați, uneori prezintă crăpături paralelipipedice ca și cvarțul, linia de maclă sinuoasă și chiar stângeri ondulătoare. Tot acțiunilor dinamice trebuesc atribuite rarele cazuri de trecere spre structura microclinului, ce se observă la unele microgranite cu cristali de ortoz sfărâmați. Chiar formațiunile pertitice foarte răspândite și foarte variate mai ales în porfirele ce au suferit în deosebi acțiuni dinamice, trebuesc puse în legătură tot cu acest metamorfism. De aceea porfirul cvarțifer dela Camena prezintă, în mod excepțional, feldspatul aproape numai în formațiuni pertitice, fapt destul de rar la porfire.

Formațiunile pertitice se prezintă foarte variate, dela formațiuni cripto-și micro pertitice până la formațiuni pertitice propriu zise. Formațiunile criptopertitice se evidențiază prin o lipsă de omogeneitate în strângerea fenocristalelor de feldspat, care nu se poate confunda nici cu stângerea ondulătoare, nici cu acea datorită vreunei alterări. Gazda e constituită obișnuit din ortoz, în care filonașele de albit se orientează în general după direcții paralele cu h_1 (100), sau cu a_1 (101), după cari direcțiuni se observă și maximum de concentrare a inclusiunilor de minerale streine.

Se întâlnesc — foarte rar — și formațiuni antipertitice, în senzul întrebuințat de Fr. Becke, la care gazda e albitul, iar intrusul e anortoz sau feldspat sodo-potasic.

Filonașele de albit sunt mai limpezi, cuprinzând puține inclusiuni în raport cu feldspații potasici și sodo-potasici, cari sunt atât de bogați în inclusiuni, că uneori devin aproape opaci. Deasemeni filonașele de albit arată o refringență mai ridicată (metoda Fr. Becke[1]), și o birefringență superioară acelora a feldspatului înconjurător și ies mai bine în evidență în pozițiile de egală intensitate luminoasă pentru feldspații potasici. Cele mai adesea ori filonașele de albit, din formațiunile pertitice, nu au un contur net, ci se perd într'un amestec intim cu feldspații potasici înconjurători. Se observă însă, că pe măsură ce crește proporția de Na_2O în rocă, și delimitarea filonașelor devine mai netă, când cristalul apare sub microscop cași cum ar fi alcătuit din table

[1]) F. Rinne. Etude pratique des Roches pg. 96. (Ed. franc. trad. de Pervinquière.

Institutul Geologic al României

poligonale, aproape regulat dispuse, mărginite de urmele de clivaj după h_1 (100) ale gazdei de feldspat potasic (v. Pl. I, fig. V). In acest caz, cristalul de feldspat prezintă un caz particular de Schachbrett albit, deoarece lamelele de albit cuprinse în feldspatul potasic sunt în primul loc orientate geometricește; apoi nu prezintă de loc macle, ci numai slabe urme de clivaj.

Nu se poate obiecta că am avea de a face cu secțiuni paralele cu g_1 (010), deoarece absolut toți feldspații cu asemenea Schachbrett se prezintă la fel și în aceiași secțiune și în cele 7 secțiuni în care se întâlnește acest caz particular. Lamelele nemaclate nu pot fi decât de albit: ele sunt limpezi, au refringența mai ridicată ca a ortozului; însă în raport cu cvarțul au atât α' cât și γ' mai mici ca ε și ω (metoda Fr. Becke).

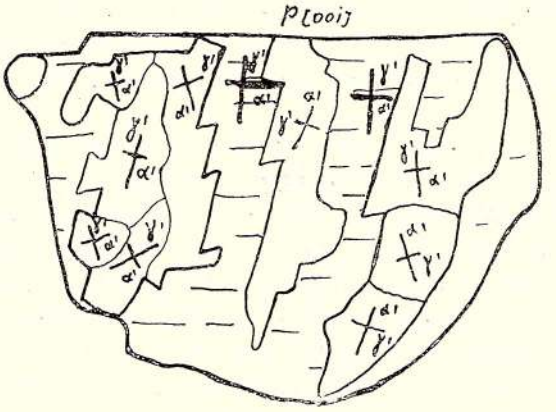


Fig. 14.

Uneori lamelele de albit au aceiași orientare optică, diferită de a feldspatului potasic gazdă; însă cele mai deseori aceste lamele au orientări optice diferite, și chiar în aceiași lamelă avem porțiuni, net de limitate, cu orientări optice diferite (fig. 14); pe când ortozul de gazdă are peste tot aceiași orientare.

In secțiuni orientate, în cari se văd urmele de clivaj după p (001) în ambele sisteme de lamele s'au putut face următoarele determinări:

In secțiuni paralele cu g_1 (010), stângerea lui α în raport cu urmele de clivaj p (001) are următoarele valori maxime: pentru ortoz + 6° și pentru albit + 15½°; secțiuni în zona ph_1 (001, 100) stângerea lui α' în raport cu urmele de clivaj după g_1 (010) are următoarele valori maxime: pentru ortoz 0° și pentru albit — 12°. Din aceste determinări combinate cu determinarea indicilor de refracție în raport cu cvarțul (Fr. Becke) rezultă, că albitul din lamele este un albit cu circa 7—9% An.

Se găsesc și feldspați cu adevăratul Schachbrett albit, în senzul arătat de Becke [1]), dar în rari cazuri și anume la microgranitele strivite din apropierea liniilor de fractură și cari sunt în acelaș timp cele

1) Fr. Becke. Zur Physiographie d. Gemengteile d. Kristallinischen Schieffer Wien (1906).

Institutul Geologic al României

mai bogate în Na_2O. Plăcile de albit sunt destul de bine dezvoltate în lăuntrul gazdei de feldspat sodo-potasic şi prezintă lamelele fin maclate după legea albitului, arareori combinate şi cu lamelele periclinului.

Din puţinele secţiuni potrivite pentru determinări, făcute după metoda BECKE [1]) am obţinut următoarele rezultate:

Stângerea după α' în raport cu urma g_1 (a planurilor de maclă) în zonă aproape perpendiculară pe pg_1 (001, 010), este de: $14\,^1/_2{}^0$ pentru 1 şi de $+\ 16\,^1/_2{}^0$ pentru 1'.

Unghiul planurilor axelor în sistemul de lamele 11' (macla albitului) este de 25^0.

Din coordonarea acestor date ar rezulta un albit cu 4—7% An.

Izolând, cu ajutorul lupei, cristali de feldspat dintre aceştia cu Schachbrettalbit, le-am făcut analiza chimică. Din nefericire feldspatul era în parte alterat, ceeace explica escesul de Al_2O_3 asupra oxizilor alcalini şi de calciu.

Rezultatele analitice ale feldspatului din roca N⁰ 454 sunt următoarele:

	%	redus la 100 p.	La 100 p. feldspat fără Fe_2O_3, TiO_2 şi Cu 0:	No. molec. × 1000	Proc. molec.
SiO_2	65,02	64,90	67,73	1123,2	75,59
Al_2O_3	18,53	18,50	19,29	188,7	12,69
TiO_2	0,17	0,17	—	—	—
Fe_2O_3	3,91	3,91	—	—	—
Cu 0	0,09	0,09	—	—	—
Ca 0	0,23	0,23	0,24	4,3	0,29
K_2O	6,21	6,20	6,47	68,7	4,63
Na_2O	6,01	6,00	6,27	101,1	6,80
Suma	100,17	100,00	100,00	1486,0	100,00

Calculând proporţiile de anortit, albit şi ortoz, obţinem pentru 10 p. feldspat:

0,2 An
5,7 Ab
4,1 Or
10,0

Evident că proporţia de albit trebuie să fie mai mică, deoarece o parte din Na_2O intră în compoziţia feldspatului sodo-potasic, întrucât analiza petrografică nu ne arată existenţa ortozului curat. De remarcat cantitatea relativ mare de inclusiuni de oxizi de fer titaniferi şi cupriferi.

1) F. BECKE. Optische Untersuchungs-Methoden. Denksch. d. K. Akademie d. Wiessenschaft. Bd. 75, I (Wien 1913).

Institutul Geologic al României

Ortozul este feldspatul predominant în microgranite; se găsesc adesea secțiuni cu conturul cristalin propriu, în care se deosebesc urmele fețelor de p (001), g_1 (010), h_1 (100), $a\ ^1/_2$ ($\bar{2}$01), $e\ ^1/_2$ (021) și m (110). Prezintă clivaje obișnuite după p (001), mai puțin pronunțate după g_1 (010) uneori și după h_1 (100); aceste din urmă clivaje coincid și cu direcția de orientare preferată a inclusiunilor, care în cristalii de ortoz sunt foarte bogate, mai ales oxizii de fer în pulberi fine, care numai sub obiective puternice (9 R) se pot rezolvi în mici foițe de hematit probabil titanifer și mai ales octaedri de magnetit.

Inclusiunilor de hematit datorește ortozul culoarea sa roșietică și puțina transparență în secțiuni [1]). Se mai găsesc rari inclusiuni de zircon, foarte rari ace mici limpezi de apatit.

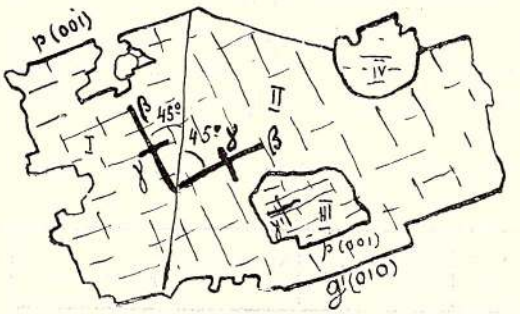


Fig. 15. Maclă de Baveno.

Prin diageneză se produce în primul loc sericit desigur datorit piezometamorfismului, în foițe fine, pe cari le găsim dealungul crăpăturilor cristalului; mai apoi se produce caolinit în foițe neregulate cu aspectul pulverulent, cu refringența și birefringența mai ridicată ca a ortozului; deasemeni ca produs secundar se mai găsesc mici cantități de chlorit (delessit) produs pe socoteala feldspatului și a inclusiunilor feruginoase.

In zona de simetrie ortozul are stângerea dreaptă; pecând în secțiunile bine orientate, paralele cu g_1 (010) dă pentru direcția α stângerea maximă $+ 6^0$. Unghiul axelor optice relativ mare, așa că în secțiunile obișnuite nu a putut fi măsurat. Cristalii de ortoz prezintă dispersia axelor optice și anume $r > a$.

Ortozul este obișnuit maclat, prezentând macla de Karlsbad de alipire și de pătrundere, Malca Manebach (Four la Brouque) cu stângerea simetrică până la 6^0 față de urma planului de maclă (001) pentru ortoz și până la 10^0 pentru anortoz și feldspat sodo-potasic în secțiuni aproape paralele cu g_1 (010) (Pl. I fig. IV), mai rar se întâlnește macla de tipul Baveno (v. Pl. I, fig. III). In o secțiune s'a găsit în mod escepțional o maclă Baveno tăiată perpendicular pe planul de maclă și paralel cu h_1 (100), așa că stângerea era perfect simetrică în ambii indivizi, de 45^0, urmele de clivaj după p (001), ale unui individ sunt aproape în continuare cu urmele g_1 (010) din al doilea individ, numai că unele (acele după p) sunt mai pronunțate ca celelalte (fig. 15). Se

1) LACROIX. Minéralogie de la France (t III, pg. 253.)

Institutul Geologic al României

găsesc și macle combinate Karlsbad cu Baveno (fig. 16), cum și numeroase grupări neparalele de cristali cu pătrundere reciprocă (v. Pl. V, fig. XXXIX).

Anortozul este destul de răspândit în porfirele dela Camena. Se prezintă ca fenocristali cu înfățișarea ortozului, bogați în inclusiuni, cari-l fac colorat și puțin transparent; e maclat după Karlsbad, Manebach și Baveno; prezintă formațiuni cripto și micro-pertitice. — Ca și ortozul prezintă dispersiunea evidentă a axelor optice, anume $r > a$.

Se pune întrebarea, dacă nu avem de afăce cu un feldspat sodo-potasic, adică cu un amestec izomorf, în proporții schimbătoare de Na_2O și K_2O. De bună seamă, că cea mai mare parte a feldspaților din microgranite sunt tocmai asemeni amestecuri izomorfe; dar acest fapt nu exclude existența ortozului pedeoparte și a anortozului de cealaltă parte.

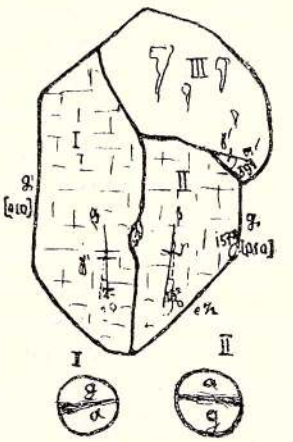


Fig. 16. Maclă de Karlsbad cu Baveno

Următoarele fapte dovedesc existența sigură a anortozului:

a) La indivizii maclați după Karlsbad s'au putut măsura, în zona ph_1 (001, 100), stângeri simetrice până la $1\,^1/_2{}^0$;

b) In secțiuni bine orientate, paralel cu g_1 (010) s'a măsurat pentru α' unghiul de stângere, în raport cu urmele de clivaj p (001), până la $10\,^1/_2{}^0$; și

c) Intr'o secțiune aproape perpendiculară pe bisectoarea ascuțită s'au putut observa în conoscop, în poziția diagonală, ramurile ambelor iperbole, ceiace dovedește un unghiu relativ mic pentru axele optice.

In general, în porfirele bogate în K_2O, ca micogranitele granofirice, microgranulite și micropegmatite predomină ortozul însoțit de feldspat sodo-potasic, iar anortozul e mai rar. — In microgranitele propriu zise, în deosebi în acele relativ mai bogate în Na_2O, avem formațiuni de Schachbrettalbit cu feldspat sodo potasic și cu anortoz, iar ortozul este mai slab reprezentat. Ca și cum din amestecul topit, care a dat naștere feldspaților, s'a separat întâiu, fie ortozul, fie albitul și anortozul, după cum a predominat K_2O, sau Na_2O; după ortoz apoi s'au separat feldspații sodopotasici, iar ca produs final anortozul, când se atingea un anumit eutectic corespunzător acestui feldspat.

Faciesul micropegmatitic propriu zis, este mai puțin reprezentat decât acel microgranitic și microgranulitic, întru cât formațiunile

Institutul Geologic al României

micropegmatitice se apropie mai mult de tipul granofiric; totuși se cunosc și micropegmatite caracteristice cu fenocristalii de feldspat și de cvarț întrepătrunși într'o țesătură pegmatitică foarte fină, ca și cum ar fi o altiță (v. Pl. III, fig. XX'I). Alteori fenocristalii de feldspat sunt pătrunși numai pe margini, în mod grosolan pegmatitic, de către o aureolă de cristali de cvarț. In acest caz cvarțul și feldspatul se sting simultan și nu pot fi deosebiți între nicolii în cruce, decât în poziție diagonală și cu lamela de gips.

Microgranulitele prezintă un facies interesant aplitic, care apare pe spinarea spre N a colinei Holdurmi, urmărind pe vre-o 200 m. creasta masivului; mai apare pe colina de N și W a lui Taș-Baïr. Se prezintă compact, de coloare albastră, roză sau violacee, cu ochiuri și șlieruri de nuanțe mai deschise sau mai închise, cari dau rocei un aspect plăcut și o apropie de înfățișarea felsofirelor, de cari se deosebește fundamental, căci are pasta microgranulitică și e lipsită de structura fluidală. — Are rari fenocristali, puternic corodați, de ortoz micropertitic. Pasta, în afară de ochiuri și de șlieruri are în totul structura microgranulitelor, cu unele treceri spre granofire; așa se întâlnește câte un mic mănunchiu de fibre de feldspat dispuse în eventail. In o singură secțiune s'au găsit sferolite de feldspat de o structură puțin obișnuită. Sferolitul e format din plăci mici de ortoz oval-poligonale, dispuse radial, dar cu orientări optice neregulate, așa că nu se poate obține nici crucea neagră, nici stângerea totală.—Pentru a explica existența acestor sferolite, Lacroix[1]), admite că ele sunt formate nu numai din fibre alungite după pg_1 (001, 010), ci și din fibre alungite după $h_1 g_1$ (100, 010) și chiar după ph_1 (001, 100).

Ceeace dă caracterul granulitic-aplitic acestor porfire, este constituția ochiurilor și șlierurilor, cari sunt numeroase și orientate după direcția de alungire a masivului porfiric. Aceste ochiuri sunt alcătuite din cristali granulitici, izometric dezvoltați, de cvarț și de feldspat. Dimensiunile cristalelor merg crescând dela periferie spe centru (v. Pl. I, fig. VI). Cristali de cvarț și acei de ortoz sunt cu aspectul și inclusiunile obișnuite, ca și în microgranite.

Prin alterare se produc: sericit, chlorite fibroase, caolinit și limonit.

Discuția rezultatelor analizelor chimice se va face mai departe, într'un capitol deosebit; aci vom da numai compositia procentuală, cum a rezultat din analize, a principalelor tipuri de microgranite, micropegmatite și microgranulite:

---

1) Lacroix. Minéralogie de la France, t. II, pag. 94.

Institutul Geologic al României

	MICROGRANITE (media a 3 roci analizate)	MICROGRANITE-GRANOFIRE ŞI MICROPEGMATITE (med. a 5 roci anal.)	MICROGRANULITE-APLITE (media a 2 roci analizate)
SiO_2	80.79	78.14	76.83
TiO_2+ZrO_2	0.28	0.65	0.16
P_2O_5	urme	urm.	urme
Al_2O_3	9.10	9.75	11.79
Fe_2O_3	2.36	3.41	1.62
FeO	0.69	0.23	0.70
MnO	0.06	0.15	urme
CuO	0.10	0.05	0.34
CaO	0.51	1.08	0.55
MgO	0.24	0.49	0.12
K_2O	6 16	6 81	7.21
Na_2O	1.18	1.05	0.92
H_2O (până la 110°)	0.18	0.10	0.06
P (pierderea totală dela 110° până la roş)	0.18	0.23	0.43
S	urme	urme	—
Suma	101.83	102.14	100.73

Formulele după OSANN:

microgranite: $s=85.34$, $a=18.5$, $c=1.0$, $f=10.5$

microgranite-granof. şi micropegmatite: $s=83.12$, $a=16.0$, $c=1.0$, $f=13.0$

microgranulite-aplite $s=82\,44$, $a=19.5$, $c=2.0$, $f=8.5$

Toate sunt de tipul: cvarţ-porfir de Kiirunavaara, Suedia: $s=78.5$, $a=17$, $c=1.5$, $f=11.5$.

Se poate vedea, că aciditatea merge descrescând dela microgranite la microgranulite-aplite. — In adevăr, microgranitele dela Camena prin abondenţa cvarţului, uneori fenocristalii de cvarţ sunt mai abondenţi ca acei de feldspat, constituesc porfirul de tipul cel mai acid, nu numai dela Camena, dar chiar între porfirele studiate până astăzi.

Pe măsură ce se micşorează cantitatea de SiO_2 sporesc cantităţile relative de Al_2O_3 şi de alcaline, căci în aceiaş măsură însamnă un spor relativ de feldspat asupra cvarţului.

Oxizii de fer variază mai mult; sunt mai abondenţi în tipurile

Institutul Geologic al României

granofirice. Deasemeni și variațiunile oxidului de Ti par a fi legate de acele ale oxizilor de fer.

β. Granofire și pyromeride.

Granofirele, porphires globulaires ale petrografilor francezi, sunt la Camena aproape tot așa de răspândite caşi microgranitele, și prezintă faciesuri tot atât de variate și de interesante din punct de vedere petrografic, caşi acestea.

Așezare. Ele ocupă marginea răsăriteană a revărsării porfirice; așa se găsesc pe coasta de E a lui Taș Tepe, Buzalâc, Holdurmi, aproape întreg Mantarlacul și cea mai mare parte din vârful și părțile de E și S ale lui Taș Baïr; deasemeni constituesc șirul de mameloane dintre Mantarlac și Taș Baïr, cum și mamelonul dela S de Taș Baïr. Se mai găseste granofir descoperit pe o mică suprafață în albia pâr. Cuorlâc, lângă mamelonul de microgranit din fața colinei Cuorlâc.

Generalități. Granofirul predominant este de coloare roșie-cărămizie, dar presintă și nuanțe mai închis colorate pânăla violet negru. — Toate sunt aspre la pipăit, cu aspect poros, miarolitic, datorit, desigur gazelor ce s'au degajat în timpul consolidării magmei. — Pe pereții miarolitelor s'au depus — în mod secundar — mici cristali de cvarț bipiramidat, în druse, iar peste aceștia oxizi de fer hidratați.

Granofirele se prezintă microscopicește ca și cum ar fi formate din mici firicele rotunde, uneori abia vizibile cu ochiul liber, alteori până la mărimea icrelor de crap. Faciesul marginal, cel mai spre E (în Taș-Tepe, Buzalâc și Holdurmi), prezintă o structură paralelă caracteristică, care însă e primară, provenită din cristalizări succesive ale magmei sub coaja formată la suprafață. — Cum că această structură, cunoscută sub numele de Bandporphyre, este primară se constată lesne sub microscop, că nici unul dintre mineralele rocii nu manifestă vre-o urmă de dinamometamorfism; nici cristali striviți, nici alungirea și aranjarea mineralelor în senzul șistozității, nici formarea de sericit, etc. Și granofirele prezintă numeroase mici crăpături, unele vizibile numai cu microscopul, altele atingând, în mod excepțional, până la 2^{mm} grosime; toate umplute cu cvarț.

Fenocristali se observă rar de tot, și aceștia aproape în totdeauna de feldspat, cvarțul se găsește numai excepțional ca fenocristali. Mineralele negre, opace sunt mai abundente ca în microgranite; ele formează mici cuiburi neregulate, uneori strălucitoare, alteori ca pete mai mari cu aspectul mat.

Sub microscop. Granofirele prezintă puțini fenocristali, obișnuit de feldspat, mai rari de cvarț. Fenocristalii sunt puternic corodați de magmă și se prezintă cu aceleași caractere ca și în microgranite. Feld-

Institutul Geologic al României

spatul e ortoz și feldspat sodo-potasic cu obișnuitele formațiuni pertitice; foarte rar se întâlnește și schachbrett-albit.

Partea însă caracteristică granofirelor o alcătuește masa fundamentală formată prin o asociație particulară, în care feldspatul și cvarțul predomină.

Feldspatul din pastă predomină și este format din microlite cu tendința spre idiomorfism, în unele secțiuni mici de tot, în altele mai mari (până la 0.4 mm). Microlitele sunt în general alungite după pg_1 (001, 010) și prezintă urme de secțiuni ale fețelor de p (001), g_1 (010), h_1 (100), a_1 (101); uneori prezintă urme de clivaj după p și chiar macle de Manebach și de Karlsbad.

După valoarea unghiului de stângere a direcțiunei α' cu urma pg_1, sau cu direcția de clivaj după p microlitele ar fi de ortoz, mai rar anortoz, obișnuit feldspat sodo-potasic. Microlitele sunt tulburi din cauza numeroaselor incluziuni de oxizi de fer și contrastează cu masa limpede a cvarțului granofiric, în care microlitele de feldspat își păstrează contururi nete, foarte bune pentru măsurători.

Grupări granofirice După cum sunt aranjate microlitele de feldspat și cvarțul granofiric, avem mai multe feluri de grupări.

1) Uneori microlitele de feldspat —mai ales când sunt mici— sunt dispuse neregulat cu tendința de concentrare în anumite părți ale rocei; pe când cvarțul granofiric formează un ciment cuprinzător dispus în ochiuri ovale sau rotunde, cari cuprind atât locul gol dintre microlitele de feldspat, cât și pe acestea. Intreg cvarțul unui asemenea ochiu are aceiași orientare optică (stângere totală); această structură particulară la cvarț-porfire, pe care Williams o numește structură poikilitică,[1] se poate vedea în Pl. IV, fig. XXV, XXVI și XXVII. Desigur acest facies se datorește unei cristalizări mai repezi așa că microlitele de feldspat nu s'au putut orienta deplin pentru a forma sferolite.

2) Se găsesc granofire, în cari microlitele de feldspat prezintă un stadiu mai înaintat în orientarea lor, căci alcătuesc ghemușoare; însă tot nu formează sferolite propriu zise (Pl V, fig. XXXIII).

3) In fine, se găsesc granofire, în cari aranjarea microlitelor este desăvârșită formând, fie sferolite propriu zise, când sunt alcătuite numai din microlite de feldspat; fie pseudosferolite, când la microlitele de feldspat se asociază și fibre de cvarț.

Sferolitele sunt bogate în împregmațiuni de magnetit, hematit ferrit și ace de ilmenit. Aceste inclusiuni sunt în genere dispuse radial; în câteva cazuri am întâlnit acele de ilmenit, foarte fine, dis-

Institutul Geologic al României

puse zonar și concentric (fig. 17). Adesea sferolitul are în centru, ca suport un mineral de ferit.

4) Rare ori, precum în granofirul cuprins în breccia porfirică depe Holdurmi, sferolitele sunt alcătuite din plăci poligonale, ca un oval alungit, cu orientarea optică diferită. LACROIX admite, că în acest caz, sferolitul este alcătuit nu numai din microlite alungite după pg_1. (001 010), ci și după $h_1 g_1$ (100 010) și chiar după ph_1 (001 100).

In general granofirele colorate în roș-închis, bogate în impregnațiuni de oxizi de fer, sunt acele cari oferă și cele mai frumoase sferolite și pseudosferolite.

5. In numeroase cazuri microlitele de feldspat, sub forma unor fibre fine, adesea amestecate cu fibre de cvarț constituesc mănunchiuri și zone granofirice, sub forma de pensoane, panașuri, zone înconjurătoare, fie împrejurul fenocristalilor de cvarț corodați de magmă, fie înjurul pizolitelor granofirice.

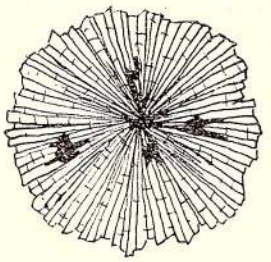


Fig. 17. Sferolit granofiric cu ace de ilmenit dispuse concentric.

Sferolitele de feldspat prezintă adesea, între nicolii încrucișați o cruce neagră nu tocmai clară, ale cărei ramuri nu sunt riguros paralele cu direcția de alungire a fibrelor, din cauza alungirei fibrelor după pg_1 și dispunerea lor radială; alteori sferolitele prezintă stângerea totală.

In pseudosferolite, fibrele de cvarț se disting de acele de feldspat, căci sunt mai clare, au o refringență mai ridicată și orientarea optică — în sensul lungimei fibrelor — este positivă.

Cvarțul. Am arătat că în granofire cvarțul se găsește rare ori ca fenocristali, cari sunt puternic corodați de magmă, încât conturul cristalin a dispărut complect, cristalii fiind reduși la forme rotunzite (v. Pl. II, fig. XII), în jurul cărora s'au format obișnuit zone granofirice din fibre de feldspat amestecate cu fibre de cvarț, cari par a fi prinse pe restul fenocristalului de cvarț ca o coamă de păr, așa că fenocristalul nu mai prezintă un contur net. Fibrele de cvarț, în acest caz, au aceiaș orientare optică cu fenocristali de cvarț.

Caracteristic însă, pentru granofire, este cvarțul granofiric, sau așa zisul quartz globulaire al petrografilor francezi. Acesta s'a consolidat cel de pe urmă în rocă, în felul cvarțului din granite și probabil tot la o temperatură relativ scoborâtă, ca și în aceste roci; din această pricină cvarțul granofiric mulează sferolitele și pe toate celelalte minerale. Cu cât sferolitele sunt mai bine dezvoltate, cu atât se observă o mai mare îngrămădire a mineralelor streine în jurul centrelor ocupate de sferolite, lăsând tot mai mari ochiurile ocupate de către cvarțul

Institutul Geologic al României

granofiric (globular), clar și cu puține inclusiuni. Cvarțul granofiric se prezintă sub mai multe aspecte:

1. Sub formă micropoïkilitică, în senzul întrebuințat de către Williams, și pe care am descris o mai sus (v. Pl. IV, fig. XXVI). Fiecare ochiu de cvarț granofiric în parte apare ca un tot cu o singură orientare optică.

2. Alteori, când microlitele de feldspat nu s'au putut aduna în ghemuri, sau în sferolite, cvarțul granofiric se prezintă tot ca ochiuri cu orientare optică unică; însă amestecul microlitelor tulburi de feldspat cu cvarțul e atât de omogen, că roca ia un aspect pegmatitic (v. Pl. IV, fig. XXV și XXVI).

3. Pe măsură ce s'au constituit ghemuri și sferolite de feldspat, cvarțul granofiric ia aspectul granulitic (v. Pl. II, fig. X și XI și Pl. V fig. XXXIII), ca și cum ar fi alcătuit din trei, sau mai mulți cristali alipiți și orientați diferit din punct de vedere optic.

4. Am arătat, că cvarțul, sub formă de microlite fibroase, intră în constituția pseudosferolitelor și aproape a tuturor fascicolelor, panașurilor și zonelor granofirice. Se găsesc, mai ales în pyromeride, sferolite formate numai din microlite de cvarț, ușor de recunoscut, căci sunt mai clare, cu refrigența mai mare ca a feldspatului și cu alungirea optic pozitivă.

5. Granofirele prezintă numeroase crăpături, unele vizibile numai cu microscopul, și cari provin, parte din contracțiunile brusce provocate de răcirea repede a rocei în timpul consolidării, parte din acțiunile dinamice, ale căror urme se constată în toate rocile eruptive dela Camena. Aceste crăpături sunt umplute cu cvarț limpede, granulitic, provenind, sau din segregarea acidă a rocei însă-și, ceeace se poate ușor constata din modul de aranjare al cvarțului, care în părțile unde vine în atingere cu cvarțul granofiric din rocă, are aceeaș orientare optică cu acesta, ca și cum ar fi în continuare; — sau crăpăturile sunt umplute în mod secundar cu cvarț filonian, depus de ape; în acest caz micii cristali de cvarț sunt dispuși cu axa lor principală perpendicular pe salbandele filonașului; mijlocul filonașului e plin tot cu cvarț granulitic.

Minerale accesorii. Ca minerale accesorii se găsesc aceleași ca și în microgranite și anume: magnetit în pulberi și mici octaedri, hematit în foițe mici, ilmenit ca ace fine, închis în sferolite, uneori dispuse în cercuri concentrice (fig. 17), zircon aproape întotdeauna cu înveliș de ferrit. Ferrit-opacit, cu aceleaș caractere ca în microgranite, este relativ mai abondent în granofire.

Ca minerale secundare: caolinit, chlorite, sericit și oxizi de fer hidratați.

Pyromeride și pizolite granofirice. Tot între granofire trebuesc

Institutul Geologic al României

considerate pyromeridele și pizolitele granofirice, ce se găsesc la Camena într'un singur loc, pe clina de S a vârfului celui mai înalt al lui Holdurmi.

Aceste forme particulare de granofire se prezintă, când rotunde-reniforme, mari cât nucile, adevărate pyromeride; când mari cât bobul de mazere, perfect sferice, atingându-se între dânsele, iar uneori chiar se pătrund; prinse în o masă granofirică și ele însă-și cuprinzând sferolite și pseodosferolite, ca și granofirele (v. Pl. II, fig. XIII).

Pyromeridele cuprind mici pseudo-sferolite cu structura radial-fibroasă, cari au în mijloc, sau un mic cristal de cvarț, dar mai obișnuit e un loc gol de formă stelată, ceace dă un aspect de cvarț cavernos psendo-sferolitului și probabil se datorește faptului că apele termale, cari fără îndoială au luat parte la formarea pyromeridelor si a pizolitelor — dovadă calcedonia și opalul ce le învălește — au spălat fibrele de feldspat, rămânând numai acele de cvarț.

Pizolitele au rezistat mai bine acțiunei agenților atmosferici, datorită probabil învelișului de calcedonie; așa că ele apar în relief și se desfac ușor din masa rocei, lăsând un loc căptușit cu o membrană cornoasă, de coloare deschisă, formată din calcedonie opal.

Pizolitele sunt de coloare roș brună sau roș violetă și sunt cuprinse într'o masă granofirică, ea însă-și dispusă zonar și concentric, care ar constitui un pyromerid reniform mare cât pumnul. Această masă zonară, la fel cu formele descrise de Wallérant la porfirul de Esterel [1]), este formată din păturі colorate roș-cărămiziu deschis, alternând — nu prea regulat — cu altele mai puțin dezvoltate roș-brun-violet (ca și pizolitele).

Sub microscop, pizolitele apar formate din o masă granofirică pilotaxitică; iar unele din ele au în mijloc o structură chiar micrografitică, formată din microlite de feldspat puțin transparente din cauza bogatelor inclusiuni de minerale de fer; cum și din microlite de cvarț ceva mai limpezi. Se mai găsesc rari grăunțe de zircon, octaedri mici de magnetit, mult hematit și ferit; se mai găsesc rari ace de ilmenit, grupate în chipul ştiut. Ca și în pyromeridele propiu zise se găsesc pseudo-sferolite cu aceeaș înfățișare.

Invelișul de calcedonie al pizolitelor se vede sub microscop limpede, incolor, cu aspect fluidal și cu puține inclusiuni. Intre nicolii în cruce prezintă numeroase — mici de tot — sferolite, cu o perfectă cruce neagră, cu orientarea optic negativă în senz radial, cu indicile de refracțiune între al cvarțului și al ortozului (metoda Fr. Becke). Sferolitele de calcedonie nu se disting între nicolii paraleli, decât acolo unde au

[1]) F. Wallérant. Des sphérolites des roches siliceuses et leur mode de formation. Bull. de la Soc. Geol., de la France, XIV, (1888).

Institutul Geologic al României

ceva impregnațiuni feruginoase. Cu cât ne depărtăm de peretele pizolitului, cu atât aceste sferolite devin mai mari. In unele locuri impregnațiile feruginoase constituesc, în mijlocul sferolitului, un mic agregat dispus radial-dendritic.

La atingerea calcedoniei cu peretele pizolitului, pe o zonă foarte îngustă și întreruptă, se pare că apele termale au depus opal, deoarece substanța acestor pelicule fine este isotropă.

Sferolitele propriu zise de feldspat se găsesc numai în masa granofirică zonară a pyromeridei, ce înconjură pizolitele. Ele prezintă caracterele deja descrise. Osebit se mai găsesc sferolite relativ mai clare, cu strângeri zonare alternative în lungul unei fibre; asemeni sferolite sunt alcătuite din fibre de cvarț răsucit (umdrehte Quarz), asupra căruia vom reveni mai departe. Aceste sferolite sunt în general mai mari și au forma ovală, sau acea de evantail.

Compoziția chimică mijlocie este:

	GRANOFIRE (media analizelor a 4 roci)	PIZOLIT GRANOFIRIC (analiza unui exemplar)
SiO_2	75.80	78.23
TiO_2+ZrO_2	0.24	0.24
P_2O_5	0 01	n. d.
Al_2O_3	11.01	10.31
Fe_2O_3	3.41	1.63 (ca Fe_2O_3)
FeO	0.68	
MnO	0.01	—
CuO	0.15	0.65
CaO	0.28	0.49
MgO	0.14	0.35
K_2O	6.49	7.24
Na_2O	1.68	1.19
S	urm.	urm.
H_2O (până la 110°)	0.11	—
P (dela 110° până la roș)	0.46	0.32
Suma . .	100.47	100.65

După Osann:

granofirele: $s=82.62$, $a=18.5$, $c=1.0$, $f=10.5$

pizolitul granof.: $s=84.24$, $a=19.5$, $c=1.0$, $f=9.5$

Aparțin tipului de cvarț-porfire de Kiirunavaara, Suedia: $s=78.5$, $a=17$, $c=1.5$, $f=11.5$

După compoziția chimică granofirele nu se deosebesc prea mult

Institutul Geologic al României

de microgranite, și anume se apropie de tipul micropegmatitic-granofiric, care și petrograficește face legătura între microgranite și granofire. Faptul că în granofire fenocristalii de cvarț sunt mai rari ca acei de feldspat, se traduce prin o aciditate mai mică decât a microgranitelor și prin un spor relativ de Al_2O_3 și de alcaline, corespunzător excesului de feldspat alcalin asupra cvarțului. Se mai observă un spor de oxizi de fer asupra microgranitelor, ceeace corespunde și constatărilor petrografice.

j). Felsofire

Generalități. Felsofirile sunt reprezentate prin două tipuri deosebite la Camena; unele foarte apropiate de microgranite, caşi acestea bogate în fenocristali de cvarț și de feldspat, însă cu pasta fluidală și microfelsitică primară, colorată în colori închise roș-brun, sau brun-violet sau roș-violet. Se găsește numai la E de linia de fractură, ca petece pe spinarea dealurilor Holdurmi și Capac Culac, cum și în mijlocul satului Camena.

Al doilea tip se apropie de vitrofire, chiar provin din acestea prin devitrificarea totală sau parțială a pastei, care e fluidală și a devenit microfelsitică în mod secundar. Prezintă șlieruri colorate diferit în: negru, brun, verde de diferite nuanțe, roș-brun, brun-violaceu, galben-brun; chiar în acelaș exemplar sunt amestecate colorile cele mai variate, ceace dă rocii un aspect plăcut, mai ales prin lustruire. Aceste slfeofire cuprind în genere puțini fenocristali de cvarț și de feldspat. Se găsesc pe toate mameloanele dela W de linia de fractură, începând din coasta Teche C., în Diulgher B. (Sacar B.), Cuorlâc, Jvralnica, cotele 158 și în micele coline intermediare.

Felso-vitrofirele sunt atât de intim amestecate cu vitrofirele, ca cari sunt de aproape înrudite, în cât nici nu e cu putință o riguroasă cartare osebită a lor.

I.) **Felsofirele microgranite** reprezintă negreșit un facies mai adânc decât felso-vitrofirele și diferă de microgranite numai prin structura pastei, care e fluidală și microfelsitică (v. pl. III, fig. XVII și XIX), rn senzul atribuit de Rosembusch[1]). Sub microscop microlitele din pastă nu se pot deosebi unele de altele și birefringența lor nu se poate constata decât cu lamela de ghips. Pasta e aproape în întregime cristalizată; ici, colo, se găsesc și mici cantități de sticlă. Se observă numeoase manifestări datorite acțiunilor dinamice, ca: fenocristali de cvarț cu clivaje paralelipipedice, sau cu stângerea undulătoare; crăpături în formă de altiță și chiar fragmente de cristali; crăpăturile și fragmentarea cristalilor de cvarț s'au produs de preferință după direcția axei

[1]) Rosenbusch. *Mikroscopische* etc. l. c. (1908).

Institutul Geologic al României

principale cristalografice (ε). Deasemeni fenocristalii de feldspat sunt crăpați și rupți; sau prezintă formațiuni de trecere spre microclin. În afară de efectele dinamometamorfice, se mai observă în pastă mici crăpături microscopice, afectând direcțiuni paralele între ele (v. pl. III, fig. XVIII), datorită — probabil — unei contracțiuni repezi prin răcirea bruscă a rocei. Se mai observă miarolite datorite eliberării gazelor închise în magmă. Miarolitele și crăpăturile produse prin acțiuni dinamice sunt în general umplute în mod secundar cu cvarț filonian granulitic, sau chiar cu calcedonie pecând micile crăpături, datorite contracțiunilor repezi ale felsofirului, sunt umplute cu cvarț segregat de rocă.

Microlitele, ce constituesc pasta, sunt ale aceloraș minerale caș în microgranite, cu particularitatea unei mai abondente cantități de oxizi de fer, în deosebi hematit, cari comunică și coloarea închisă roș-brună, sau roș-violacee pastei, coloare obișnuită la microfelsite[1]); ilmenitul e ceva mai rar, iar zirconul se găsește obișnuit în cuib de ferit. De remarcat de asemenea bogăția în ferit, care uneori prezintă contururi hexagonale, ca pseudomorfoză, ceace dă de bănuitcă ar putea proveni din descompunerea unui biotit foarte ferifer și titanifer, care biotit se și întâlnește, cum vom vedea mai departe, în microgranitele filoniene și în unele felso-vitrofire. E în deobștie cunoscut faptul[1]), că în rocile prea acide cu greu se pot forma silicați de fer, și când se formează biotitul, acesta nu e un mineral prea stabil, ci poate fi resorbit complect în unele porfire vulcanice separând treptat oxizi de fer și cvarț, care dă feritului un aspect buretos (v. pl. III, fig. XVIII).

Felsofirele-microgranite sunt abondente în fenocristali de cvarț și de feldspat, în cantități aproape egale; ei sunt relativ puțin corodați de magmă.

Cvarțul prezintă adesea fețe de prizmă combinate cu acele de piramidă, ceace se observă foarte rar la celelalte porfire; cuprinde abondente inculsiuni sticloase, colorate, cu sau fără bulă gazoasă, ce iau uneori forma de cristal negativ. Nu cuprinde ca incluziuni, cristali de feldspat, după cum nici feldspatul nu cuprinde cvarț, ci numai atingeri și pătrunderi parțiale reciproce; ceace dovedește că au cristalizat simultan; așa se și explică formele pegmatitice, relativ abondente de cvarț și feldspat (v. pl. III. fig. XVII).

Feldspatul obișnuit este feldspatul sodic și potasic cu ambii termini extremi: ortozul și anortozul, cu o mai pronunțată abondență a acestui din urmă ca în microgranite, fapt în concordanță și cu compoziția chimică a felsofirelor, în care proporția de Na_2O întrece pe acea

[1]) v. ROSENBUSCH *loc. cit.*

Institutul Geologic al României

de K_2O. Deasemenea sunt mai frecvente formele de schachbrett atât cu tăbliţe de albit maclat, cât şi nemaclat. Toţi fenocristalii de feldspat au aspectul micro şi criptopertitic, care merge în unele cazuri, unde se văd puternice efecte dinamice, până la structura microclinului. Aceleaş macle se întâlnesc caşi la microgranite, cu observaţia că anortozul prezintă de preferinţă macla de Manebach. Tot anortozul prezintă de preferinţă clivaje după h_1 (100), pelângă acele după p (001) şi g, (010). După direcţiile de clivaj h_1 s'a produs mai lesne alterarea feldspatului, cu separare de caolinit, sericit (poate damourit?), florite şi oxizi de fer hidrataţi, cari lasă în cristali dungi întunecate, opace dealungul suprafeţelor de clivaj (v. pl. I, fig. IV, f.)

In unele felsofire se întâlnesc şi manifestări granofirice ca, amestec fibros de cvarţ şi feldspat, în mănunchiuri, evantail şi chiar sferolite şi pseudo-sferolite.

2. **Felso-vitrofirele** au pasta fluidală cu şlieruri colorare felurit şi provin din devitrificarea unei paste sticloase. Obişnuit cuprind părţi de pastă rămase ca sticlă, în cari oxizii de fer şi alţi compuşi nu-s individualizaţi sub formă de minerale, ci se găsesc sub formă de soluţiuni solide, cari colorează în galben-brun pasta; pecând în părţile devitrificate oxizii de fer, parte au intrat în compoziţia chloritelor, cari colorează în verde părţi mai mari sau mai mici din rocă; parte s'au separat ca pulbere de magnetit, dar mai ales ca ferrit şi oxizi de fer hidrataţi.

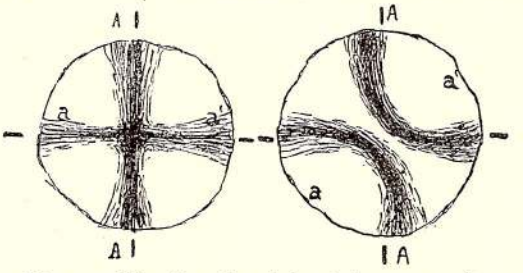


Fig. 18. Sferolite de sticlă deformată prin acţiuni dinamice.

Privită sub microscop, în lumina nuturală, pasta sticloasă apare omogenă, fără minerale individualizate; privită însă între nicolii în cruce apare a fi formată din mici sferolite, unele bine, altele mai puţin bine formate, fără a se putea observa o structură fibroasă; prezintă însă o cruce neagră, clară, şi care cruce în poziţia diagonală se desface în două ramuri de iperbolă foarte apropiate una de alta (fig. 18). In schimb, în conoscop nu prezintă nimic vrednic de relevat.

Aceste microsferolite au caracterul optic-negativ în sens radial şi refringenţa ceva mai ridicată decât a pastei sticloase.

Cred, că avem de-aface cu o anomalie optică, sferolitele fiind sticlă deformată sub influenţa acţiunilor dinamice, ale căror efecte sunt mai pronunţate în felsovitrofire decât în felsofirile microgranite; crăpăturile mai numeroase şi mai mari, sunt

Institutul Geologic al României

uneori umplute, pe lângă cvarț filonian, și cu filonașe aplitice; fenocristalii sunt rupți, iar stângerea undulătoare se observă și la feldspat, nu numai la cvarț. In pastă se mai observă rari ace de ilmenit, puține grăuncioare de zircon în cuib de ferit, magnetit și fluturași de pirit, probabil cuprifer. In general se observă o mare scădere a mineralelor de fer față cu celelalte porfire. Varietățile de felsofire galben-brun cu șlieruri violacee cuprind în pastă și rari foițe mici de biotit, cu strângerea paralelă cu urmele de clivaj (n'g) foarte policroic dând:

n'p = galben-brun foarte palid n'g = brun.

cu birefrigența ridicată.

Fenocristalii sunt puțin abondenți. Cvarțul e sticlos și fumuriu, cu aceleași caractere ca și în celelalte porfire.

Fenocristalii de feldspat sunt de ortoz, de feldspat sodo-potasic micro și criptopertitici, cu formațiuni de schachbrett și cu toate particularitățile descrise în celelalte porfire. Osebit, se găsesc și mici fenocristali sticloși, incolori, cu strălucire pe fețele de clivaj, de plagioclaz cu macla polisintetică a albitului în lamele fine și clare; se observă clivaje de preferință după g_1 (010), mai rar după p (001). La contacte bune cu cvarțul, aplicând metoda Becke, am găsit:

$$\gamma' \geqslant \omega, \gamma' < \varepsilon, \alpha' \leqslant \omega, \alpha' < \varepsilon$$

Stingerile lamelelor, când se fac simetric în zona ph_1 (001, 100) ating maximum 6° în raport cu urma planului de maclă și prezintă egală intensitate luminoasă, când urma planului de maclă coincide cu una din direcțiile planurilor secțiunilor principale ale nicolilor. Unghiul de stângere al lui α' în raport cu urma pg, (001 010) în g_1 (010) este de maximum $+9^1/_2{}^0$.

Din datele de mai sus rezultă că avem de-aface cu un oligoclaz ce ar cuprinde 22—25% An.

Se găsesc și cristali de oligoclaz pătrunși neparalel, uneori aproape în cruce.

Pe alocuri se observă și crăpături în roçă, umplute în mod secundar cu calcedonie. Tot ca produse secundare sunt cloritele galben-verzui, fibroase, cu policroism foarte slab, cu birefrigența mică.

Institutul Geologic al României

Compoziția chimică este următoarea:

	FELSOFIRE-MICROGRANITE (analiza unei roci)	FELSO-VITROFIRE (media analizei a 2 roci)
SiO_2	74.98	81.19
$TiO_2 + ZrO_2$	0.83	0.29
P_2O_5	urme	urme
Al_2O_3	10.97	9.18
Fe_2O_3	4.29	1.88
FeO	1.29	0.38
MnO	urme	urme
CuO	0.15	0.21
CaO	0.37	0.38
MgO	0.08	0.39
K_2O	3.71	4.17
Na_2O	4.21	2.40
S	urme	urme
$-H_2O$ (până la 110)	0.15	0,09
P (perdere dela 110° la roș)	0.30	0.38
Suma . .	101.33	100.94

După Osann, avem:

Felsofire-microgranite: $s=80.84$, $a=17$, $c=0$, $f=13$

Felso-vitirofre: $s=85.92$, $a=19$, $c=1$, $f=10$

aparțin tipului de Hyallopantellerit dela Cantina Zitton $s=78$, $a=18$, $c=0$, $f=12$.

Felsofirele micro-granite arată o ușoară scădere a acidității față de granofire și mai ales față de microgranite, de care se deosebesc și din punct de vedere chimic, prin creșterea simțitoare a oxidului de sodiu, și scăderea acelui de potasiu. Deasemeni se observă o creștere simțitoare a oxizilor de fer, ceeace ne arată și microscopul, anume că aceste felsofire sunt cele mai bogate în oxizi de fer dintre toate porfirele dela Camena.

In schimb, felsovitrofirele manifestă o aciditate mai ridicată și o scădere corespunzătoare a aluminei și oxizilor alcalini, datorită micșorării cantității de feldspat față de cvarț; cantitatea de oxizi de fer este simțitor scoborâtă; iar proporția de Na_2O față de K_2O, deși relativ ridicată, se menține totuși inferioară acestei din urmă.

Institutul Geologic al României

E. Vitrofirele.

Generalități. Vitrofirele se găsesc în toate colinele, unde se găsesc și felsovitrofirele, în amestec neregulat cu acestea și cu treceri dela un tip la altul, care fac peste putință o delimitare netă între dânsele; de aceea si imposibilitatea unei cartări separate a lor; numai studiul petrografic, care pune în evidență preponderența sticlei în masa rocei și compoziția chimică, care arată pentru vitrofire o proporție mai mare de apă, cum și de CaO, ne dau indicațiuni sigure în clasarea probelor. Totuși vitrofire, în care procesul de devitrificare să lipsească cu totul, așa ca să avem o masă fundamentală în întregime amorfă, nu se găsesc.

Vitrofirele cele mai puțin devitrificate sunt de coloare brună-cărămizie, cu aspectul grezos și cornos totodată, datorit perlitelor formate; aspre la pipăit, cu casura neregulată sau ușor concoidală. Pe măsură ce devitrificarea înaintează, și cum de acest proces este legată formarea cloritelor, vitrofirele încep a se colora cu pete și șlieruri verzi, iar uneori violacee sau negre-brune, ce dau rocei un aspect variat și frumos, sub care înfățișare, la prima vedere nu se pot deosebi de felsovitrofire, constituind ceace Termier numește *porfire frământate*. Uneori se găsesc vitrofire ca sticla, cu aspect unsuros-ceros și casura neregulată; acestea sunt adevărate *pechsteine*.

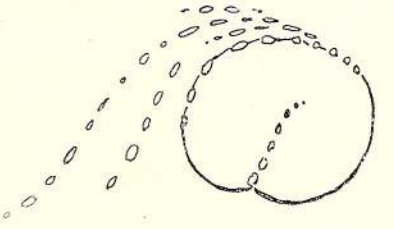


Fig. 19. Perlite cu început de devitrificare

Masa fundamentală predomină; în ea se văd rari și mici fenocristali, unii de *cvarț fumuriu*, alții de *feldspat* alb, sticlos și strălucitor pe fețile de clivaj. Cristali de feldspat sunt ceva mai mari ca acei de cvarț, până la 1.5^{mm} diametru.

Sub microscop predomină pasta, care în părțile ce nu sunt devitrificate, este amorfă, limpede, colorat în brun-gălbuiu, probabil datorită unei soluțiuni solide de oxizi de fer, deoarece în raport cu procentul de oxizi de fer din rocă (F_2O_3=4.43$^0/_0$) se observă o cantitate prea mică de minerale de fer. In pastă se observă puține minerale și anume: pulberi și mici octaedri de *magnetit*, foarte rari foițe de *hematit*, de asemeni rari grăuncioare de *zircon* în cuib de ferrit precum și rari fragmente de *biotit*. De remarcat absența ilmenitului din vitrofire.

Pasta sticloasă este despărțită prin suprafețe curbe în perlite rotunde sau ovale (v. Pl. III fig. XXI și XXII). Dealungul suprafețelor curbe, ce mărginesc perlitele, a și început procesul devitrificărei pastei sticloase, care se manifestă prin separarea de *clorite* sub formă de globulite, bastonașe și foițe, ce se înșiră după linii încovoiate concordante cu suprafața perlitelor (fig. 19). Alteori cloritele se separă fibroase

Institutul Geologic al României

și se dispun ca firele unei pene de pasăre, cărora crăpăturile perlitelor servesc ca suport; restul pastei rămâne în genere incolor și e format din globulite și cristalite, probabil de cvarț și de feldspat, imposibil de determinat în parte. Fără îndoială, că în procesul chimic ce însoțește devitrificarea, ferul și o parte din apa vitrofirului trec în compoziția cloritelor. Când pasta cuprinde un exces de oxizi de fer, peste cantitatea necesară producerei chloritelor, o parte dintre acești oxizi se separă sub forma de oxizi de fer hidratați, cari constituesc mici aglomerate pulberulente, ce mărginesc la oarecare distanță cloritele (*m.* fig. 20). Paralel cu procesul de devitrificare dela suprafața perlitelor, se constată un alt proces de devitrificare înlăuntrul lor, separând granule incolore cu refrigență mai mare ca a sticlei și a căror birfringență abia se poate pune în evidență cu foița de gips; de asemeni se separă chlorite, însă fibroase. In puține cazuri s'a putut observa înlăuntrul perlitelor chiar separațiuni granofirice formând inceputuri de sferolite și pseudosferolite fibroase.

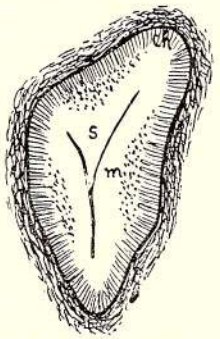


Fig. 20. Clorite fibroase și pulbere de magnetit

Un caz particular de devitrificare se întâlnește la unele vitrofire, în cari procesul de devitrificare e abia la început; se observă în masa lor sticloasă numeroase picături perfect rotunde și limpezi de cvarț, cari — între nicolii în cruce — dau vitrofirului un aspect poecilitic (v. Pl, V. fig. XXXVII). Aceste picături de cvarț sunt alcătuite din 2 jumătăți, sau 3 sectoare, cu orientări optice diferite.

Cloritele din lăuntrul perlitelor sunt în general fibroase, uneor dispuse în evantail; au orientarea optică pozitivă, sunt slab colorate în galben-brun, cu policroism slab și birefringența relativ ridicată (colori de interferență de ord. I sub grosimea secț. de 0.025—0.03); acestea ar fi un clinochlor. Acele dela suprafața perlitelor sunt mai intens colorate în galben-verde, sau verde-smaragd, cu policroism foarte slab și cu birefringența mică; acestea ar fi pennin sau ripidolit. In vitrofirele-pechsteine cloritele sunt mai brunatre și au un policroism apreciabil: np=galben-rozatru, nm=galben-brun, ng=brun violaceu. Arareori se întâlnește un clorit foarte slab colorat, încă cu birefringența mare și maclat. Stângerea în raport cu urma planului de maclă este de 6^0—7^0; pare a fi Delessit.

Fenocristalii sunt de cvarț și de feldspat, dar relativ mai puțin abondenți ca în celelalte cvarț-porfire dela Camena. Acei de cvarț sunt fumurii și în genere mici; prezintă efecte mecanice: sfărămături, stângeri undulătoare; deasemeni sunt corodați de magmă. Cuprind puține minerale incluse, dar bogate inclusiuni sticloase brun-violacee, cu, sau

Institutul Geologic al României

fără bulă gazoasă și afectând uneori forme de cristali negativi. Se găsesc maclați paralel, axele principale ale cristalilor de cvarț făcând între ele un unghiu până la 2°; deasemeni macle cu axele înclinate până la maximum 36°.

Feldspatul potasic este ortozul, destul de rar, tulbure și cam alterat. In vitrofirele cari n'au suferit devitrificare, feldspatul monoclinic obișnuit este sanidinul, în cristali izometric dezvoltați, sticloși, incolori, limpezi în secțiuni și bine conturați; aproape n'au suferit acțiuni corosive (fig. 21). Prezintă clivaje imperfecte după p (001) și h_1 (100) și crăpături neregulate; au puține inclusiuni, printre cari abundă cele sticloase amorfe, slab colorate în brun-violaceu și cu bulă gazoasă, având forme regulate alungite paralel cu una din fețele cristalului, de preferință după $a^1/_2$, dar nu au forma de cristal negativ. Planul axelor optice este aproape paralel cu p (001).

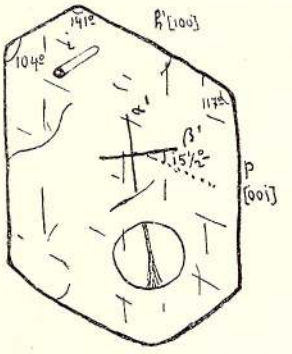


Fig. 21 Cristal de Sanidin

Cel mai răspândit feldspat în vitrofire este acelaș oligoclaz cu 22—25% *An*, ca și în felșo-vitrofire. Se prezintă în cristali mici, incolori, sticloși, rupți și chiar cu extincțiuni undulătoare.

Crăpăturile rocei sunt umplute, fie cu filonașe aplitice hollocristaline fie cu cvarț-granulitic secundar și cu calcedonie-agat.

Compoziția chimică a vitrofirelor este următoarea.

Analiza unei roci

SiO_2	71.17	CaO	2.18
TiO_2+ZrO_2	urme	MgO	0.33
Al_2O_3	10.81	K_2O	4.61
Fe_2O_3 (total)	4.43	Na_2O	3.11
MnO	urme	H_2O (până la 110°)	2.03
CuO	0.11	P (perdere dela 110° la roș)	2.82
		Suma	101.60

După Osann:

s=79.26, a=15, c=1, f=14

Tipul este Hyallopantellerit dela Çantina Zitton.

Rezultă că vitrofirele au cea mai mică aciditate din seria dela Camena; firesc arată o creștere relativă a cantităților de Al_2O_3 și de alcaline.

In general se mai deosebesc de felso-vitrofire prin o accentuată sporire a cantității de CaO, ceeace corespunde abondenței relative a oligoclazului în vitrofire. Sporului de oxizi de fer corespunde abondența în chlorite ferifere.

Institutul Geologic al României

Deasemeni merită relevată creșterea — firească la vitrofire — a cantității de apă ce intră în compoziția rocei.

B. Roci filoniene

Generalități. Mișcările orogenetice pe linia de slabă rezistență Picineaga—Baspumar—Camena au afectat puternic și masivul porfiric, producând — după cum s'a arătat în alt capitol, pe lângă linile principale de fractură, și numeroase fracturi și crăpături mai mici, unele microscopice, altele atingând grosimi de mai mulți metri și lungimi de câteva sute de metri. Parte din crăpături s'au umplut cu material eruptiv adus din profunzime, fie prin diferențări ale magnei, fie prin apele termale circulatorii. Cele dintâi au dat naștere la adevărate roci de filoane (Granggesteine), unele diferențiate, altele nediferențiate. Crăpăturile — falii produse mai târziu, când activitatea vulcanică propriu-zisă încetase, s'au umplut cu material porfiric detritic, care a dat naștere la agglomerate-brecci, asupra cărora vom reveni mai departe.

Rocile filoniene propriu-zise

a) Filioane diferențiate leucocrate. Crăpăturile mai mici s'au umplut cu filonașe aplitice și pegmatitice, cari merg pe deoparte până la microgranitele cu biotit (ceva mai puțin acide ca celelalte porfire); iar pe de alta devin tot mai acide trecând spre cvarț pegmatitic și cvarț granulitic[1]). Cele mai multe filonașe aplitice și pegmatitice se întâlnesc în vitrofire și felsovitrofire; pecând filonașele de cvarț pegmatitic și de cvarț granulitic se întâlnesc peste tot, chiar și în rocile metamorfice vecine masivului porfiric, mai ales în șisturile cristaline din partea de W, formând filoane groase până la 1 m, influențând puțin la contact roca cu care vin în atingere; așa foițele mici de micașist devin mai mari până la 2 cm. diametru. Chiar un filonaș aplitic se întâlnește printre sist. cristaline pe drumul Ciamurli — Camena. Când filonașele de cvarț pegmatitic străbat în amfibolite produc digitații, cari dau rocei un aspect variat; iar când masa pegmatitică predomină, ea este întretăeată în direcții diferite de lungi ace de amfibol, un adevărat Garbenamfibolit. Insă o bună parte a filoanelor și filonașelor de cvarț, în deosebi acele cari se întâlnesc mai departe de masivul porfiric, spre SW, în micașisturi și chiar în rocile verzi, se datoresc acțiunei apelor termale circulatorii, ușor de cunoscut prin caracterul petrografic al cvarțului și prin existența calcedoniei și chiar a opalului, apoi a piritelor oxidate.

Ca filoane diferențiate melanocrate avem dioritele și dioritele cvarțifere cu amfibol; însă cum acestea sunt în întregime metamorfozate și

[1]) *L. Mrazec.* Le Protogine de Mt Blanc, 1892 pg. 78 și urm.

Institutul Geologic al României

transformate în amfibolite, le vom studia la capitolul rocilor eruptive metamorfice dela Camena ca ortoamfibolite.

b). Filoane nediferențiate. Mai interesante sunt filoanele mari porfirice, ce străbat masivul eruptiv; unele — cele mai numeroase — niște microgranite — granofire cu biotit; altele niște felsofire — breccii eruptive.

Microgranitele-granofire cu biotit se găsesc în numeroase filoane numai pe crestele colinelor dela W de linia de fractură, în Diulgher B (Sacar B.), Cuorlâc, Jvralnica și cotele 158, printre felso-vitrofirele și vitrofirele ce alcătuesc aceste coline. Ele contrastează cu restul masei de porfire prin relieful lor mai accentuat, până la 2 m. înălțime, fiind mai rezistente la acțiunea agenților atmosferei, cum și prin coloarea lor galben-brună.

Microgranitele cu biotit desigur au venit aproape pe deplin consolidate, deoarece pe lângă absența totală de enclave din rocile vecine, nu se observă nici o acțiune metamorfică de contact, ci numai suprafețe de alunecare ca efect mecanic. Probabil după o consolidare înlăuntrul crăpăturei, noi mișcări tectonice au împins afară roca, așa s'ar explica suprafețele de alunecare.

Filoanele sunt orientate diferit și formează mici dykuri groase dela câțiva dm. până la 5 m. și lungi dela 2 m. la 10 m.

Studiul petrografic. Microgranitele cu biotit sunt de coloare galben-brună, uneori cu nuanțe violacee. Pe acest fond contrastează fenocristalii mărișori — până la 6 mm — de feldspat cărămiziu, acei de cvarț fumuriu ceva mai mici, precum și micii cristali, mai rari, negri-strălucitori de biotit; cristalii de feldspat și de cvarț se văd adesea grupați câte 2 sau 3 și dispuși radial.

Acei de cvarț prezintă adesea fețe de piramidă combinate cu acele de prismă. Roca e compactă și foarte dură, ceeace explică rezistența sa la acțiunea agenților atmosferici, mai mare ca a felso- și a vitrofirelor vecine. E cam aspră la pipăit și casura puțin concoidală.

Sub microscop se vede o pastă omogenă, hollo, dar microcristalină de coloare galben-brun; e singurul profir dela Camena care n'are pasta colorată închis, deoarece hematitul lipsește cu totul și chiar ceilalți oxizi de fer și de titan sunt în proporții reduse; căci cea mai mare parte a acestor oxizi a intrat în compoziția biotitului.

Cu toate că pasta e microcristalină, microlitele de ortoz se pot deosebi bine de acele de cvarț; ele prezintă tendința spre idiomorfism. Adesea cvarțul din pastă prezintă forme granofirice, ca sferolite fibroase, radiale, cu stingere totală; prin aceste forme microgranitele cu biotit se apropie și de granofire.

In afară de microlitele de feldspat și de cvarț se mai găsesc în pastă și fragmente de cristali de biotit; apoi grăuncioare și cristali mici,

Institutul Geologic al României

dar bine formați, cu crăpături neregulate de zircon, cari prezintă secțiuni de fețe de prismă combinate cu acele de piramidă. Cristalii de zircon se găsesc adesea închiși în biotit și cu cuib de ferit, chiar înlăuntrul cristalilor de biotit.

Se mai găsesc rari grăunțe de rutil brun-rozatru cu crăpături neregulate, cu refringență mare și birefringență ridicată; rari oetaedri de magnetit mai ales ca incluziuni în feldspat.

Fenocristalii de feldspat sunt obișnuit de anortoz și de feldspat de sodiu și de potasiu mai rar de ortoz; prezintă mai frecvent macla de Manebach, mai rar aceea de Karlsbad.

In general fenocristalii sunt puțin corodați de magmă (v. Pl. I fig. VII și VIII) și în secțiuni se prezintă bine conturați și relativ puțin alterați; adesea se observă efectele acțiunilor dinamice, ca: stângeri undulătoare, care se observă și în cristali de cvarț și chiar în acei de biotit; cristali rupți și sfărâmați, dând uneori aspectul de Mortelstructur; crăpături microscopice, cari afectează deopotrivă pasta și fenocristalii; iar în feldspat se constată și producerea de sericit.

Fenocristalii de cvarț au caracterele cunoscute dela celelalte porfire, cu mențiunea că macla cea mai des întâlnită este macla „la Gardette" cu unghiul axelor principale ale indivizilor maclați de maximum 87°. Bogați în incluśiuni sticloase colorate brun-violaceu și cari iau aspectul de cristali negativi. Inclusiunile abundă tocmai în probele cu cristali de cvarț fumuriu și violaceu. Nu este exclusă posibilitatea, ca coloarea cvarțului să fie datorită tocmai inclusiunilor sticloase colorate.

Biotitul e intens colorat, aproape negru, cu un policroism mai slab în secțiunile paralele cu fețele de clivaj, și mai accentuat în secțiunile normale acestor fețe, și anume:

ng (paralel cu urmele de clivaj) = negru-masliniu

nm = verde-albăstriu

np (perpendicular pe urmele de clivaj) = galben brun.

Birefrigența e ridicată. Planul axelor optice e perpendicular pe direcțiile de clivaj. Cristalii sunt încovăiați, rupți și prezintă chiar extincțiuni undulătoare.

Se găsește biotit și ca inclusiuni în cristali de cvarț și de feldspat; la rândul lor cuprind ca inclusiuni magnetit, mai probabil titano-magnetit deoarece prin alterarea biotitului se separă ilmenit și rutil, cari nu se întâlnesc ca minerale primare în aceste porfire; mai cuprind inclusiuni de zircon în cuib de ferrit, cu aureole policroice; aceste aureole, după M. Lévy și Lacroix[1]) ar fi datorite concentrării pigmentului feruginos din biotit în jurul grăunțelor de zircon.

[1]). *M. Lévy & Lacroix.* Minéraux des Roches pg. 120.

Institutul Geologic al României

In general alterarea biotitului începe dealungul suprafețelor de clivaj și în lăuntrul cristalului; pe lângă ilmenit și rutil se separă încă ferrit și chlorit verde, fibros, policroic (verde-galbăn în lungul fibrelor, verde brun în direcție perpendiculară), cu caracter optic-positiv și birefringență relativ ridicată. Uneori aceste clorite fibroase formează sferolite radiare cu cruce neagră oblică față cu direcția fibrelor, între nicolii în cruce.

Felsofire-breccii constituesc un al doilea tip de porfir filonian, ce se găsește pe coasta de E a dealului Holdurmi, formând printre granofire un puternic filon, orientat aproape paralel cu creasta dealului, pe o lungime aproximativ 800 m, atingând o grosime până la 22 m, începând aproape din marginea de N a colinei și terminându-se sub vârful principal dintre Holdurmi și Mantarlac.

Filonul e constituit din o venire mai tânără de felso-vitrofir, în care se găsesc numeroase enclave din porfirele vecine, mai vechi, granofire și piromeride pizolitice de dimensiuni variabile până la mărimea unui pumn; de coloare roș-brună, sau brun-violetă, care contrastează cu verdele felso-vitrofirului, dând rocei un aspect variat, care prin lustruire ia o înfățișare plăcută.

Sub microscop. Masa predominantă e alcătuită din felsovitrofir; care deși devitrificat a păstrat forma perlitelor; acestea sunt înșirate în lungi șiruri lenticulare, aproape paralele și orientate în lungul filonului, flexuându-se în jurul fenocristalilor și a enclavelor granofirice, așa că roca are un aspect șistos-fluidal (v. pl. V, fig. XXXV și XXXVI). Perlitele sunt devitrificate, așa că sticla aproape lipsește; ele se pot observa chiar cu lupa. Sunt formate în cea mai mare parte din cvarț și prezintă urme de efecte dinamice. Chiar separarea perlitelor și orientarea lor se datoresc, după Quensel[1]), unui metamorfism dinamic analog acelui ce sufăr uneori cvarțitele.

Șirurile clare de perlite alternează cu o masă hollo, — dar criptocristalină, felsitică, alcătuită din părticele tulburi, probabil de feldspat, și altele mai limpezi, probabil de cvarț, imposibil de determinat. Pe unele locuri structura felsitică fluidală ia un aspect șistos, ca și aceea a unui parfiroid; această structură e secundară și se datorește acțiunilor dinamice, dând naștere la ceeace Quensel numește Gepreste felsit-Porphyre pentru porfirele din sudul Patagoniei, cu cari porfirele dela Camena prezintă mari analogii, nu numai din punct de vedere petrografic, ci și chimic, cum vom vedea mai departe.

In masa felsitică de un verde-închis până la verde-violet se gă-

[1]) *Parey Quensel.* Die Quarzporphyre und Porphyroïd Formationen in Süd Patagonien u. Feuerland (Bull. of the geol. Instit. of Upsala V, XII, 1913).

Institutul Geologic al României

sesc numeroase foițe de chlorite verzi, policroice (ng. = verde de iarbă, np′ = galben-verziu), cu birefringențe destul de ridicate (colori de interferență până la albastru de ord. I); pe când în perlitele devitrificate se găsește un alt chlorit, mai puternic colorat în verde-smaragd, slab policroic cu birefringență mică; e fibros, având direcția fibrelor dispusă perpendicular pe suprafața de crăpare a perlitelor (fig. 22); stângerea are loc după direcția de alungire a fibrelor și par a avea caracterul optic negativ, posedând și o refrigență mai mare ca a cvarțului; acest chlorit ar fi pennin sau ripidolit.

In pastă se mai găsesc rari fenocristali de cvarț și mai rari de un feldspat de sodiu și de potasiu, rupți și sfărâmați.

Enclavele de granofir din porfirile vecine au suferit parțial acțiuni endomorfice din partea masei felso-vitrofirului, care a asimilat parte din bucățile de granofir, rotunzindu-i colțurile și producând o suprafață despărțitoare curbă, brună-închis, în care microscopul nu distinge nimic. La suprafața granofirului s'au mai produs lungi microlite limpezi ce se întretae, cu stângere oblică de maximum 37°, cu caracterul optic negativ, având în general aceiași orientare optică cu sferolitul feldspatic din granofir cu care vin în atingere; aceste microlite ar putea fi tot de feldspat.



Fig. 22. Clorit fibros pe suprafața despărțitoare a perlitelor

Enclavele de granofir au toate caracterele și compoziția granofirelor deja studiate.

In breciile ce cuprind ca enclave piromeride pizolitice, am întâlnit și un natrolith ferifer galben-auriu[1]), în concrețiuni zonare.

Compoziția chimică a microgranitului cu biotit este:

	%		%
SiO_2	74.94	CaO	0.48
P_2O_5	urme	MgO	0.15
TiO_2+ZrO_2	0.26	K_2O	6.36
Al_2O_3	13.26	Na_2O	3.53
Fe_2O_3	2.07	S	urme
FeO	0.38	H_2O (până la 110°)	0.13
MnO	urme	P (perderea dela 110° la roș)	0.43
CuO	0.11	Suma	102.10

După formula lui OSANN ar fi:

$s=80.62 \quad a=22 \quad c=0.5 \quad f=7.5 \quad M=0.18$

ar aparține tipului de liparite dela Betrandoka, Madagascar:

$s=80.5,\ a=20,\ c=2,\ f=8.$

[1]) *F. Becke.* Lehrbuch der Mineralogie (1918).

Institutul Geologic al României

Compoziția chimică arată, că microgranitele cu biotit sunt printre rocile cele mai puțin acide dela Camena; desigur scoborârea acidității a putut înlesni formarea și păstrarea biotitului, care a fixat sub formă de silicați cea mai mare parte a ferului din magma ce a dat naștere rocei. Se remarcă un spor însemnat în cantitățile de alumină și de alcaline, ceace corespunde și compoziției petrografice, care arată un esces de feldspați alcalini față de cvarț.

Breccii și tufite porfirice propriu-zise.

Aglomerate-breccii. Dealungul liniilor de fractură, ce trec prin masivul porfiric, se găsesc, în chip statornic, aglomerate-breccii formate din material detritic porfiric vecin, colțurat și neregulat ca mărime și ca formă, cimentate în mod grosolan prin sfărămăturile mai fine ale aceluiaș material si sunt datorite fracturilor produse în roca vulcanică prin mișcările tectonice posterioare consolidării porfirului. Aceste fracturi s'au produs mai târziu decât venirea microgranitelor cu biotit, deoarece în compoziția brecciilor se găsesc și fragmente din aceste roci filoniene, alături de bucăți din vitrofire, felso-vitrofire și granofire. Materialul din care sunt constituite aceste breccii este alterat, așa că nu e propiu unor cercetări speciale.

Uneori sfărămăturile de porfire din breccii sunt cimentate prin cvarț secundar, adus de apele termale.

Tufite porfirice. In un singur loc, la marginea de N a colinei Jvralnica se găsește o rocă compactă de un verde închis, caș cum ar fi o plasmă verde, cu aspect ceros, cu casura concoidală. Cu ochiul liber, sau cu lupa, nu se poate distinge nimic în masa omogenă a rocei, decât niște mici vinișoare umplute cu cvarț filonian granulitic.

Sub microscop se constată, că avem de-a face cu o cinerită, silicifiată ulterior de către apele silicifiante, ceeace RINNE numește un argilolit[1]).

Pasta e hollo, dar cripto-cristalină. In pastă se observă numeroase fragmente colțurate și așchiete de cvarț, feldspat, multe chlorite verzi, cari dau coloarea rocei; mai rar magnetit, hematit și limonit. (v. pl. IV, fig. XXXI).

C. Roci datorite acțiunei hidrotermale.

Generalități. In cvarțporfirele dela Camena, pe lângă urmele activității intramagmatice și a celei pneumatolitice, se constată și urmele unei bogate activități postvulcanice, hidrotermală, mai ales pe liniile de fractură. Apele circulatorii au depus cvarț granulitic, calcedonie și chiar

[1]) F. RINNE. Etude pratique des Roches, ed. franc. (p. 400).

Institutul Geologic al României

opal în numeroasele crăpături și vacuole ce s'au produs în tot masivul porfiric. In unele părți acțiunea hidrotermală predomină fiind caracterizată prin prezența unor cantități însemnate de calcedonie, opal, cvarț granulitic și chiar zeolite; așa că aceste minerale contribuesc la stabilirea caracterului rocei.

Roca prezintă fragmente, fie de granofire, fie de felso-vitrofire, cimentate între dânsele prin cimentul silicios depus de ape, prezentând goluri și concrețiuni care-i dau aspectul unui porfir molar; alteori roca se prezintă ca un aglomerat de pizolite, asemeni cu aragonitul de Karlsbad; pizolitele sunt reunite prin cimentul silicios, format în cea mai mare parte din calcedonie și opal.

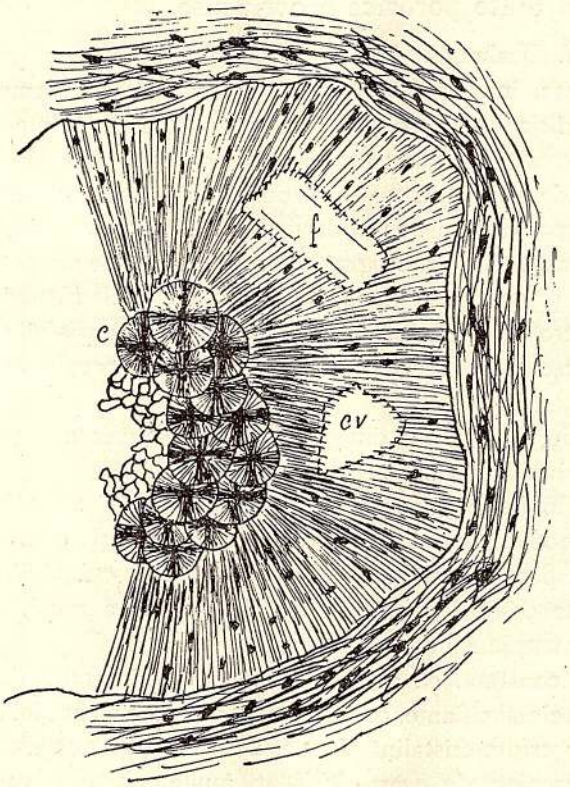


Fig. 23. Secțiunea într'un pizolit datorit acțiunii hidrotermale

Rocile cu pizolite. Pizolitele datorite acțiunei hidrotermale diferă de acele descrise la pyromeride, întrucât acestea din urmă au o structură granofirică primară, pe când cele dintăi sunt evident alcătuite din material porfiric remaniat, la care s'a adaos depunerile de calcedonie, opal și cvarț granulitic. In adevăr, dacă tăem un pizolit, acesta se prezintă în genere, chiar ochiului liber, cu mijlocul cavernos de cvarț granulitic și de calcedonie. Sub microscop se observă către periferia pizolitului o zonă fibroasă, dispusă radial cu compoziția unui pseudosferolit. In acest învăliș fibros se găsesc fragmente de fenocristali de feldspat și de cvarț, fără contur bine delimitat, din cari fibrele pornesc ca firele de păr din piele (fig. 23); așa că acești cristali au alimentat formarea zonei granofirice. Inlăuntrul zonei fibroase se găsește a doua zonă circulară de calcedonie, formată din mici sferolite clare, cu fibre fine dispuse radial, prezentând între nicolii în

Institutul Geologic al României

cruce o perfectă cruce neagră; fibrele au orientarea optic negativă. Mai în lăuntru se găsește o zonă de cvarț granulitic, care constitue partea cavernoasă a pizolitului, ceeace DUPARC & PEARCE numesc *éponge de quartz*[1]). In afară pizolitul prezintă în primul loc o masă felsitică fibroasă, care se încovoae după suprafața pizolitului și este alcătuită din feldspat și din cvarț. In masa felsitică și în acea granofirică se găsesc mici cristali de magnetit, foițe de hematit, mai rar grăunțe de zircon în cuib de ferrit și câteodată ilmenit. Uneori se găsesc și fragmente de porfire ce cuprind în ele foițe de biotit. Fenocristalii de cvarț și de feldspat, cu caracterele cunoscute, sunt relativ rari, rupți și puternic corodați.

Uneori se întâlnesc pizolite mici de tot, mai curând niște sferolite mai mari ca cele obisnuite, cari au o structură granofirică, și anume în jurul unui mic cristal corodat de cvarț, sau al unui sferolit mai mic se găsește o masă de fibre undulate ca un penaj, cu caracterul optic-pozitiv, care se sting variabil în direcția lungimei unei fibre, ceeace dă — între nicolii în cruce — aspectul vărgat acestor sferolite (v. pl. II, fig. XVI); cercetate însă fibră cu fibră, cu un obiectivputernic (7 a Reichert), se constată că avem de-a face cu fibre de cvarț răsucit (umdrehte Quarz), sau poate calcedonită răsucită, în sensul întrebuințat de LACROIX[2]) (fig. 24). Printre fibre se văd ace fine de ilmenit, mici octaedri de magnetit și rari foițe de hematit.



Fig. 24. Fibră de cvarț răsucit

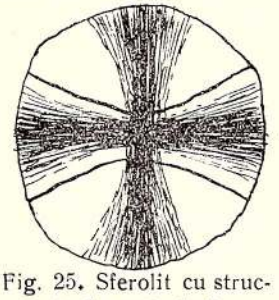


Fig. 25. Sferolit cu structură particulară

In unele pizolite se observă un început de granulare a structurei fibroase; în acest caz se separă — între alte produse — și mici sferolite de un aspect cu totul particular; nu sunt fibroase, ci conțin numai foarte fine inclusiuni dispuse radial; iar între nicolii în cruce apar formate din 4 sectoare, dintre cari numai două comunică între dânsele, celelalte nu se ating (fig. 25); dau o cruce neagră nu tocmai netă; refringența e mai mare ca a ortozului și aproape de acea a cvarțului (metoda Becke); au caracterul optic negativ în senz radial; așa că par a fi de calcedonie. — Se găsesc și pseudo-sferolite,

[1]) DUPARC et PEARCE. Les phorphyres quartzifères de Val Ferret Ann. de sc. phys. et natur. (No. 1, 1897).

[2]) LACROIX Minéralogie de la France.

Institutul Geologic al României

cari nu oferă crucea neagră între nicolii în cruce, din cauza amestecului de fibre de cvarț limpede și de feldspat tulbure, care se poate urmări fibră cu fibră. Când apele circulatorii au spălat conținutul feldspatic al pseudosferolitului, acesta rămâne cu structura cavernoasă.

Invălișul pizolitelor este de calcedonie, sau de opal ceace le dă o rezistență mai mare la acțiunea agenților atmosferici, decât restul materialului porfiric, așa că pizolitele se prezintă în relief pe suprafața rocei expuse la aer.

Rocile cu structura porfirului molar prezintă un material porfiric mai adânc remaniat. Silicifiarea o întâlnim și în masa rocei eruptive unde a dat naștere la mici sferolite limpezi de calcedonie cu o perfectă cruce neagră (v. Pl. II, fig. XV); ori s'a depus în numeroasele spații goale, adevărate Mandelsteinstruktur, cari dau rocii aspectul buretos. In acest caz pereții sunt căptușiți cu un cvarț fibros, dispus în foițe sau panașuri (poate calcedonită în senzul lui Lacroix?), peste care s'a depus calcedonie limpede, zonară, în sferolite formate de fibre fine și lungi, cari dau o perfectă cruce neagră între nicolii în cruci (v. Pl. II, fig. XIV). Dacă a mai rămas în mijloc spațiu liber și s'a păstrat comunicarea cu exteriorul, atunci s'a depus cvarț granulitic (v. Pl. V, fig. XXXIV). Alte ori s'a depus agath în zone paralele, cari iau înfățișarea unor desemne fine. Opalul este în general feruginos, colorat în brun și cu aspect cornos; e izotrop. In câteva cazuri se găsește și un natrolith ferifer, galben-auriu, cu structură concreționară; dar se găsește și cristalizat în prizme scurte cu stângerea dreaptă.

Compoziția chimică a acestor roci este:

Media analizelor a 2 roci

SiO_2	81.27
TiO_2+ZrO_2	0.13
P_2O_5	urme
Al_2O_3	10.02
Fe_2O_3	1.31
FeO	0.65
MnO	—
CuO	nu conține
CaO	0.58
MgO	0.07
K_2O	4.77
Na_2O	2.66
H_2O (până la 110°)	0.18
P (perdere dela 110° la roș)	0.35
Suma	101.99

După *Osann:* $s=85.50$, $a=21$, $c=1$, $f=8$

Aparține tipului de liparit dela Betrandoka, Madagascar:

$s=80.5$, $a=20$, $c=2$, $f=8$

Institutul Geologic al României

d.) Roci metamorfice.

1. Porfiroizi.

Nu poate fi vorba aici de studiul mineralogic și petrografic al tuturor rocilor metamorfice din regiunea Camenei, ci numai de porfirele metamorfozate prin acțiuni dinamice și prin intervenirea apei. Urmele unei intense activități dinamometamorfice se constată aproape peste tot în porfirele dela Camena, mai ales în apropierea liniei de fractură; ea a fost menționată în studiul petrografic al diferitelor porfire și nu vom reveni aici asupra acelor efecte cari n'au reușit a schimba caracterul general al rocei, ci vom studia sub numele de porfiroizi numai acele porfire, cari devenind șistoase prin dinamometamorfism manifestă toate schimbările datorite acestei acțiuni. Asemeni porfiroizi ar putea fi numiți prin analogie și ortosericitșisturi.

Porfiroizii propriu ziși se întâlnesc numai în două mici filonașe groase până la 40 cm., unul între granofirul din Buzalâc și conglomeratele de Carapelit din colina 141 m, celălalt ceva mai departe, străbate stratele devonice din Bechir-ceaïr (cota 192).

Ele au o structură șistoasă paralelă, de culoare verzue-spălăcită; iar sub microscop se văd mineralele devenite șistoase și orientate; cristalii de cvarț sunt sfărâmați și iau forma lenticulară; ei au stângerea undulătoare; pe când acei de feldspat plagioclaz au rămas din loc în loc ca ochiuri, în jurul cărora se încovoiază foițele de sericit, destul de abondent, format pe seama plagioclasului, apoi ceva chlorite și limonit în cuiburi, rezultând din oxidarea piritelor.

Porfiroizii se deosebesc lesne, mai ales sub microscop, și de așa zisele Bandporphyre, cari se întâlnesc ca facies marginal al granofirelor; căci aceste din urmă, deși au minerale orientate și dispuse paralel, nu prezintă nici urmă de șistosizare, sau de sericitizare, sau de orice altă acțiune dinamometamorfică. Dacă într'o zonă predomină mineralele de fer, în alta cvarțul s. m. d. ceeace dă aspectul zonar rocei, aceasta se datorește numai condițiilor fizico-chimice deosebite, în care se găsia în timpul consolidării și faptului unei repezi solidificări la suprafață, care a determinat migrarea mineralelor consolidate către crusta deja formată.

2). Amfibolite — Hornblendite.

Dealungul zonei de șisturi cristaline, pe linia de încălecare Baș-punar-Ciamurli, pe lângă micașisturi, cvarțite, șisturi sericitoase și epidotizate, apar spre E, în apropierea porfirului, numeroase pături și bancuri de amfibolite, mai mult sau mai puțin șistosizate, orientate după direcția generală a șisturilor cristaline (la Baș-punar N50°—60°W, la Ciamurli N30°—35°W) și groase dela câțiva cm. până la 8 m. Ele sunt în gene-

Institutul Geologic al României

ral șistoase; numai în unele filoane mai groase, de câțiva metri, în părțile lor mijlocii, aspectul șistos dispare aproape cu totul, luând înfățișarea unei roci cu structura fin grăunțoasă, ca a unor adevărate diorite.

Sunt de culoare verde-negricioasă, uneori mate, obișnuit cu strălucire mătăsoasă datorită bogăției în cristali de hornblendă (65—80%). Rocile cu aspectul dioritelor sunt mai aspre la pipăit, pe când acele șistoase sunt cu atât mai moi, cu cât șistozitatea e mai înaintată.

In afară de cristalii lungi (până la 1 cm.) de amfibol se pot distinge — cu ochiul liber, sau cu lupa — puțin feldspat alb și mai puțin cvarț sticlos, incolor.

Amfibolitele sunt uneori străbătute de filonașe pegmatitice, cari produc frumoase digitații și pături albe și rozatre în masa de coloare închisă a amfibolitului; când predomină roca pegmatitică, se produc adevărate Garben-Amphibolite, cum se găsește la câteva sute de metri spre N de mina Altân-Tepe.

Sub microscop. Amfibolitele se prezintă hollocristaline cu cristali relativ mici, afară de acei de hornblendă. Au o structură variabilă după gradul de șistuozitate, dela structura șistoasă perfect orientată și flexuată, până la structura gneiss-granitică, sau chiar granitică în exemplarele puțin metamorfozate (v. Pl. IV fig. XXVIII). Pretutindeni se observă efectele unui puternic dinamometamorfism, precum structura șistoasă orientată, încovăerea și ruperea cristalilor, extincția undulătoare chiar și în cristalii de amfibol.

Mineralul predominant ($^3/_4$ din rocă) este o hornblendă verzue, policroică dând:

ng=verde albăstriu
nm=verde-palid
și *np*=galben-verziu-palid

Nu are contururi cristaline regulate. Prezintă urmele caracteristice de clivaj după *m* (110), cu unghiul de 56° între dânsele. Alungirea optic pozitivă. Stângerea după *ng* în secțiuni cât mai aproape paralele cu g_1 (010) este de maximum 18°.

Prezintă adesea, mai ales în tipurile șistoase, macle după h_1 (100); în macle, când stângerea e simetrică, are valoare de 18°—19°. Birefringența e ridicată, dând colori vii de interferență. Din aceste date se vede că este o hornblendă comună, în parte feriferă. Cristalii sunt adesea rupți, sau cel puțin cu crăpături transversale. Cuprinde ca inclusiuni: alți cristali mai mici de hornblendă cu altă orientare ca a gazdei, grămăgioare de grăunțe de magnetit, mici și rari foițe de hematit, grăunțe mici de feldspat.

Feldspatul este de obiceiu un plagioclaz foarte fin maclat după

Institutul Geologic al României

legea albitului, uneori combinat cu macla de Karlsbad, având în raport cu cvarțul (după metoda F. Becke):

$$n'g > \omega$$
$$n'p < \varepsilon$$

In secțiuni cu stângerea simetrică au dat unghiul de stângere, în raport cu urmele planurilor de maclă a albitului, de $22^1/_2{}^0$. Cum nu s'au făcut alte determinări, am avea deaface — probabil — cu un oligoclaz bazic — andezin acid.

In general cristalii de feldspat sunt mici, fără contur cristalin regulat și sunt adesea transformați în caolinit fibros, cu birefrigența relativ ridicată; apoi cu materialul furnizat de hornblendă a dat naștere la chlorite, mai ales la chloritoid, sub forma de foițe slab colorate galben-verziu, cu refringența egală sau ceva mai mare ca a hornblendei și cu birefringența destul de ridicată, dând prin interferență — în anumite direcții — o frumoasă coloare albastru-siniliu.

Unele amfibolite cuprind și ortoz, pe lângă plagioclaz; acestea ar fi adevărate monzonite[1]).

Cvarțul e relativ în mică cantitate, uneori putând să și lipsească. E allotriomorf, mulând celelalte minerale; cuprinde incluziuni gazoase și din celelalte minerale constituente ale amfibolitelor. Mai rar se găsesc pirite, probabil cuprifere, dat fiind că în compoziția amfibolitelor intră și cuprul; mici grăunțe neregulate de pyroxen, ace de apatit; mai rar sfen și zircon.

Compoziția chimică a amfibolitelor-horublendite este:

	Amfibolite șistoase (media analizelor a 2 roci)	Amfib. cu struct. dioritică (o analiză)	Amfibolit 2) (analiză din studiul d-lui C. Motaș)
SiO_2	49.09	50.34	52.10
Al_2O_3	15.30	16.13	21.47
Fe_2O_3	1.89	8.12	5.03
FeO	6.79		1.25
MnO	0.26	0.69	n. d.
CuO	0.08	urme	n. d.
CaO	12.89	13.51	9.54
MgO	8.74	9.42	5.62
K_2O	0.38	0 42	0.88
Na_2O	2.72	2.57	2.13
H_2O (până la 110°)	0.16	0.18	0.90[3]
P (perdere dela 110° la roș)	0.72	0.78	

[1]). F. RINNE, Etude pratique des Roches, od. franc. pg. 493.
[2]). De DR. DONATH (Leipzig) v. C. MOTAȘ. Die Tuffitzone, etc. l. c. 1913).
[3]). S'au dozat și TiO_2=0.16 % și SnO_2=0.07 % (v. l. c.).

Institutul Geologic al României

Summa . . . 98.92 . . . . . 102.16 . . . . . 99.15[1])

După OSANN: $s = 51.54$, $a = 2.0$, $c = 5.5$, $f = 22.5$

Ar fi un tip apropiat de: diorit-gabbroul de la Val Scala: $s = 56.14$, $a = 4.5$, $c = 6.0$, $f = 19.5$ și de hornblendita dela Alter Pedroso: $s = 58$, $a = 6.5$, $c = 0$, $f = 23.5$

Analizele chimice pun în evidență, că deși diferite ca aspect, avem de a face cu un singur tip de amfibolite, în care metamorfismul dinamic a produs o șistosizare mai mult sau mai puțin pronunțată.

Deși cuarțifere — nu toate — amfibolitele dela Camena stau la limita dintre rocile neutre și acele bazice; ele sunt mai bazice decât obișnuitele diorite cvarțifere. Se găsesc mai curând în categoria dioritelor cu amfibol.

In ce privește chestiunea originei acestor amfibolite, ea a mai fost pusă în discuțiune. R. PASCU, cel dintâi, le consideră ca diorite șistosizate[2]) cărora le atribue metamorfismul șisturilor verzi între Camena și Ciamurli, cum și origina zăcământului minier dela Altân Tepe.

L. MRAZEC[3]) consideră amfibolitele ca făcând parte din aureola de diferențiare a masivelor granitice. Cele dela Baspunar-Camena ar proveni din o magmă dioritică de adâncime, fiind niște faciesuri de diferențiare împreună cu diabaz-porfiritele, pegmatitele și cvarțul.

G. MACOVEI[4]), G. MURGOCI[5]) si C. MOTĂȘ[6]) le consideră deasemeni ca diorite și cvarț diorite metamorfozate.

In general amfibolitele se găsesc intercalate în șisturile cristaline, mai ales în Alpi, și sunt obișnuit în legătură genetică cu roci eruptive bazice[7]), și ca atare trebuesc considerate în legătură cu o magmă dioritică de adâncime.

In Dobrogea de N se cunosc și în alte localități amfibolite; așa la Orliga-Sărăria, unde sunt însoțite de micașisturi, cvarțite și filoane pegmatitice, cași la Baspunar-Camena-Ciamurli; apoi pe linia Priopcea, Megina-Raman Baïr-Iskiaculak și mai departe în Romancula și Kiutukluc. Dar, pecând amfibolitele din Priopcea provin, prin metamorfism

---

1). Analiza citată din lucrarea d-lui C. MOTĂȘ s'a făcut, probabil, pe o probă în parte alterată; așa s'ar explica raportul nefiresc de FeO și Fe_2O_3, cum și logația relativă de Al_2O_3 și cantitățile mai mici $Ca\,O$ și de $Mg\,O$.

2). R. PASCU. Geolog. Studien über Erzlagerst. etc, l. c. (1908).
IDEM. Anuarul Inst. Geol. al României III (1909) și VIII (1914).

3). L. MRAZEC. Dări de seamă ale Șed. Inst. Geol. al Rom. III (1912).

4). G. MACOVEI. „ „ „ „ „ III (1912).

5). C. MURGOCI. Cercetări geologice în Dobrogea nordică.

6). C. MOTĂȘ. Die Tuffitzone, etc, l. c. (1913).

7). F. RINNE. Etude pratique des Roches ed. II franc. pg. 917.

Institutul Geologic al României

de injecție, din filite calcare, cum a dovedit D. ROTMAN [1]); origina eruptivă a amfibolitelor dela Başpunar-Camena-Ciamurli nu poate fi pusă la îndoială, pentrucă atât compoziția mineralogică, cât și structura petrografică a lor ni le prezintă ca roci în legătură cu o magmă de profunzime, cari au fost injectate pătură cu pătură printre șisturile cristaline și în urmă au suferit o acțiune dinamometamorfică.

Nu poate fi vorba să fie calcare dolomitice metamorfozate, căci nu se cunosc în aceste amfibolite minerale datorite metamorfismului de contact, ca wollastonitul, tremolitul, etc, cari obișnuit însoțesc fenomenele de metamorfism chimic al rocilor calcare. In Priopcea-Megina se observă bine fazele intermediare de transformare a filitelor calcare pânăla trecerea lor în amfibolite.

Rămâne deci neîndoios, că amfibolitele din zona de sisturi cristaline dintre Camena și Ciamurli sunt de origină eruptivă provenind din diorite și diorite cvarțifere prin metamorfism dinamic.

CAP. V

Studiul chimic al rocilor eruptive dela Camena.

Acest studiu s'a făcut prin numeroase analize asupra 25 roci, reprezentând diferite tipuri de porfire și alte roci eruptive din regiunea Camena. Nu intră în acest studiu o analiză de feldspat, cum și analizele de calcare, despre care ne-am ocupat la locul cuvenit. In general s'au analizat roci proaspete; unele dintre ele însă, ca rocile cu No. 532, 237 397 și 520 arătau un început de alterare a feldspatelor, ceace se traduce în analize prin un exces notabil de Al_2O_3 față de alcaline. Analiza rocei cu nr. 460 s'a făcut și asupra pastei porfirice, pe lângă acea a rocei întregi; iar analiza rocei cu nr. 235 a avut loc numai asupra unui pizolit izolat din masa rocei eruptive.

Mersul general al analizelor s'a făcut după indicațiunile din tratatul cunoscut al lui MAX DIETRICH [1]); afară de unele separațiuni și dozagii, ca separarea și dozarea CuO, Fe_2O_3, MnO, CaO, MgO, și FeO, pentru cari am urmat indicațiunile din W. F. HILLEBRAND [2]); deoarece pentru aceste dozagii, metodele descrise în HILLEBRAND, duc la rezultate analitice mai reușite, iar pe de altă parte pentrucă dozarea CuO nu este cuprinsă în tratatul lui DIETTRICH [3]).

Dela metodele analitice clasice, descrise în tratatele autorilor ci-

1). D. ROTMAN. Masivul eruptiv dela Greci pg. 29 (1914).
2). W. F. HILLEBRAND. The analysis of silikate and carbonate rocks. 1910.
3). M. DIETTRICH. Gesteinsanalyse.

Institutul Geologic al României

taţi, m'am abătut în anume puncte, acolo unde studii recente duc la modificări cu rezultate mai bune, sau chiar propria experienţă m'a condus la unele modificări. Aşa la separarea Al_2O_3 şi Fe_2O_3 de MnO şi CuO am transformat oxizii în azotaţi, tratând precipitatul de hidraţi, obţinut cu NH_3, cu o soluţie de $NO_3H.7N$[1]); în adevăr din soluţia de azotaţi separarea MnO şi CuO, complect oxidate, este mai bine asigurată, decât procedeul cu apă oxigenată, care provoacă mici pierderi.

TiO_2 şi ZrO_2 s'au dozat în genere împreună; numai în rocile în cari analiza microscopică arată o cantitate relativ mare de ilmenit s'au dozat separat aceşti oxizi. Pentru a asigura o mai deplină separare a ZrO_2, masa calcinată de Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 şi ZrO_2 se topeşte cu $NaHSO_4$, înloc de $KHSO_4$

In ce priveşte dozarea lui FeO s'a făcut prin metoda TREADWELL descrisă în HILLEBRAND. Alcalinele s'au dozat după metoda LAWRENCE SMITH, descrisă în DIETTRICH, cu oarecare mici modificări. Aşa, am observat că întrebuinţând, pe lângă CO_3Ca, cantităţi egale de rocă în pulbere şi de NH_4Cl, disocierea feldspaţilor alcalini nu era totală; rămânea aproape în totdeauna o cantitate de feldspaţi nedescompusă. Aceasta se datora, fie unei încălziri prea repezi — cum e indicat în DIETTRICH — ceeace provoacă volatilizarea unei părţi din clorura de amoniu, înainte de a intra în reacţiune cu silicaţii rocei; fie din cauza cantităţilor relativ mari de alcaline — peste $8^0/_0$ — ce intră în compoziţia porfirelor cvarţifere dela Camena; fie mai curând din ambele cauze, cari sunt de altfel în legătură. De aceea au fost încercate numeroase analize pentru alcaline, pânăce s'a ajuns la rezultate stabile pentru dozarea lor. Aceste încercări m'au condus la 2 mici modificări de adus metodei, aşa cum e descrisă în Diettrich; pe deoparte se încălzeşte creuzetul-degetar de platină, în care se produce reacţiunea timp de 2 ore (nu $^1/_4$ oră!) la flacără mică, urmată de o încălzire de 50 minute la flacăra puternică a unui bec mare Teclu; pe de altă parte am întrebuinţat o cantitate de clorură de amoniu odată şi jumătate ori mai mare decât cantitatea de rocă ce servea de analiză (nu cantităţi egale!) Numai aşa am obţinut rezultate satisfăcătoare în analizele făcute.

Apa s'a dozat sub formă de pierdere totală prin calcinare la roş până la greutatea constantă, după încălzirea prealabilă — până la greutatea constantă—la 110° C.

Dăm alăturea în tabela I-a, componentele procentice, aşa cum au

---

[1]) Metodă practicată în Mineralog. Petrograph. Institut al Universit. din Viena.

Institutul Geologic al României

rezultat din analize ; iar în Tabela II-a acelaşi date analitice calculate la 100 de părţi.

Tabela II cuprinde şi o coloană cu greutatea specifică a fiecărei roci, la 17.5° C. Exceptând vitrofirul (13), a cărui gr. sp. este cea mai mică, 2 37, fapt în general observat la vitrofire, cari cuprind în sticla lor o însemnată cantitate de apă şi de gaze, cum şi porfirile datorite acţiunei hidrotermale, care cuprinzând cantităţi însemnate de calcedonie şi opal, au o greutate specifică ceva mai mică, 2.52 şi 2.54, celelalte porfire au toate greutatea specifică între 2 54 şi 2.61; granofirele şi felsofirele — microgranite având cea mai mare gr. sp., 2.581—2.61. In general se observă o strânsă legătură între variaţiunile greutăţii specifice şi acele ale cantităţilor corespunzătoare de oxizi de fer, cupru şi mangan (luate împreună sub formă de *FeO*, vezi tabela III):

Gr. Sp.	*FeO*	*Gr. Sp.*	*FeO*	*Gr. Sp.*	*FeO*
2 54	2.61	2.57	1.52	2.587	3.42
2.541	2.10	2.57	3.72	2.587	3.75
2.551	1.71	2.57	2.65	2.589	4.03
2.552	2.78	2.57	1.87	2.598	4.76
2.56	2.30	2.58	2.47	2.60	3.61
2.56	2.67	2.58	3.24	2.61	4.07

Din 18 exemple numai 3 nu urmează regula unei creşteri proporţionale a gr. sp. cu acea a cantităţilor corespunzătoare de FeO. Amfibolitele au greutatea specifică între 2.902 şi 2.938, cu menţiunea că aici creşterea gr. sp. merge cu gradul de şistosizare al rocei.

Din primele două tabele se pot urmări variaţiunile şi legăturile procentice între principalii constituenţi ai rocilor. Dela început chiar atenţiunea este atrasă de aciditatea excepţional de mare a cvarţ-profirelor dela Camena, între 71.17 (vitrofir) şi 83.56 (felsofir devitrificat), sau reduse în procente la 100 părţi rocă, între 70.05 (vitrofir) şi 82,36 (felsofir devitrificat); cele mai multe având între 75% şi 80% SiO_2, ceeace le pune nu numai în fruntea rocilor eruptive acide până astăzi analizate din Dobrogea, dar chiar printre cele mai acide roci eruptive cunoscute din lume. E drept că aciditatea acestor cvarţ-profire a crescut si prin depunerea, în mod secundar, în micele crăpături, destul de numeroase în rocă, a cvarţului granulitic, calcedoniei şi chiar opalului de către apele hidrotermale, a căror activitate post vulcanică se constată la fiecare pas în dykul porfiric dela Camena. Totuşi această depunere secundară de SiO_2 nu a putut să aducă rocei decât o sporire de cel mult 2% SiO_2; aşa că neglijând acest adaos, cvarţ-porfirele dela Camena rămân afară de mici excepţii — cele mai acide roci eruptive studiate până azi în Do-

Institutul Geologic al României

TABE

Compoziția procentică

No.	Felul rocei	No. rocei	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	P_2O_5	Al_2O_3
1	Porfir cv. microgranit	315	82.04	0.51		urme	8.77
2	id. id. id.	395	80.11	0.31		urme	9.35
3	id. id. id. (pastă) .	460	80.23	0.03		urme	9.28
4	id. microgranulit (aplit) . .	203	76,38	0.20		urme	12.46
5	id. id. id. . .	212	77.28	—	0.13	urme	11.13
6	id. microgranit-granofiric .	532	80.27	1.14		urme	7.76
7	id. id. id. .	237	78.59	0.70		urme	10.34
8	id. id. id. .	373	79.45	urme	—	urme	10.12
9	id. id. id. .	319	76.13	1.25		urme	9.90
10	id. id. id. .	228	76.30	0.13	n. d.	—	10.65
11	id. Granofir	231	77.05	—	0.02	0.04	9.90
12	id. id.	393	74.94	0.93		—	10.39
13	id. id.	179	75.52	urme	0.05	—	11.62
14	id. id.	416	75.70	0.06	0.39	urme	11.63
15	id. felsofir-microgranit. . .	397	74.98	0.83	n. d.	urme	10.97
16	id. felsofir devitrificat verde	328	78.82	—	0.54	urme	10.36
17	id. id. id. negru	344	8. 5 6	0.04	—	—	7.99
18	Vitrofir	13	71.17	n. d.	urme	—	10.81
19	Sferolit (pizolit) granofiric . .	235	78.23	0.24		—	10.31
20	Porfir cv. filonian microgranit cu biotit	81	74.94	0.26		urme	13.26
21	id. cu fenom. hidrotermale .	352	80.00	0.26	—	urme	10.45
22	id. id. id. .	520	82.54	—	—	urme	9.58
23	Amfibolit	471	50.34	n. d.	—	n. d.	16.13
24	Amfibolit	469	48.53	n. d.	—	n. d.	16.40
25	Amfibolit	785	49.65	n. d.	—	n. d.	14.19

[1]) Incălzită substanța până la 110° C. până la greutatea constantă.
[2]) Incălzită substanța în aer dela 110° C pânăla roș și pânăla greutatea constantă.
[3]) Cuprinde mici cantități de CO_2.
[4]) Ca Fe_2O_3)

Institutul Geologic al României

L A I-a

(în greutate) a rocilor analizate

Fe_2O_3	Fe O	Mn O	Cu O	Ca O	Mg O	K_2O	Na_2O	S	H_2O^+	P [2]	Suma
1.00	1.24	urme	0.19	0.09	urme	6.29	1 09	urme	0.37	0.18	101.67
2.49	0.58	urme	0.05	0.50	0.28	6.27	1.25	urme	0.05	0.07	101.53
3.58	0.25	0.16	0.04	0.95	0.44	5.92	1.23	urme	0.12	0.38	102.60
2.51	0.42	urme	0.45	0.67	urme	8.27	0.77	—	—	0.06	102.19
0.72	0.98	urme	0.26	0.43	0.23	6.15	1.09	—	0.12	0.84	99.38
4.23	0.35	0.36	0.09	1.21	0.29	4.37	1.37	urme	0.09	0.22	101.78
1.36	0.15	0.30	0.06	1.51	0.69	6.71	1.76	—	0.09	0.41 [3]	102.67
2.92	0.37	—	0.03	0.79	0.50	7.66	0.61	—	0.09	0.42 [3]	102.96
4.08	0.17	urme	n. d.	1.21	0.53	8.06	0.69	urme	0.12	n. d.	102.13
4.45	0,11	n. d.	urme	0.70	0.43	7.27	0.81	urme	0.10	n. d.	100.59
3.72	0.62	n. d.	urme	0.23	0.10	7.04	0.94	urme	0.17	0.24	100.07
3.90	0.43	urme	0.13	0.23	0.29	6.19	0.68	urme	0.17	0.83	99.61
3.82	0.85	urme	0.27	0.37	0.13	8.22	1.56	urme	0.05	0.40	102.86
2.19	0.53	0.02	0.18	0.27	0.06	4.49	3.54	n'are	0.06	0.36	99.38
4.29	1.29	urme	0.15	0.37	0.08	3.71	4.21	urme	0.15	0.30	101.33
1.47	0.41	urme	0.18	0.34	0.19	4.49	2.57	urme	0.14	0.45	99.96
2.30	0.34	urme	0.23	0.41	0.58	3.86	2.23	—	0.04	0.32	101.90
4.43 [4]		urme	0.11	2.18	0.33	4.61	3.11	—	2.03	2.82	101.60
1.63 [4]		—	0.65	0.49	0.35	7.24	1.19	urme	—	0.32	100.65
2.07	0.38	urme	0.11	0.48	0.15	6.36	3.53	urme	0.13	0.43	102.10
2.04	0.67	n. d.	urme	0.53	0.13	4.48	2.83	—	0.19	0.02	101.60
0.57	0.64	—	—	0.62	urme	5.06	2.60	—	0.16	0.67 [3]	102.14
8.12 [4]		0.69	urme	13.51	9.42	0.42	2.57	urme	0.18	0.78	102.16
1.34	6.74	0.26	0.10	12.89	8.66	0.23	2.67	urme	0 10	0.67	98 59
2.44	6,84	0.26	0.06	12.90	8 82	0.52	2.78	urme	0.23	0.77	99.48

Institutul Geologic al României

TABE

Compoziție procentică (în greutate) calculată

No.	Felul rocei	No. colec.	Greutatea specifică[1]	Si O_2	Ti O_2	Zr O_2	P_2O_5
1	Porfir cvarțifer microgranit .	315	2.572	80.79	0.50		urme
2	id. id. id. . .	395	2.54	78.90	0.31		urme
3	id id. id. (pastă)	460	2.585	78.14	0.03		urme
4	id. id. microgr. (apliat)	203	2.552	74.76	0.20		urme
5	id. id. id. id. .	212	2.585	77.82	—	0.13	urme
6	id. id. microgr. granofir	532	2.589	78.89	1.12		urme
7	id. id. id. id. .	237	2.57	76.56	0.69		urme
8	id. id. id. id. .	373	2.56	77.17	urme	—	urme
9	id. id. id. id. .	319	2.587	75.07	1.22		urme
10	id. id. id. id.	228	2.57	75.59	0.13	n. d.	—
11	id. id. granofir . . .	231	2.60	77.00	—	0,02	0.04
12	id. id- id.	393	2.587	74.96	0.93		—
13	id. id. id.	179	2.581	73.34	urme	0.05	—
14	id. id. id.	416	2.61	75.83	0.06	0.39	urme
15	id. id. felsofir-microgr.	597	2.598	73.94	0.82	n, d.	urme
16	id. id. felsofir divitrificat verde	328	2.551	78.85	—	0.54	urme
17	id. id. id. id. negru	344	2.56	82.36	0.04	—	—
18	id. id. vitrofir	13	2.37	70.05	n. d.	urme	—
19	Sferolit (pizolit) granofiric . .	235	2.579	77.73	0.24		—
20	Porfir cv. filonian microgranit cu biotit . . .	81	2.541	73.41	0.26		urme
21	id. id. cu fenomene hidro-termale	352	2.54	78.94	0.26	—	urme
22	id. id. id. id.	520	2.52	80.84	—	—	urme
23	Amfibolit-diorit	471	2.902	49.29	n. d.	—	n. d.
24	Amfibolit	469	2.938	49.23	n, d.	—	n. d.
25	Amfibolit	785	2.932	49.90	n. d.	—	n. d.

[1]) la 17° C.
[2]) ca Fe_2O_3.

Institutul Geologic al României

LA 2

la 100 p. a rocilor şi greutatea lor specifică.

Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CuO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	S	H_2O	P	Obs.
8.28	0.98	1.22	urme	0.19	0.09	urme	6.22	1.03	urme	0.35	0.08	
9.21	2.45	0.58	urme	0.05	0.49	0.27	6.18	1.23	urme	0.05	0.28	
9.02	3.50	0.25	0.16	0.04	0.92	0.43	5.87	1.19	urme	0.12	0.36	
12.19	2.46	0.41	urme	0.44	0.66	urme	8.06	0.76	--	—	0.06	
11.22	0.72	0.98	urme	0.26	0.43	0.23	6.16	1.09	—	0.12	0.84	
7.63	4.15	0.34	0.34	0.09	1.19	0.29	4.30	1.35	urme	0.09	0.22	
10.08	1.32	0.15	0.29	0.06	1.47	0.67	6.53	1.71	--	0.08	0.39	
9.83	2.84	0.37	—	0.03	0.75	0.47	7.45	0.61	—	0.08	0.40	
9.08	3.99	0.17	urme	n. d.	1.17	0.52	7.99	0.67	n. d.	0.12	n. d.	
10.54	4.41	0.11	—	urme	0.70	0.43	7.19	0.80	urme	0.10	n. d.	
9.88	3.71	0.62	n. d.	urme	0.23	0.10	7.02	0.94	urme	0.17	0.24	
11.05	3.99	0.43	urme	0.13	0.23	0.30	6.27	0.68	urme	0.17	0.84	
11.29	3.72	0.83	urme	0.27	0.37	0.13	8.02	1.52	urme	0.05	0.38	
11.65	2.19	0.53	0.02	0.18	0.27	0.06	4.78	3.68	urme	0.06	0.36	
10.82	4.22	1.27	urme	0.15	0.37	0.08	3.66	4.22	urme	0,15	0.30	
10.36	1.47	0.41	urme	0.18	0.34	0.19	4.50	2.57	urme	0.14	0.45	
7.39	2.25	0.34	urme	0.23	0.40	0.37	3.85	2.41	—	0.04	0.32	
10.65	4.36 [2]		urme	0.11	2.19	0.32	4.51	3.06	—	2.00	2.78	
10.24	1.62 [2]		n. d.	0.64	0.49	0.35	7.19	1.18	urme	—	0.32	
12.90	2.03	0.38	urme	0.11	0.47	0.15	6.23	3.44	urme	0.13	0.41	
10.31	2.01	0.66	--	urme	0.53	0.13	4.42	2.79	—	0.19	0.02	
9.17	0.57	0.63	--	—	0.61	urme	5.06	2.51	—	0.16	0.45	
15.79	7.95 [2]		0.68	—	13.19	9.21	0.41	2.53	—	0.18	0.77	
16.58	1.33	6.82	0.26	0.10	13.43	8.73	0.28	2.70	—	0.10	0.69	
14.36	2.45	6.86	0.26	0.06	12.94	8.84	0.52	2.79	--	0.23	0.77	

Institutul Geologic al României

brogea [1]). In acelaş timp se remarcă cantităţile mici de CaO şi de MgO, fapt în deobşte cunoscut pentru rocile puternic acide [2]).

Deasemeni trebue relevată prezenţa constantă în aceste roci a CuO în cantităţi dozabile până la 0.64% în pizolitul granofiric, care pare, în mod excepţional, a fi reţinut o cantitate mai mare de mineralizatori, — fumerole cuprifere. REDLICH, cel dintâi, a pus în legătură prezenţa minereurilor cuprifere cu venirile de porfir [3]). Prezenţa CuO are o importanţă deosebită la Camena; deoarece toate sedimentele mai vechi venirei porfirului, ca şisturile cristaline dela W de dykul porfiric şi formaţiunile permocarbonifere, zise de Carapelit, sunt impregnate cu minereuri de fer si cupru, cari la Altân-Tepe s'au acumulat sub forma unor zăcăminte ce se exploatează [4]). Prezenţa minereurilor de cupru şi de fer nu trebue pusă în legătură cu venirile melanocrate de diorite amfibolite [5]); deoarece acestea nu au putut impregna cu soluţiuni de minerale întreaga masă a cvarţ-porfirului, ci mai curând amfibolitele, caşi şisturile cristaline, ce le cuprind, au fost impregnate cu sulfuri cuprifere; dovadă si prezenţa acestora în cantităţi minimale în amfibolite (0.06—0.10% CuO); iar în lentilele de amfibolite prea puţin metamorfozate, cu înfăţişarea unor diorite, nici nu s'a constatat existenţa CuO. Deaceea socotim că impregnarea sedimentelor paleozoice caşi formarea zăcământului minier dela Altân-Tepe este de natură epigenetică şi se datoreşte unei injecţiuni de soluţiuni de minereuri în legăutură cu venirea cvarţ-porfirului dela Camena [6]). De remarcat, că în porfirile datorite acţiunei hidrotermale nu se găseşte de loc, sau cel mult urme de CuO, şi aceasta probabil datorite materialului porfiric remaniat. Faptul se explică prin încetarea degajărei de fumerole sulfuroase în faza de activitate hidrotermală. Totodată această constatare este un nou argument, pe lângă acele aduse de R. PASCU din studiul formei zăcământului minier dela Altân-Tepe, împotriva ipotezei că acel zăcământ ar putea fi de origină hidrotermală post-vulcanică.

---

[1]) Granitele şi tonalitele dela Greci au între 64.90 şi 76,56% Si_2O; numai microgranitul are 78.59 (v. ROTMANN l. c.).

Alcaligranitele şi porfirele dela Iacobdeal şi Piatra-Roşie au între 62.44 şi 85.68 (ultima valoare e a unui porfir cvarţifer roz) ST. CANTUNIARI l. c.

Gneiss-granitul dela Măcin are între 66.52 şi 80.91 (ultima valoare e a unui pegmatit cu filonaşe de cvarţ) D. M. CĂDERE l. c.

[2]) F. RINNE. Etude pratique des Roches ed. II, pg. 312. Trad. franc. de L. Pervinquière.

[3]) K. A. REDLICH. Geologiche Studien in Rumänien II (p, 501).

[4]) R. PASCU. Geologiche Studien über Erzlagerstätten. etc. l. c. 1908.

[5]) R. PASCU. Zăcământul de minereuri dela Altân-Tepe. Anu. Inst. Geologic al României.

[6]) Cred că $Cu\,O$ trebue să să găsească şi în alte roci eruptive dobrogene anume în acele din vecinătatea şisturilor paleozoice împregnate cu minereuri de Cu.

Institutul Geologic al României

Deasemeni e vrednică de reținut observația făcută și la studiul microscopic (abondența excepțională de feldspați potasici și sodo-potasici), că analizele ne arată cantități relativ mari de K_2O față Na_2O, în proporție neobișnuită la nici o altă rocă eruptivă din cele analizate din Dobrogea, nici chiar la granitul-gneiss potasic dela Măcin[1]).

Iată raportul dintre oxizii alcalini la rocile eruptive dobrogene analizate până astăzi :

Porfirele cvarțifere dela Camena	dela	$\frac{4\,K_2O}{5\,Na_2O}$	până la	$\frac{12\,K_2O}{1\,Na_2O}$
Granite, tonalite, gabrouri, etc. dela Greci[2])	„	$\frac{1\,K_2O}{62\,Na_2O}$	„	$\frac{3\,K_2O}{2\,Na_2O}$
Alcali-granitele, aplitele și sienitele dela Mt. Carol	„	$\frac{1\,K_2O}{4\,Na_2O}$	„	$\frac{5\,K_2O}{4\,Na_2O}$
Porfirele dela Mt. Carol—Piatra Roșie[3])	„	$\frac{1\,K_2O}{7\,Na_2O}$	„	$\frac{1\,K_2O}{1\,Na_2O}$
Granitul-gneiss și pegmatit-aplitele dela Măcin	„	$\frac{5\,K_2O}{4\,Na_2O}$	„	$\frac{2\,K_2O}{1\,Na_2O}$
Granit-gneissul dela Carcaliu[4])	„	$\frac{1\,K_2O}{3\,Na_2O}$	„	$\frac{5\,K_2O}{4\,Na_2O}$
Amfibolitele dela Camena	„	$\frac{1\,K_2O}{12\,Na_2O}$	„	$\frac{1\,K_2O}{6\,Na_2O}$

Aceste rezultate ne arată că cvarț-porfirele dela Camena fac parte din faciesul potasic al marelui bazin magmatic dobrogean[5]).

Cantitățile de K_2O și Na_2O variază dela o rocă la alta, însă suma oxizilor alcalini — cu excepția rocei No. 532, care are feldspații cam alterați, deci alcalinele în parte spălate — variază prea puțin, între 6.26% și 9.67%; cele mai multe având suma alcalinelor între 7.5% și 8%, deci sunt roci puternic alcaline. Dacă feldspații câtorva dintre rocile analizate n'ar fi suferit un început de alterare, diferențele ar fi și mai mici. De remarcat, că bogăția în K_2O crește cu cât porfirul reprezintă un facies mai de profunzime; așa cvarț-porfirele microgranite și granofire, cari reprezintă, în cea mai mare parte,

[1]) D. M. CĂDERE. Notă asupra granitului dela Măcin. An Inst. Geologic al României IV, 1 (1910).

[2]) D. ROTMANN. Masivul eruptiv dela Greci. An. Inst. Geologic al Rom.

[3]) ST. CANTUNIARI. Masivul eruptiv Mt. Carol I—Piatra Roșie. An. Inst.

[4]) IDEM. Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. al Romăuiei VII (1915-16)
L. MRAZEC. Dări de seamă ale șed. Inst. Geol, al României III, pg. 136 (1912).

[5]) IDEM. Sur un granite à riebéckite et aegyrine de Turcoaia.

Institutul Geologic al României

adevărate roci hipabissale, au — cu excepția a două exemplare — valorile raportului $\frac{K_2O}{Na_2O}$ cuprinse înte $\frac{4\ K_2O}{1\ Na_2O}$ și $\frac{12\ K_2O}{1\ Na_2O}$; pe când cvarț-porfirele mai de suprafață, efusive, ca felsofirele și vitrofirele, au valorile acestui raport cuprinse între $\frac{2\ K_2O}{1\ Na_2O}$ și $\frac{3\ K_2O}{4\ Na_2O}$. Aceasta dovedește, că în magma primordială s'au produs diferențieri, în ce privește alcalinele, cari au putut da naștere și la plagioclazi acizi, alături de feldspații potasici și sodo-potasici, în zonele superioare ale dykului porfiric; pecând în adâncime magma se îmbogăția treptat în K_2O, față de Na_2O, ceeace a dat naștere la Camena — fapt excepțional pentru porfire — unor cvarț-porfire bogate în feldspați potasici. Aceste constatări de ordin chimic concordă pe deplin și cu observațiunile microscopice.

Micșorarea relativă a K_2O, cu cât ne apropiem de suprafața dykului porfiric, este un fenomen, care a mai atras atențiunea cercetătorilor; așa într'un studiu al lui KARL ERICH HAASE[1]) asupra unor porfire, ce prezintă și din alte puncte de vedere asemănări cu acele dela Camena, și cari porfire au străbătut sedimentele paleozoice din NW Thüringiei. Autorul, constatând îmbogățirea în Na_2O aproape de suprafața masivului eruptiv, nu împărtășește — în cazul studiat — părerea lui P. TERMIER, că fenomenul ar fi datorit metasomatozei, anume că prin alterare rocile eruptive ar pierde CaO îmbogățindu-se în alcaline cu ajutorul apei de înfiltrare. Cum pentru rocile din Thüringia apele de ploaie străbat o pătură subțire de sedimente, săracă în alcalii, K. E. Haase atribue mai curând îmbogățirea în Na_2O faptului că porfirele au fost acoperite de mările Zechsteinului, cari le-au transformat puternic; iar părțile transformate au absorbit o parte din sărurile de sodiu ale mării. Sau pădurile virgine de altă dată au absorbit la suprafață o parte din K_2O. Nu e cazul a adopta o explicațiune, sau alta, pentru cvarț-porfirele dela Camena, deoarece nu se observă numai o sporire relativă de Na_2O, sau numai o scădere relativă de K_2O; ci în acelaș timp se observă o scădere a cantității de K_2O și o sporire a celei de Na_2O. Deaceea cred, că mai curând avem la Camena un proces de diferențiare magmatică, fenomen observat și în alte masive eruptive din Dobrogea; așa în loccalitul dela Greci — după studiile lui D. ROTMAN[2])—bolta laccolitului este formată din o scorie micro-aluminoasă-magneziană, și o fumerolă în g e n e r e p e r s o d i c ă și e x c e p ț i o n a l m e g a s o d i c ă; pecând în partea centrală a laccolitului avem o scorie ferică până la slab magneziană și mega aluminoasă, iar fumerola este m e z o s o d i c ă - m e z o p o t a s i c ă; deci în profunzime masivul se îmbogățește în potasiu față de sodiu. A-

[1]) KARL ERICH HAASE. Die Gauverwandschaft der Ergussgesteine im Rotliegende des nordwestlichen Thüringerwaldes. Chemie der Erde, I, 4 (1915).

[2]) D. ROTMAN. Masivul eruptiv dela Greci. An. Inst. Geologic al Rom. VII, 1 (1913).

Institutul Geologic al României

deci în profunziune masivul se îmbogăţeşte în potasiu faţă de sodiu. Această constatare ar putea avea şi un înţeles mai larg: Granitul din Pricopan-Megina — despre care se afirmă că ar fi potasic — împreună cu gneiss-granitul dela Măcin, probabil şi granitul dela Atmagea şi Cicurova (acest din urmă e micaceu) şi cu cvarţ-porfirele dela Camena ar face parte oarecum din inima marelui masiv eruptiv dobrogean; având un facies potasic; pecând ivirile dela Greci, Iacobdeal, Piatra-Roşie ş. a. ar forma ca o aureolă cu facies sodic, ca separaţiuni magnetice marginale ale marelui bazin magnetic.

Tot în legătură cu îmbogăţirea în K_2O a unora dintre cvarţ-porfirele dela Camena, faţă de altele, merită a fi menţionată şi observaţiunea făcută de către Z. Rozen[1]), că în rocile vulcanice permiene din districtul Varşoviei, prin alterarea rocilor acide şi bazice în prima fază se constată o îmbogăţire în K_2O şi numai în faza următoare a transformărei, conţinutul de K_2O cade sub acel al rocei proaspete. Autorul a observat că în primul stadiu feldspatul rocei sufere o „potasificare" şi numai în faza a doua a alterării începe „caolinizarea". N'am putut urmări, dacă un fapt analog va fi avut loc în cvarţ-porfirele dela Camena.

In ce priveşte compoziţia pastei porfirice, faţă de acea a rocei întregi, am făcut o singură analiză de pastă (grundmasse), acea a rocei No. 460. Ea diferă prea puţin de analiza rocei întregi, aşa că se poate afirma că pasta are aproape compoziţia rocei întregi, afară de o uşoare sporire a oxizilor de fer şi a CaO şi MgO şi o oarecare scădere de K_2O, faţă de Na_2O, în pastă [2]).

In tabela III sunt calculate câturile moleculare înmulţite cu 1000, după procedeul Osann-Becke, adică calculate din datele procentice, aşa cum au rezultat din analize; iar câturile moleculare pentru Al_2O_3, Fe_2O_3 K_2O şi Na_2O s'au calculat după greutatea a $^1/_2$ moleculă din fiecare. Tabela III mai cuprinde şi procentele moleculare; acestea însă calculate după metoda mai nouă a lui Osann[3]), adică din câturile moleculare, calculate cum am arătat mai sus, cu deosebire că pentru Al_2O_3, Fe_2O_3,

1). Z. Rozen. Die ältere Laven des Grossherzogthum Warschau. Bull. de l'Acad. des sc. de Cracovie II, sem. No. 9 (1903),

2) Iată, în paralel, compoziţia rocei întregi şi a pastei pentru proba cu No. 460:

	Roca întreagă:	Pasta:
SiO_2	80.00	80.23
TiO_2	0.08	0.05
ZrO_2	0.04	
Al_2O_3	9.76	9.28
Fe_2O_3	2.65	3.58
FeO		0.25
MnO	urme	0.16
CuO	urme	0.04
CaO	0.17	0.95
MgO	0.09	0.44
K_2O	4.81	5.22
Na_2O	1.86	1.23

2) A. Osann. Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassification der Eruptivgesteine. Abh. der Heidelberger Akademie der Wissenschaften 2 v. (1919-20).

Institutul Geologic al României

TABE

Câtul molecular

No.	Felul rocei	No. colecției	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	$\frac{1}{2}Al_2O_3$	$\frac{1}{2}Fe_2O_3$	FeO
1	Porfir cvarțifer microgranit	315	1358.3	5.0		171.6	12.6	17.3
2	id id id	395	1326.3	3.1		183.0	31.2	8.1
3	id id id (pastă)	460	1328.3	0.3		181.6	44.9	3.5
4	id id micrognr. (aplit)	203	1264.6	2.0		243.6	31·5	5.9
5	id id id id	212	1279.5	—	1.1	217.6	9.2	13,7
6	id id mierogr.-granof.	532	1328.9	11.2		151.8	53.0	4 8
7	id id id id	237	1301.2	6.9		202.4	17 0	2.1
8	id id id id	373	1315.4	—	—	198.2	36.5	5.1
9	id id id id	319	1260.4	12.0		193.8	51.1	2 4
10	id id id id	225	1263.2	1.5	—	208.4	55.8	1.5
11	id id granofir	231	1275.7	—	0.2	193.8	46.9	8 6
12	id id id	393	1241.0	9.2		213.0	48.0	6.0
13	id id id	179	1250.3	—	0.4	227.6	47.9	11.9
14	id id id	416	1253.6	1.0	3.2	277.6	27.5	7.4
15	id id fels.-micrognan.	397	1241.4	10.4	—	214.8	53.7	18.0
16	id id fels.-dev. verde	328	1305.0	—	4.5	202.6	18.5	5.7
17	id id id id negru	344	1383.4	0.4	—	156.4	28.9	4 8
18	id id vitrofir	13	1182.5	—	—	211.7	55.7	
19	Sferolit (pizolit) granofiric.	235	1295.2	2.4		201.8	20.5	
20	Porfir cv. micr. fil. cu biotit	81	1240.7	2.5		259.6	25.9	5.3
21	Porfir cu fenom. hidroter.	352	1324.5	3.3	—	204.4	25.6	9.4
22	id id id	520	1366.5	—	—	187.6	7 2	9.0
23	Amfibolit diorit	471	833.4	—	—	315.6	102.2	
24	Amfibolit	469	803.5	—	—	321.4	16.5	93.9
25	Amfibolit	785	829.0	—	—	277.6	30.6	95.3

[1]) Calculat după metoda *Osann-Becke* (*F. Becke.* Chemische Analysen von Kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen.

Institutul Geologic al României

LA III^A

înmulțit cu 1000

MnO	CuO	CaO	MgO	$^1/_2$ K_2O	$^1/_2$ Na_2O	Suma	Procentul molecular						
							SiO_2	Al_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
—	2.4	1.6	—	133.4	35.2	1737.4	86.95	5.51	2.05	0 10	—	4.25	1.02
—	0.6	9.2	6.9	133.0	40.2	1741.5	85.03	5.85	2.61	0.59	0.44	4.25	1.23
2.3	0.6	16.9	10.9	125.6	39.6	1754 5	84.02	5 75	3.24	1.06	0.70	3.97	1.26
—	5.6	11.8	—	175.4	24.8	1766.3	82.05	7.87	2.78	0.78	—	5 69	0.83
—	3.2	7.7	3.1	130 6	35.4	1701.1	84.84	7.16	1.74	0.52	0 21	4.34	1.19
5.1	1.1	21.5	7.2	92.6	44.0	1721 3	84 98	4.82	4.03	1.37	0.46	2.94	1.40
4.2	0.8	26.9	17.1	142 2	56.6	1777.4	83.06	6.41	1.52	1.69	1.08	4.45	1.79
—	0.4	14.0	12.3	162.4	20.8	1767.0	83 57	6.30	2.67	0.89	0.78	5.15	0.64
—	—	22.3	13.1	161.0	22.0	1738.0	81.87	6 23	3.42	1.44	0.84	5.49	0.71
—	—	12.8	10.4	154.2	26.2	1736.2	82.14	6.75	3.72	0.84	0.69	5.00	0.86
—	—	4.2	2.5	149.4	30.2	1711.4	83.71	6.33	3.61	0.28	0.17	4.89	1.01
—	1.6	4.1	7.2	131.4	22.0	1684.4	83.31	7.05	3.75	0.27	0.48	4.39	0.75
—	3.4	6.6	3 2	176.4	50 2	1777.9	80.64	7.34	4.07	0.43	0.22	5.68	1.62
0.3	2.3	4.9	1.5	95.4	114.2	1738.9	82.80	7.43	2.47	0.32	0.10	3.14	3.74
—	1.8	6.6	1.9	78.6	129.6	1756.9	80.84	6.94	4.76	0.43	0.13	2.84	4.36
—	2.3	6.1	4.6	95.2	82.8	1727 3	85.18	6.59	1.71	0.41	0.30	3.11	2.70
—	2.9	7.3	14.3	81.8	71.8	1752.0	86.65	4.90	2.30	0.46	0.90	2.56	2.23
—	1.3	38.9	8.6	98.0	100.3	1697.0	79.26	7.12	3.44	2.62	0.59	3.29	3.34
—	8.2	8.7	8.7	153.6	38.4	1737.5	84.24	6.55	1.87	0.56	0.56	4.98	1.24
—	1.3	8.6	3.7	134.8	113.6	1796.0	80.62	8.43	2.10	0.56	0.24	4.37	3.68
—	—	9.4	3.2	95.0	91.0	1765.8	84.56	6.51	2.24	0.60	0.21	3.01	2.87
—	—	11.0	—	107.2	80.4	1768.0	86.42	5.93	1.03	0.70	—	3.38	2.54
9.6	—	230.0	233.4	8.8	82.8	1815.8	51.69	9.79	6.94	14.27	14.48	0.27	2.56
3.7	1.4	229.7	216.1	4.8	86.0	1777.0	51.17	10.18	7.40	14.61	13.73	0.17	2.74
3.7	0.8	229.9	220.0	11.0	89.6	1780.5	51.65	8.72	8.18	14.46	13.83	0.35	2.31

Institutul Geologic al României

K_2O și Na_2O s'au luat câturile calculate la molecula întreagă; iar Fe_2O_3 CuO și MnO s'au calculat împreună ca FeO, în procente moleculare de FeO.

In treacăt menționez, că pentru cvarț-porfirele dela Camena — afară de microgranitul cu biotit — calcularea Fe_2O_3 ca FeO ne îndepărtează de icoana reală a rocilor; întrucât în aceste cvarț-porfire nu există — în mod primar — alte minerale de fer decât hematit, magnetit și ilmenit. Această observațiune a făcut-o F. Becke și pentru rocile eruptive ce conțin riebeckit și aegyrin (chemische Analysen der Kristallinen Gesteine aus der Zentralkette der Ostalpen).

Din cercetarea acestei tabele ne putem da seama mai bine de raporturile moleculare și variațiunile lor între componentele diferitelor cvarț-porfire analizate. Iddings admite, că în rocile eruptive cantitățile de oxizi alcalini cresc sau descresc în raport direct cu acele corespunzătoare de SiO_2[1]). Tocmai faptul contrar are loc pentru majoritatea cvarț-porfirelor dela Camena. Tabloul de mai jos ne poate da o idee despre acest fapt, care de altfel se constată și la cele 25 analize de felsit și cvarț-porfire, dela Ilmenau și alte localități din Thuringia executate de către K. E. Haase și Laufer[2]).

Iată rezultatele pentru cv.-porf. dela Camena:

Procente moleculare de:		SiO_2	(K_2O+Na_2O)
Porfir cvarțifer	No. 13	79.26	6.25
„ „	„ 81	80.62	8.05
„ „	„ 416	80.64	7.30
„ „	„ 397	80.84	6.90
„ „	„ 319	81.87	6.20
„ „	„ 203	82.05	6.52
„ „	„ 228	82.14	5.86
„ „	„ 179	82.80	6.88
„ „	„ 237	83.06	6.24
„ „	„ 393	83.31	5.14
„ „	„ 373	83.57	5.79
„ „	„ 231	83.71	5.90
„ „	„ 460	84.02	5.23
„ „	„ 352	84.56	5.88
„ „	„ 212	84.84	5.53
„ „	„ 395	85.03	5.48
„ „	„ 328	85.18	5.81
„ „	„ 520	86.42	5.92
„ „	„ 344	86.65	4.79
„ „	„ 315	86.95	5.27

Faptul se explică, dacă ținem seamă de compoziția mineralogică a cvarț-porfirelor dela Camena. In adevăr, nu aem de a face cu roci în cari silicații să predomine. Afară de feldspați — cu excepția micro-

1) F. Rinne. Etude practique des roches (1912).
2) K. Erich Haase. Die Gauverwandschaft, etc. l. c.

Institutul Geologic al României

granitului filonian, care cuprinde și biotit — nu avem alte minerale e senţiale, decât o cantitate mică — și acea schimbătoare — de oxizi de fer și de titan; restul mineralelor accesorii nu contează; în schimb avem, o cantitate mare de cvarț, care uneori constitue mineralul predominant. Așa fiind, orice creștere a SiO_2 fiind datorită unui spor de cvarț, calcedonie, sau opal, aduce în mod firesc o scădere relativă a mineralelor de feldspat, deci și a cantităților corespunzătoare de alcaline; pecând scăderea de SiO_2 corespunzătoare feldspaților înlocuiți, este mai mică decât creșterea concomitentă a acestui component sub formă de oxizi de siliciu liberi.

Procentele moleculare de oxizi de fer, mangan și cupru, calculate împreună ca FeO, deși notabile sunt foarte schimbătoare, dela 1.03 până la 4.76. Nu se observă o anumită legătură cu celelalte constituente ale rocei, totuș par a fi până la un punct legate de cantitatea de feldspați; căci în general abondența Al_2O_3 și a alcalinelor coincide cu cantitățile relativ mai ridicate cu oxizi de fer. Faptul concordă și cu observațiunile microscopice; în adevăr, cea mai mare parte a oxizilor de fer se găsesc ca pigmenți colorători, fie în microlitele, fe în fenocristali de feldspat, mai ales în feldspații potasici și sodo-potasici.

Cantitățile de CaO și de MgO sunt prea mici, pentru a căuta raporturile cu celelalte constituente.

In tabela IV sunt cuprinse datele analitice calculate după A. Osann[1]). Raporturile *a*, *c*, *f*, sunt socotite la suma 30, după indicațiuni mai noi ale autorului [1]).

Tot în acest tablou sunt calculate și raporturile $SAlF$, $AlCAlk$ și NK, așa cum au fost propuse de către Osann [2]); iar rezultatele acestor 3 din urmă raporturi sunt înscrise în diagramele de la fig. 27 și 28 Raportul MC nu s'a mai calculat, neprezentând vre-un interes pentru cvarț-porfirele dela Camena, deoarece CaO și MgO sunt în cantități prea mici, MgO uneori în cantități nedozabile; așacă cele mai mici variațiuni procentice, inerente oricărei analize, atrag după dânsele schimbări mari în valorile raporturilor.

In 40% din numărul cvarț-porfirelor analizate avem un exces de Al_2O_3 asupra acizilor alcalini+CaO; însă în general escedentul e neglijabil pentru calculul elementelor triunghiului lui Osann, fiind sub 0.5 procente moleculare, iar cantitatea de CaO prea mică; numai în 2 cazuri (8% din numărul rocilor analizate) acest escedent este apreciabil; în ambele cazuri avem cvarț-porfire cu un început de alterare a feldspa-

1) A. Osann. Versuch einer chemischen Klassification der Eruptivgesteine F. M. P. M. XIX (1900).

2) Id Der chemische Faktor in einer naturlichen Klassification der Eruptivgesteine. Abh. der Heidelberger Akademied er Wissenschaften 2 v. 1919–20

Institutul Geologic al României

TABE

Constantele

No.	Felul rocei	coll. No.	A	C	F	s	a
1	Porfir cvarțifer microgranit	315	5.44	0.07	2.03	86.95	21.5
2	id. id. id.	395	5.48	0.59	3.05	85.03	18,0
3	id. id. id. (pastă)	460	4.73	1.02	3.98	84.02	15.5
	I. Media microgranitelor					*85 33*	*18.5*
4	Porfir cv. microgranulit (aplit)	203	6.52	0.78	2.78	82.05	19.5
5	id. id. id. id.	212	5.53	0.52	1.95	82.84	20.0
	II. Media microgranulitelor					*82.45*	*19.5*
6	Porfir cv. microgranit-granofiric	532	4.34	0.48	5.38	84.98	13.0
7	id. id. id. id.	237	6.24	0.17	4.12	83.06	18.0
8	id. id. id. id.	373	5.79	0.51	3.83	83.57	17.0
9	id. id. id. id.	319	6.20	0.02	5.66	81.87	15.5
10	id. id. id. id.	228	5.86	0.84	4.41	82.14	16 0
	III. Media microgranit-granof.					*83.12*	*16.0*
11	Porfir cvarțifer granofir	231	5.60	0.28	3.78	83.71	17.5
12	id. id. id.	393	5.14	0 27	4.23	83.31	16 0
13	id. id. id.	179	7.30	0.04	4.68	80.64	18.0
14	id. id. id.	416	6.88	0.32	2.57	82.80	22.0
	IV. Media granofirelor					*82.62*	*18 5*
15	(V) Porfir cv. felsofir-microgranit	397	6.90	0.04	5.28	80.84	17.0
16	id. id. id. devitrifcat (verde)	328	5.81	0.41	2 01	85.18	21.0
17	id. id. id. id. (negru)	344	4.79	0.11	3 55	86 65	17.0
	VI. Media felsofirelor-devitrificate					*85 92*	*19.0*
18	(VII) Porfir cvarțifer vitrofir	13	6.63	0.49	6.16	79.26	15.0
19	(VIII) Sferolit (pizolit) granofiric	235	6.22	0.33	2.66	84.24	20.0
20	(IX) Porfir cv. filonian microgr. cu biotit	81	8.05	0.38	2.52	80.62	22.0
21	id. id. cu fenom hidroterm.	352	5.88	0.60	2.45	84.56	19.5
22	id. id. id. id.	520	5.92	0.01	1.72	86.42	23.0
	X Media porfirelor cu fenom. hidrotermale					*85.49*	*21.0*
23	Amfibolit-diorit	471	2.83	6.96	28.73	51.69	2.0
24	Amfibolit	469	2.91	7.19	28.55	51.17	2.0
25	Amfibolit	785	2.66	6.06	30.41	51.65	2.0
	XI. Media Amfibolitelor					*51.50*	*2.0*

Institutul Geologic al României

LA IV

luî Osann

c	f	T	n	Tipul rocei	S Al F	Al C AlK	NK
0.5	8.0	0.14	2.2		27.5, 2, 0.5	15, 0, 15	2 2
1 0	11.0	—	2 3		27, 2, 1	14.5, 1.5, 14	2 2
1.5	13.0	—	2.7	Cvarț porfir *Kiirunavaara*, Suedia	26.5, 2, 1.5	14.5, 2.5, 13	2.7
1.0	*10.5*	—	*2.5*	s 78.5, a 17, c 1.5, f 115, seria β	*27, 2, 1*	*14 5, 1.5, 14*	*2 5*
2.0	8.5	0.57	1.3		26, 3, 1	15.5, 1.5, 13	1 3
2.0	8.0	1.10	2.2		26.5, 2.5, 1	16, 1, 13	2.2
2.0	*8.5*	—	*1.8*	Cvarț porfir *Kiirunavaara*, Suedia	*26, 3, 1*	*15 5, 1.5, 13*	*1.8*
1.5	15.5	—	3.2		26.5, 1.5, 2	13.5, 3.5, 13	3.2
0.5	11.5	—	2.9		26.5, 2, 1.5	13.5, 3 5, 13	2.9
1.5	11.5	—	1.2		26.5, 2, 1.5	14.5, 2, 13.5	1.2
0.5	14.0	—	1.2		26, 2, 2	13.5, 3, 13.5	1.2
2.0	12.0	0.05	1.5		26.5, 2, 1.5	15, 2, 13	1 5
1.0	*13.0*	—	*1.9*	Cvarț porfir *Kiirunavaara*, Suedia	*26.5, 2, 1.5*	*14, 3, 13*	*1,9*
1.0	11.5	0.15	1.8		26.5, 2, 1.5	15, 0.5, 14 5	1.7
1.0	13.0	1.64	1.5		26 5, 2, 1.5	17, 0.5, 12.5	1.5
0	12.0	—	2.2		26, 2.5, 1.5	14 5, 1, 14.5	2.2
1 0	7.0	—	5.4	Cvarț porfir *Kiirunavaara*, Suedia	26.5, 2.5, 1	15, 0.5, 14.5	5.4
1.0	*10.5*	—	*2.7*	Hyallopantellerit *Cantina Zitton*	*26 5, 2, 1 5*	*15.5, 0.5, 14*	*2.6*
0	13.0	—	6.2	s 78, a 18 c 0, f 12, seria β, n=6.2	26, 2.5, 1.5	14.5, 1, 14.5	6.2
1.5	7.5	0.36	4.7		27, 2, 1	15 5, 1, 13.5	4.6
0.5	12.5	—	4 7		27.5, 1.5, 1	14.5, 1, 14.5	4.6
1.0	*10.0*	—	*4.7*	Hyallopantellerit *Cantina Zitton*	*27, 2, 1*	*15, 1, 14*	*4.6*
1.0	14.0	—	5.0	Hyallapantellerit *Cantina Zitton*	25 5, 2.5, 2	13, 4.5, 12.5	5 0
1.0	9.0	—	2.0	Cvarț porfir *Kiirunavaara*	27, 2, 1	14.5, 1.5, 14	2.0
0.5	7.5	—	4.6	Liparit *Betrandoka* Madagascar. s 80.5, a 20, c 2, f 8, seria β. n=5,6	26.5, 2.5, 1	15, 1, 14	4.6
2.0	8.5	0.03	4.8		27, 2, 1	15, 1.5, 13.5	4.8
0	7.0	—	4 3		27.5, 2, 0 5	14, 2, 14	4.3
1.0	*8.0*	—	*4.5*	Liparit *Betrandoka*	*27.5, 2, 0.5*	*14.5, 2, 13.5*	*4.5*
5.5	22.5	—	9.0		16, 3, 11	10.5, 16.5, 3	9.0
6.0	22.0	—	9.4		16, 3, 11	11, 16, 3	9.3
5.0	23.0	—	9.2	Diorit-gabbro *Valealo*	16, 3, 11	10, 16.5, 3.5	9.2
5.5	*22 5*	—	*9.2*	s 56 18, a 4.5, c 6, f 19.5, seria α, n=9.1.	*16, 3, 11*	*10.5, 16.5, 3*	*9.2*

Institutul Geologic al României

tului. Cum pentru calculul elementelor din triunghiul lui Osann se cer analize de roci nealterate, ar urma să se renunțe la aceste două analize (212, 393). Unii autori au propus a se mări suma alcaliilor și alcaliilor-pământoase pânăla acoperirea escedentului de Al_2O_3 și a se împărți sporul între feldspatul alcalin și acel calcic, recurgând și la ajutorul microscopului. După Osann, când acest escedent este pânăla 0.5 procente moleculare, se neglijează. Dacă trece de 0.5, cum e cazul pentru cele două cvarț-porfire menționate mai sus, atunci se introduce la alcaline H_2O dozată, dacă roca conține muscovit primar, ceace nu e cazul cu rocile noastre, sau neglijezi pe T — complect sau pe jumătate — și compensezi cealaltă jumătate cu alcaline. Și alți autori cred că se poate renunța la acest calcul de aproximație.

In alte 50% din cvarț-porfirele analizate avem $alc+CaO>Al_2O_3$; dintre cari numai 5 cazuri (20%) escedentul este apreciabil, în majoritatea cazurilor fiind neglijabil pentru calculul elementelor triunghiului lui Osann. In rezumat, în 72% dintre rocile analizate avem cantități echivalente, sau neglijabil echivalente, de Al_2O_3 și $alc+CaO$; iar în 28% avem escedent, fie de Al_2O_3 (8%), fie de $alc+CaO$ (20%). In toate rocile analizate suma oxizilor alcalini $<Al_2O_3$, ceeace e firesc unor roci în compoziția cărora nu intră alte minerale ce cuprind alcaline decât feldspatele alcaline și puține plagioclaze acide și mici cantități de sericit și uneori de biotit; așa că a căuta rostul escedentului de $alc+CaO$ asupra Al_2O_3, înseamna — pentru cazul special dela Camena — a căuta întrebuințarea escedentului de CaO în alte minerale, afară de silicați. Exceptând vitrofirul (13) și unele felsofire devitrificate, în cari CaO — în esces apreciabil — desigur înlocuește în chlorite o parte din MgO, care nu e în cantitate destul de mare față de abondența chloritelor; pentru restul rocilor cu escedent de CaO, aceasta se poate explica prin prezența unor mici cantități de apatit primar, cum și prin prezența — în mod secundar — a sfenului și a unor mici cantități de calcit, întrucât analizele au arătat pentru 3 asemenea roci urme de CO_2. Pentru amfibolite escesul mare de $CaO+alc$ se explică prin existența hornblendei în mare cantitate, cum și a piroxenului și a epidotului pe lângă feldspați.

Mediile analizelor calculate pentru fiecare grupă de roci eruptive dela Camena, în parte, oferă trei tipuri, pentru cvarț-porfire, dintre acelea fixate de Osann în grupa mare a Liparitelor, Dacitelor, etc. și numea dintre tipurile de roci puternic alcaline, tipul Hyallopantelleritelor dela Cantina Zitton, de care se apropie mai mult felso și vitrofirele dela Camena, în adevăr:

Institutul Geologic al României

Felsofir microgranit dela Camena: $s_{80\cdot84}$, a_{17}, c_0, f_{13}, $n_{6\cdot2}$
Felsofir devitrificat „ „ $s_{85\cdot92}$, a_{19}, c_1, f_{10}, $n_{4\cdot7}$
Vitrofir „ „ : $s_{79\cdot26}$, a_{15}, c_1, f_{14}, n_5
Hyallopantellerit „ Cantina Zitton: s_{78}, a_{18}, c_0, f_{12}, $n_{6\cdot2}$ seria β

Numai felsofirele devitrificate se indepărtează prin aciditatea lor mare de tipul lui Osann. Dar aceasta se datorește în primul loc faptului deja amintit că cvarț-porfirele dela Camena sunt excepțional de acide, iar în al doilea loc filonașelor secundare de cvarț și calcedonie, în deosebi bogate în felsofirele devitrificate.

Cvarț-porfirele microgranitice și cele granofirice dela Camena aparțin unei serii de liparite, tot puternic alcaline și cari stau la hotarul între seria atlantică și cea pacifică, anume tipului de cvarț-porfir dela Kiirunavaara din Snedia, în adevăr:

Microgranitele dela Camena: $s_{85\cdot33}$, $a_{18\cdot5}$, c_1 $f_{10\cdot5}$, $n_{2\cdot5}$
Microgranulitele „ „ $s_{82\cdot45}$, $a_{19\cdot5}$, c_2 $f_{8\cdot5}$, $n_{1\cdot8}$
Microgr. granofire „ „ $s_{83\cdot12}$, a_{16}, c_1 f_{13}, $n_{1\cdot9}$
Granofirele „ „ $s_{82\cdot62}$, $a_{18\cdot5}$, c_1 $f_{10\cdot5}$, $n_{2\cdot7}$

Cvarț-porfirul „ Kiirunavaara $s_{78\cdot5}$, a_{17}, $c_{1\cdot5}$, $f_{11\cdot5}$, $n_{5\cdot7}$, seria β

Aici, pe lângă aceiaș deosebire de tipul lui Osann, în ce privește factorul s, mai avem o deosebire simțitoare în factorul n, din cauză că în tipurile date de Osann, pentru rocile efusive, nu se găsesc reprezentanți, la care proporția de K_2O, față de Na_2O, să fie atât de ridicată ca în microgranitele și granofirele dela Camena. Totuși se cunosc roci tot așa de bogate relativ în K_2O, caș cele dela Camena, cum e felsitporfirul negru dela Bahia-Rodriguez — analizat de M. DIETTRICH, — atât de asemănător și din alte puncte de vedere cu cel dobrogean; sau cvarț-porfirul dela Blowing-Rock, N. Carolina, analizat de W. F. HILLEBRAND; sau Feldsteinsporphyr dela Riggenbachtal, Schawarzwald, analizat de A. SCHMIDTH, etc.

Un al treilea tip ni-l oferă porfirele filoniene dela Camena, cari se propie de tipul Liparitului dela Betrandoka, Madagascar și anume:

Microgran. filon. cu biotit dela Camena: $s_{80\cdot62}$, a_{22}, $c_{0\cdot5}$, $f_{7\cdot5}$, $n_{4\cdot6}$
Cvarț-porfire cu fen. hidroterm. „ „ $s_{85\cdot49}$, a_{21}, c_1, f_8, $n_{4\cdot5}$
Liparitul dela Betrandoka: $s_{80\cdot5}$, a_{20}, c_1, f_8, $n_{5\cdot1}$ seria β

Amfibolit-doritele dela Camena se apropie de diorit-gabrourile

Institutul Geologic al României

dela Val-Scala, cum și de tipul Hornblenditelor dela Alter Pedroso, după cum urmează:

Amfibolit-dioritele dela Camena: $s_{51\cdot50}$, a_2, $c_{5\cdot5}$, $f_{22\cdot5}$, $n_{9\cdot2}$
Diorit-gabbroul dela Val-Scala: $s_{55\cdot18}$, $a_{4\cdot5}$, c_8, $f_{19\cdot5}$, $n_{8\cdot3}$ seria α
Hornblendita dela Alter Pedroso: s_{58}, $a_{6\cdot5}$, c_0, $f_{23\cdot5}$ $n_{8\cdot5}$, seria α

In ce privește raportul n se observă o deosebire esențială între cele două serii de porfire dela Camena, între cele mai de suprafață, vitrofire și felsofire cu filoanele lor, la cari n variază între 4.5 și 6.2 și cele mai de profunzime, microgranite, ș. a., la cari n are valori între 1.8 și 2.7; aceasta din cauza cantităților relativ diferite de K_2O, față de Na_2O.

Cvarț-porfirele dela Camena se proiectează în sextantul II a triunghiului lui Osann, deci aparțin unei grupe principale și anume cad în lotul rocilor granitice puternic alcaline, aproape în locul unde se găsesc proiectate granit-gneissele dela Măcin; iar amfibolitele se proiectează în sextantul IV. Cvarț-porfirele dela Camena se proectează în aceiași regiune cu cvarț-porfirele din Thuringia (Ilmenau, Gehrener, Oberhäufer), studiate de către K. E. Haase și proectate în triunghiul lui Osann (fig. 26) sub numerile 1, 2, 3 și 4.

Dacă cercetăm proiecțiunea rocilor dela Camena în triunghiul lu Osann, după valorile $SAlF$ (fig. 27) constatăm, că aproape toate, afară de una singură, cad în sextantul II, între riolite, liparite și aplite; deasemeni mai constatăm, că mai bine de jumătate (55%) dintre cvarț-porfire cad chiar pe limită, spre S, a câmpului ce cuprinde proecțiunile tuturor rocilor eruptive, 30% cad înlăuntrul câmpului, iar 15% cad în afara acestui câmp, ceiace constitue o excepție, ce trebuie lămurită. Din cele 4 cvarț-porfire ce fac excepție, una (532) a fost deja menționată ca fiind în parte alterată, deci s'a produs în ea o îmbogățire reativă de SiO_2 prin spălarea parțială a oxizilor alcalini și de Ca. Alte două roci (520 și 344) sunt îmbogățite în mod secundar cu SiO_2, cea dintâi fiind remaniată prin acțiunea hidrotermală, a doua având numeroase filonașe de cvarț granulitic secundar. Rămâne roca 315, care nu e alterată, nici nu e bogată în filonașe de cvarț granulitic secundar. A căuta însă, explicarea excepției numai prin îmbogățirea rocei în mod secundar, în SiO_2, nu mi-se pare calea care să ducă la clarificarea chestiunei; în primul loc pentrucă aportul secundar de SiO_2 este în genere mic, excepțional 1—2% apoi avem majoritatea rocilor (55%) proiectate pe hotarul extrem al câmpului, spre S, în triunghiul lui Osann. Faptul se datorește — de bună seamă — aciditătii excepțional de ridicate a cvarț-porfirelor dela Camena. In aceiași situație excepțională se găsesc și cvarț-porfirele din Patagonia și Țara-de Foc, pe

Institutul Geologic al României

cari le-am amintit mai sus, studiate de QUENSEL și analizate de către M. DIETRICH, cari se proiectează în triunghiul *S Al F* al lui Osann în *Q*, unde se proiectează și rocile 315

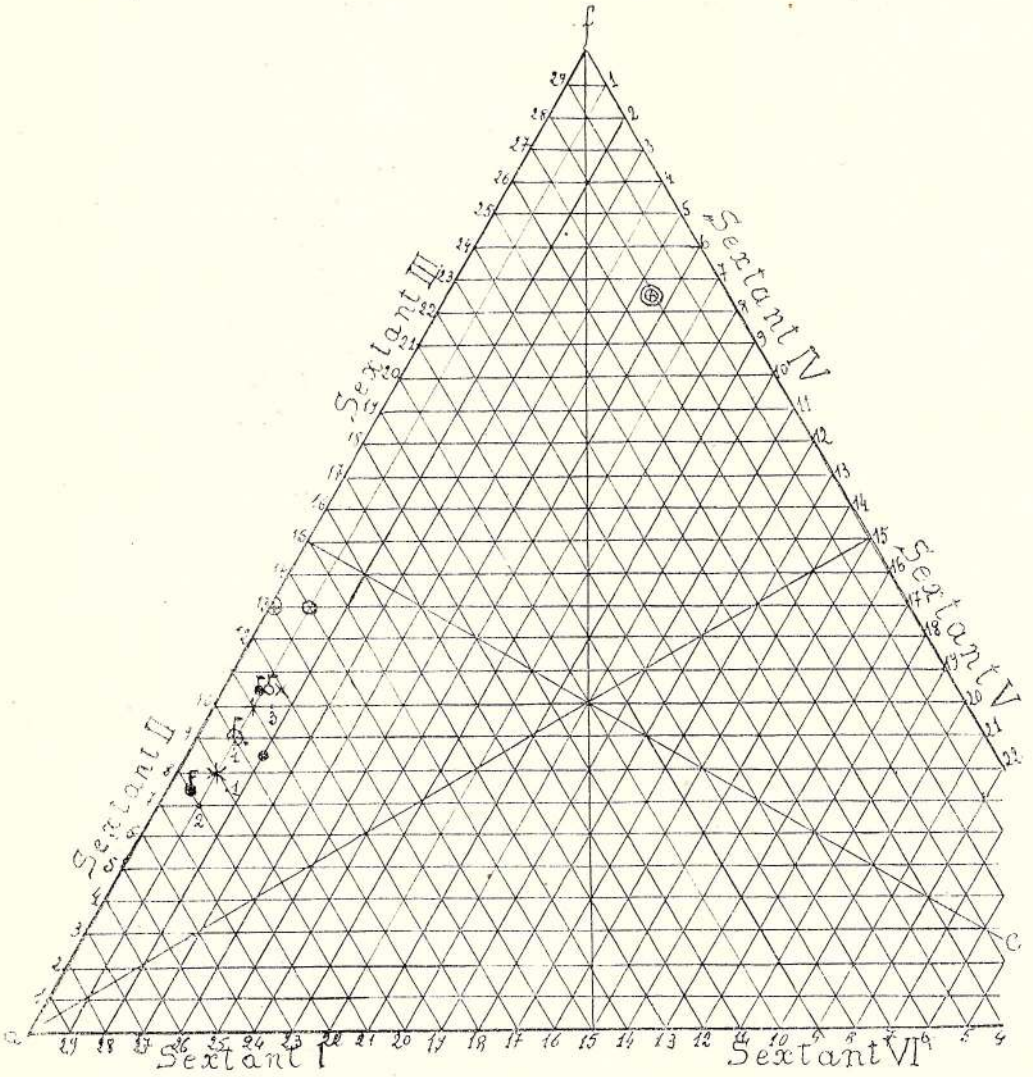


Fig. 26. Proiecțiunea rocilor eruptive dela Camena și a porfirelor dela Thüringer—W. în triunghiul lui OSANN.

- . microgranite
- . microgranulite-aplite
- — microgranite-granofire
- — granofire
- — felsofire-microgranite
- — felsofire devitrificate
- — vitrofir
- — microgranit filonian cu biotit
- — porfire cu fenom hidrotermale
- — pizolit (sferolit) granofiric
- — amfibolite

1. cvarț-porfire dela Gehrener fără excedent de Al_2O_3 (Thüringer. W.)
2. „ „ „ cu excedent de Al_2O_3 (Thüringer. W.)
3. „ „ „ dela Oberhäufer fără excedent de Al_2O_3 (Thüringer. W.)
4. „ „ „ „ „ „ cu excedent de Al_2O_3 (Thüringer. W.)

Institutul Geologic al României

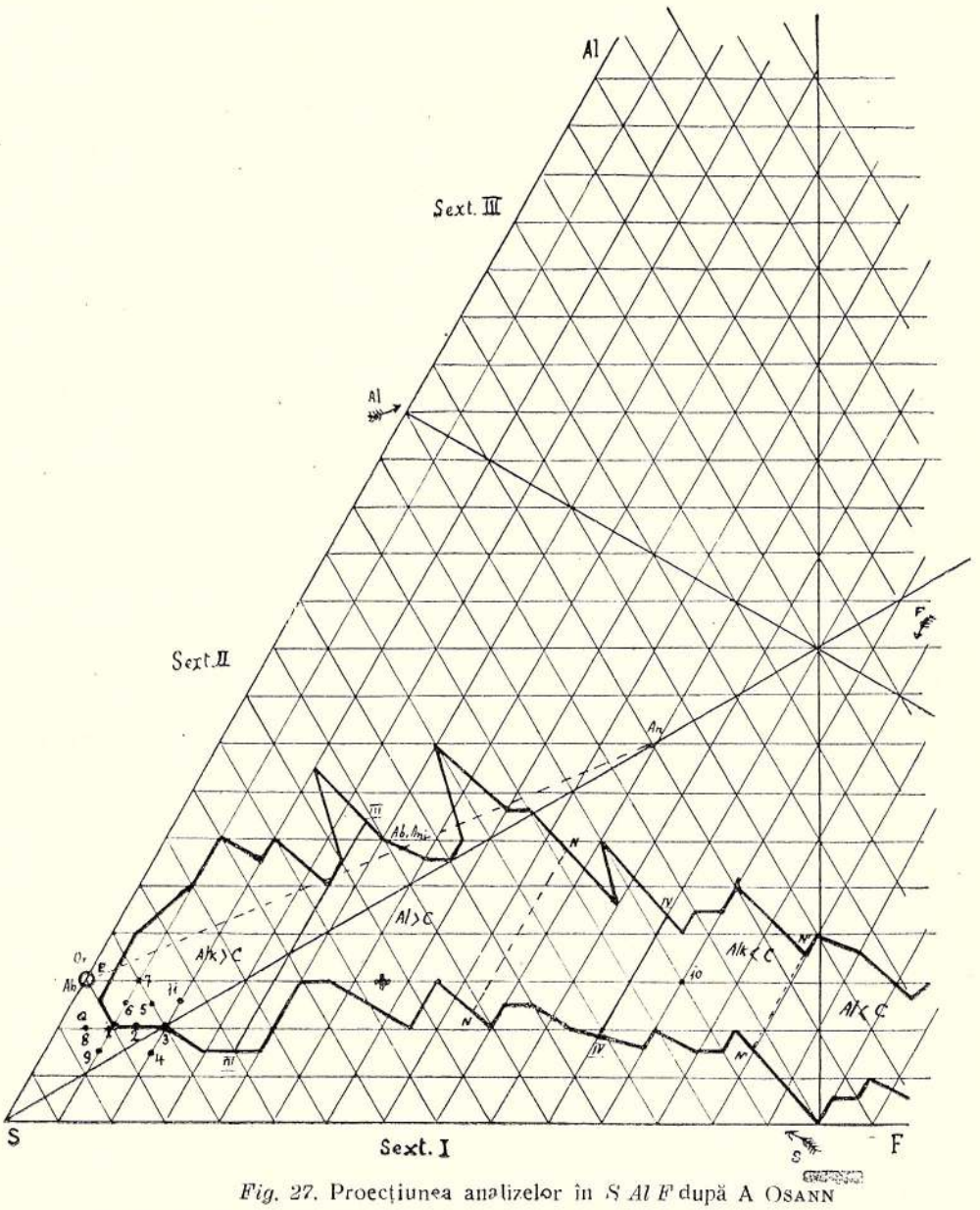


Fig. 27. Proecțiunea analizelor în *S Al F* după A Osann

F Proiecțiunea eutecticului cvarț-feldpast alcalin (după Vogt)
In 1 sunt proiectate analizele rocilor No.: 595, 460 (pastă), 235, 212, 328 și 352
» 2 » » » » No. 373, 228, 237, 460, 231 și 393
» 3 este proiectată analiza rocei No.: 319
» 4 » » » » No.: 532
» 5 sunt proiectate analizele rocilor No.: 397 și 179
» 6 » » » » No: 81 și 416
» 7 este proiectată analiza rocei No.: 203
» 8 sunt proiectate analizele rocilor No.: 315 și 520
» 9 este proiectată analiza rocilor No.: 344
» 10 sunt proiectate analizele rocilor No.: 469, 471 și 785
» 11 este proiectată analiza rocei No.: 13
Q » » » cvarț-porfirului dela Bahia-Rodriguez

Institutul Geologic al României

și 520 dela Camena. OSANN ocupându-se, în o notă[1]), de cazul cvarț-porfirului studiat de QUENSEL (dela Bahia Rodriguez) atribue această excepție faptului bănuit, că roca analizată ar fi fost probabil în pratea alterată.

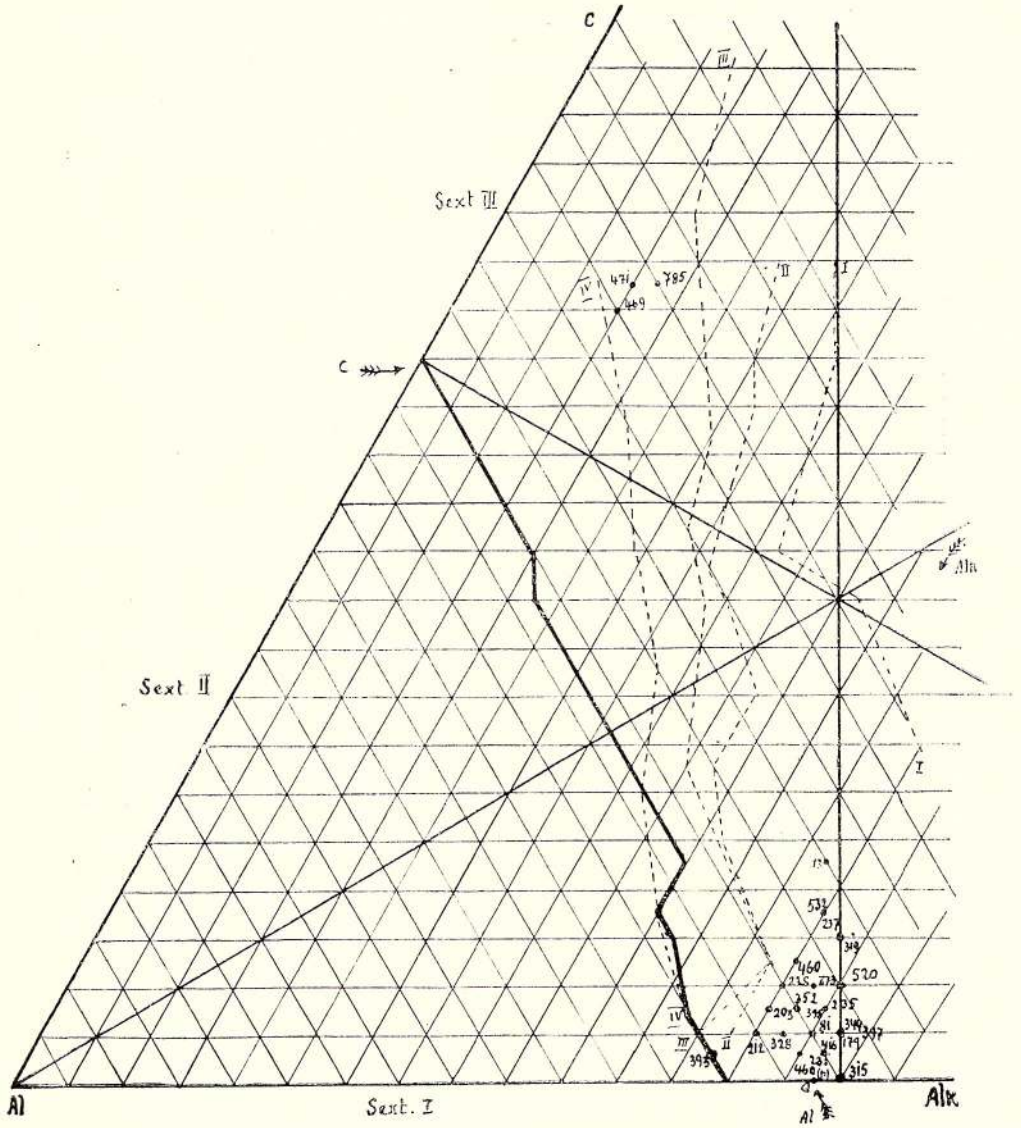


Fig. 28. Proecțiunea analizelor în tr. *Al C Alk* (după A. OSANN)

I—I Linia despărțitoare pentru raportul $NK<2$
II—II " " " " $NK<3$
III—III " " " " $NK<4$
IV—IV " " " " $NK<5$

[1]) A. OSANN. Petrochemische Untersuchungen (vezi nota finală, 1913).

Institutul Geologic al României

TABE

Constante și clasifi

No.	Felul rocei	No. colecției	No. Molec.	$\frac{Na+K}{Ca}$
1	Porfir cvarțifer microgranit	315	156.7	$\frac{9.7}{0.1} > 4$
2	Id. id. id.	395	156.4	$\frac{10}{0.5} > 4$
3	Id. id. id. (pastă) . .	460	158.1	$\frac{9.4}{0.9} > 4$
4	Id. id. microgranulite (aplite) .	203	154.3	$\frac{11.6}{0.7} > 4$
5	Id. id. id. id. .	212	151.0	$\frac{9.8}{0.5} > 4$
6	Id. id. microgranit-granofiric	532	157.7	$\frac{7.9}{1.2} > 4$
7	Id. id. id. id. .	237	157.7	$\frac{11.2}{1.5} > 4$
8	Id. id. id. id. .	373	157.4	$\frac{10.3}{0.8} > 4$
9	Id. id. id. id. .	319	155.5	$\frac{10.4}{1.2} > 4$
10	Id. id. id. id. .	228	154.0	$\frac{10.4}{0.8} > 4$
11	Id. id. granofiric	231	152 5	$\frac{10.6}{0.2} > 4$
12	Id. id. id.	393	150.1	$\frac{8.7}{0.3} > 4$
13	Id. id. id.	179	155.1	$\frac{12.7}{0.3} > 4$
14	Id. id. id.	416	152.0	$\frac{12.1}{0.3} > 4$
15	Id. id. felsofir microgranit . . .	397	154.8	$\frac{11 8}{0.4} > 4$
16	Id. id. id. devitrificat (verde)	328	153.7	$\frac{10.4}{0.4} > 4$
17	Id. id. id. id. (negru)	344	159.7	$\frac{8.8}{0.4} > 4$
18	Id. id. vitrofir	13	149.2	$\frac{11.6}{2 3} > 4$
19	Sferolit (pizolit) granofiric	235	154.1	$\frac{11}{0.5} > 4$
20	Porfir ev. microgr. filonian cu biotit	81	154.2	$\frac{13.7}{0.5} > 4$
21	Id. id. cu fenomene hidrotermale	352	158.0	$\frac{10.5}{0.5} > 4$
22	Id. id. id. id.	520	158.0	$\frac{10.6}{0.6} > 4$
23	Amfibolit-diorit	471	161.2	$\frac{4.8}{12.7} < 1$
24	Amfibolit	469	157.1	$\frac{5}{12.9} < 1$
25	Amfibolit	785	159.1	$\frac{5.2}{12.9} < 1$

Institutul Geologic al României

L A V

care după Rosenbusch

Na+K+2 Ca : Al : Si	(Na K) Al Si$_2$ / Ca Al$_2$ Si$_4$	Fe + Mg / K+Na+Ca	Felul magmei	Observații
9.9 : 9.9 : 78.2	38.8 = 55	1,9		
1 : 1 : 8	0.7 1	9.8 < 1	granitică	
11 : 10.5 : 76 2	40 = 14	2.7		
1 : 1 : 7	2.9 1	10 5 < 1	„	
11.2 : 10.4 : 75.7	37.6 = 6	3.6		
1 : 1 : 7	6.3 1	10.3 < 1	„	
13 : 13.7 : 71.7	46 = 10	2.3		Nepotrivit raport. (Na+K+2 Ca) : Al : Si
1 : 1 : 5 6	4.9 1	12.3 < 1	„	
10.8 : 12.7 : 75.3	39.2 = 11	1.7		
1 : 1.2 : 7	3.5 1	10.3 < 1	„	
10.3 : 8.9 : 77.2	31.6 = 4	4.1		
1 : 1 : 8.6	8 4 1	9.1 < 1	„	
14.2 : 11.4 : 73.2	44.8 = 4	2.3		
1.2 : 1 : 6.5	10.5 1	12.7 < 1	„	
11.9 : 11.3 : 74.4	41.2 = 7	3.2		
1 : 1 : 6.6	5.6 1	11 1 < 1	„	
12.4 : 11.3 : 72.5	41.6 = 5	3.9		
1.1 : 1 : 6 4	8.4 1	11.6 < 1	„	
12 : 12 : 72.8	41.6 = 7	3.9		
1 : 1 : 6	5.6 1	11.2 < 1	„	
11 : 11.3 : 74.5	42.4 = 30	3.4		
1 : 1 : 6.6	1.4 1	10.8 < 1	„	
9.3 : 12.7 : 74.6	34.8 = 17	3.8		
1 : 1.3 : 8	2.1 1	9.0 < 1	„	
13.3 : 12.9 : 70.3	50.8 = 12	3.8		Nepotrivit raport. (Na+K+2 Ca) : Al : Si
1 : 1 : 5.5	4.1 1	13.0 < 1	„	
12.7 : 13.1 : 72.3	48.4 = 23	2 2		
1 : 1 : 5.9	2.1 1	12.4 < 1	„	
12.6 : 12.2 : 71.3	51.2 = 18	4.3		
1 : 1 : 6	2.8 1	12.2 < 1	„	
11.2 : 11.7 : 75.6	41.2 = 15	1.8		
1 : 1 : 6 7	2.8 1	10.7 < 1	„	
9.6 : 9.1 : 78.9	35.2 = 13	2.8		
1 : 1 : 8 5	2.8 1	9.2 < 1	„	
16.2 : 12.5 : 69 7	46.4 = 16	3.9		
1.3 : 1 : 5 6	2.9 1	13.9 < 1	„	
12 : 11.7 : 74 6	44 = 13	2.2		
1 : 1 : 6.2	3.5 1	11.5 < 1	„	
14 7 : 14.6 : 79.1	54.8 = 16	2.0		Nepotrivit raport. (Na+K+2 Ca) : Al : Si
1 : 1 : 5.5	3.5 1	14.2 < 1	„	
11.5 : 11.6 : 75.2	42 = 12	2.2		
1 : 1 : 6.6	3.5 1	11 < 1	„	
11.8 : 10.7 : 77.2	42.4 = 10	0 9		
1.1 : 1 : 7.1	4.2 1	11.2 < 1	„	
30.2 : 17.4 : 45.9	19.2 = 1	19.2		
1.8 : 1 : 2.7	44.1 2.3	17.5 > 1	peridotică	
30.8 : 18.1 : 45.2	20 = 1	18 6		
1.7 : 1 : 2.5	45.9 2.3	17.9 > 1	„	
31 : 15.6 : 46.2	20.8 = 1	19 7		
2 : 1 : 3	36.4 1.8	18.1 < 1	„	

Institutul Geologic al României

TABE

Procentele de metal-atomi și con

No.	FELUL ROCEI	No. colecției	Procentele de metal-atomi						
			Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na
1	Porfir cvarțifer microgranit	315	78.3	9.9	1.9	0 1	—	7 7	2.0
2	Id. id. id.	395	76.4	10.5	2.3	0.5	0 4	7.7	2.3
3	Id. id. id. (pastă) . .	460	75.7	10.4	3.0	0.9	0.6	7.1	2.3
4	Id. id. microgranulit (aplit) .	203	71.7	13.7	2.3	0 7	—	10.1	1.5
5	Id. id. id. id. . .	212	75 3	12.7	1.5	0.5	0 2	7.7	2.1
6	Id. id. microgranit-granofir .	532	77.9	8.9	3.7	1.2	0.4	5.4	2.5
7	Id. id. id. id. . .	237	73.6	11.4	1.3	1.5	1.0	8.0	3.2
8	Id. id. id. id. . .	373	74.4	11.3	2.5	0 8	0.7	9.2	1.1
9	Id. id. id. id. . .	319	73.2	11 3	3.1	1.2	0.8	9.2	1 2
10	Id. id. id. id. . .	228	72.9	12.0	3.3	0.8	0 6	8.9	1.5
11	Id. id. granofir	231	74.5	11.3	3.3	0.2	0.1	8.7	1.2
12	Id. id id.	393	74.5	12.7	3 4	0.3	0 4	7.9	0 8
13	Id. id. id.	179	70.3	12.9	3.6	0.3	0.2	9.9	2 8
14	Id. id. id.	416	72.3	13.1	2 1	0 3	0.1	5.5	6.6
15	Id. id. felsofir-microgranit .	397	71.3	12.2	4.2	0.4	0.1	4.5	7.3
16	Id. id. felsofir devitrific. (verde)	328	75.7	11.7	1.5	0.4	0.3	5.6	4.8
17	Id. id. id. id (negru)	344	78.9	9.1	2.0	0.4	0.8	4.7	4.1
18	Id. id. vitrofir	13	69.6	12 5	3.4	2.3	0.5	5.7	5.9
19	Sferolit (pizolit) granofiric	235	74.7	11.7	1.7	0.5	0,5	8.8	2.2
20	Porfir cv. filonian microgr. cu biotit	81	69.2	14.6	1.8	0.5	0.2	7.5	6.2
21	Id. id. cu fenom. higrotermale	352	75.2	11.9	2.0	0.5	0.2	5.4	5.1
22	Id. id. id. id.	520	77.2	10.7	0 9	0.6	—	6.1	4.5
23	Amfibolit-diorit	471	45.9	17.4	6.3	12.7	12.9	0.	4.5
24	Amfibolit	469	45.4	18.1	6.4	12.9	12.2	0.2	4 8
25	Amfibolit	785	46.2	15.6	7.3	12.9	12.4	0.6	5.0

Institutul Geologic al României

LA VI

stantele calculate după F. Becke

%			LA 10 PĂRȚI												
Si	U	L	An	Ab	Or	a_0	c_0	f_0	a'_0	c'_0	f'_0	Fe	Mg	Ca	Al
78.3	11.8	9.8	0.1	2.1	7.8	8.9	0.1	1.0	9.0	0.1	0.9	9.5	—	—	0.1
76 3	13.2	10.5	0.3	2.2	7.5	8.5	0.2	1.3	—	—	—	7.8	1.4	0.8	—
75.7	14.0	10.3	0.5	2.3	7.2	7.9	0.4	1.7	—	—	—	7.2	1 6	1.2	—
71.7	16.0	12.3	0 6	1.2	8.2	8.2	0.5	1.3	8.6	0.6	0.8	6 5	—	—	3.5
75.3	14.4	10.3	0.4	2.0	7.6	8.0	0.4	1.6	8.5	0.6	0 9	4.0	0.5	—	5.5
77.9	13.0	9.1	0.5	3.1	6.4	7.3	0.4	2.3	—	—	—	7.5	0.9	1 6	—
73 6	13.5	2.7	0.1	2.8	7.1	8.5	0.1	1.4	—	—	—	3 7	2.6	3.7	—
74.4	14.5	11.1	0.4	1.1	8.5	8.3	0 4	1.3	—	—	—	6.9	2.0	1.1	—
73.2	15.2	11.6	0.6	1.1	8.3	7.9	0.3	1.8	—	—	—	6.4	1.6	2.0	—
72.9	15.9	11.2	0.7	1.3	8.0	7.9	0.6	1.5	8.0	0.5	1.5	7 0	1 3	—	1.7
74 5	14.7	10.8	0.2	1.4	8.4	8.4	0 2	1.4	8.5	0.2	1.3	7,1	0.4	—	2.5
74.5	16.5	9.0	0.4	1 2	8.4	7.0	0.2	2 8	7 4	0.3	2 3	4.9	0.6	—	4.5
70.3	16.7	13.0	—	2 2	7.8	8 6	—	1 4	—	—	—	8.6	0 5	0.9	—
72.3	15.3	12.4	0.2	5.3	4.5	8.9	0 2	0.9	8.9	0.3	0.8	7.3	0.3	—	2.4
71.3	16.5	12 2	—	6.2	3 8	8.4	–	1.6	—	—	—	9.3	0 3	0.4	—
75 7	13.5	10.8	0 3	4.6	5.1	8.7	0.3	1 0	8.9	0.4	0 7	5 6	1.1	—	3 3
78 9	11.9	9.2	0 3	4.6	5.1	8 4	0.1	1.5	—	—	—	6 9	2,7	0.4	—
69.7	16.4	13.9	0.3	4.9	4.8	7.8	0.3	1.9	—	—	—	5.8	0.9	3 3	—
74.6	13.9	11.5	0.3	1.9	7.8	8.8	0.2	1.0	—	—	—	6.9	2.1	1.0	—
69 2	16.6	14.2	0.2	4.5	5.3	9.1	0.2	0.7	—	—	—	8.3	0.9	0 8	—
75.2	13.8	11.0	0.5	4.7	4.8	8.7	0.4	0.9	8.8	0.4	0.8	9.1	0.8	—	0.1
77.2	11.6	11.2	—	4.3	5.7	9.3	—	0.7	—	—	—	6.0	—	4 0	—
45.9	36.6	17.5	5.5	4.1	0 4	2.1	2.6	5.3	—	—	—	2.4	5.0	2.6	—
45 4	36.7	17.9	5 6	4.2	0.2	2.2	2.7	5.1	—	—	—	2.6	4 8	2.6	—
46.2	35.3	18.5	4.7	4.8	0.5	2.3	2.0	5.7	—	—	—	2 7	4.4	2.9	—

Institutul Geologic al României

De remarcat, că proiecțiunile cvarț-porfirelor dela Camena cad în apropierea proiecțiunei E a entecticului lui Vogt pentru cvarț-feldspat alcalin (fig. 27), ceace e în concordanță cu numeroasele forme pegmatice întâlnite în aceste roci, mai ales în granofire.

In ce privește proiecțiunea rocilor dela Camena în triunghiul $AlC\,Alk$ cvarț-porfirele se grupează toate în sextantul I, la limita despărțitoare de sextantul VI, în locul ocupat de rocile puternic alcaline; iar amfibolitele în sextantul III. Cvarț-porfirele se găsesc între Alk 12.5 și Alk 15, deci cam pe limita dintre seria atlantică și acea pacifică — mai mult în acea pacifică —; după Osann [1]) linia despărțitoare dintre aceste serii, în ce privește pe Alk, fiind linia Alk 14

Cu privire la raportul NK, cvarț-porfirele dela Camena se găsesc cuprinse — în triunghiul lui Osann — între diagramele I—I cu $NK<2$ și III—III cu $NK<4$; ori felsofirele, vitrofirele și porfirele filoniene analizate au $NK>4$, deci nu corespund acestor diagrame.

In tabela V avem, calculate după Rosenbusch[2]), constantele rocilor analizate dela Camena. Din cercetarea datelor rezultă, că cvarț porfirele aparțin unei magme granitice, aproape de acea foyaïtică, întrucât toate rocile analizate au suma metal-atomilor alcalini de 4 ori mai mare decât a metal-atomilor de Ca, iar suma $Fe + Mg$ raportată la suma $Ca+K+Na$ este mai mică decât 1; pecândamfibolitele având raporturile:

$$\frac{K+Na}{Ca}<1 \qquad \text{și} \qquad \frac{Fe+Mg}{Ca+K+Na}>1$$

aparțin unei magme peridotice, foarte aproape de magma gabbrourilor. Fără îndoială, că ne găsim în fața unor termini aproape extremi a magmei fundamentale a bazinului magmatic dobrogean. Terminii intermediari de segmentațiune trebuesc căutați în celelalte masive eruptive dobrogene. In adevăr, din studiul cunoscut asupra masivului eruptiv dela Greci[3]) rezultă, că în acel laccolit se găsesc segmentațiuni gabroide și granito-dioritice, pelângă acele granitice. Deasemeni la Mt.-Carol—Piatra Roșie[4]) avem segmentațiuni alcali granitice, granito-dioritice și tonalitice(?) (In sensul întrebuințat de M. Lévy). Desigur studiul celorlalte masive eruptive din N Dobrogei, ar da o icoană complectă a segmentațiunilor magmei.

In tabela VI se găsesc constantele calculate după F. Becke[5]). Din pro-

1) A. Osann. Petrochemische Untersuchungen (vezi nota finală, 1913).

2) F. Rinne. Etude pratique des Roches; ed. II franc. de E. Pervinquière, pg. 362.

3) Rotman. Masivul eruptiv dela Greci, l. c. pg. 124.

4) St. Cantuniari. Masivul eruptiv Mt. Carol—Piatra Roșie l. c.

5) Fr. Becke. Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Wien 1912,

Institutul Geologic al României

centele de metal-atomi, după Rosenbusch, s'au calculat: Si, $U = Al + Fe + Mg$ și $L = Ca + K + Na$, cari valori proiectate într'un sistem de coordonate cu U ca abcisă și L ca ordinată (fig. 29), vedem că cvarț-porfirele se proiectează aproape de diagonala Si—Feldspat alcalin, acolo unde se proiectează obișnuit rocile eruptive alcaline proaspete, sau prea puțin alterate, printre alcali-granitele dela Elbenstock (1) și cele dela Drammen (2) și Hougnatten (3) din Norvegia; și cam la limita între

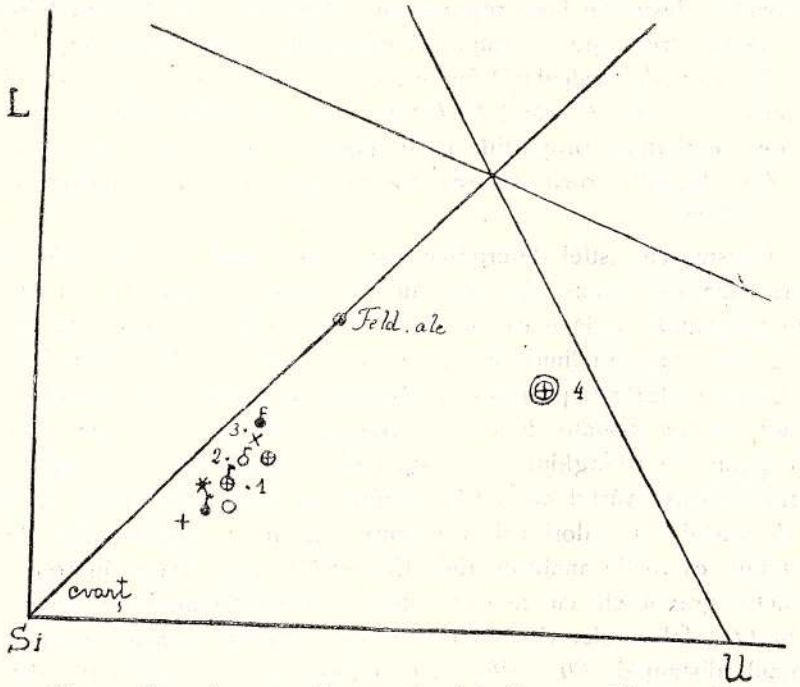


Fig. 29. Proecțiunea rocilor eruptive dela Camena, Elbenstock, Drammen și Hougnatten.

— Microgranite
— Microgranulite-aplite
— Microgranite-granofire
— Granofire
— Felsofir-microgranit
— Felsofir devitrificat
— Vitrofir
— Microgranit filonian cu biotit
— Porfire cu fenomene hidrotermale
— Sferolit (pizolit) granofirie
— Amfibolite
1 Alcaligranit dela Elbenstock
2 „ „ Drammen
3 „ „ Hougnatten
4 Hornblendă-gabbro dela Odenwald

seria atlantică și acea pacifică. Amfibolitele se proiectează mai curând în grupul pacific, lângă hornblenda-gabbro dela Odenwald (4).

S'au calculat apoi proporțiile la 10 părți de An, Ab și Or, după numărul de molecule de CaO feldspatizabile, $2Na_2O$ și $2K_2O$. In aceste valori e de remarcat proporția mică, pentru cvarț-porfire, de Anorthit (între 0 și 0.7), din cauza micilor cantități de CaO. ceiace corespunde și cu observațiunile microscopice; în adevăr, am văzut că feldspatul sodo-calcic se găsește, fie în formațiuni pertitice sau de Schachbrettalbit

Institutul Geologic al României

fie individualizat, ca în vitrofire și felsofire devitrificate, însă în totdeauna e un albit acid cu 4—9% *An*.

Valorile ridicate ale *Or* pentru granofire, microgranite și microgranulite (6.4—8.5) și relativ destul de mari pentru felsofire, vitrofire și profirele filoniene (3.8—5.7) trebuesc interpretate în concordanță cu observațiunile microscopice, ca fiind datorite nu exclusiv feldspastului ortoz, ci mai ales feldspastului sodo-potasic, cel mai abondent în aceste cvarț-porfire, și anortozului, destul de bine reprezentat; dupăcum tot acestor feldspați sodo-potasici trebuește atribuită o bună parte din proporția de *Ab*.

In urmă s'au calculat[1]) factorii a_0, c_0, f_0, pentru rocile cu $Ca\ C_0$, sau factorii a'_0, c'_0, f'_0 când $CaO < C_0$. Se mai calculează din procentele de metal-atomi proporțiile la 10 părți de *Fe*, *Mg*, *Al*, sau *Fe*, *Mg*, *Ca*, dupăcum roca are, sau nu, excedent de Al_2O_3 asupra *Alcalinilor*+*CaO*.

Constantele astfel determinate sunt proiectate în seria de triunghiuri după Fr. Becke (fig. 30), în care putem vedea, că în ce privește procentele moleculare de $Si\ O_2$ cvarț-porfirdle dela Camena se proiectează deasupra liniei 50—75 printre rocile eruptive puternic acide și bogate în alcaline; pe când amfibolitele se găsesc sub această linie în lotul rocilor bogate în calciu. Aceiași constatare o facem pentru proiecțiunile în triunghiul a_0, f_0, c_0, unde cvarț-porfirele se găsesc îngrămădite către vârful a_0 al triunghiului, pe când amfibolitele se apropie de vârful cu valori ridicate pentru f_0. In triunghiul *Or Ab An* constatăm că rocile analizate dela Camena se proiectează în trei grupe distincte: granofirele cu microgranitele și microgranulitele se apropie de vârful *Or*; felsofirele, vitrofirele și cvarț-porfirele filoniene se găsesc la mijlocul distanției *Or*—*Ab*; iar amfibolitele la mijlocul distanței *Ab*—*An*, ceiace corespunde și cu compoziția mineralogică a rocilor.

Triunghiul *Fe Ca Mg* ne arată, că cvarț-porfirele au cantități relativ mari de *Fe*, față de acele de *Ca* și *Mg*, datorită bogăției cu care

---

[1]) Calculul s'a făcut după formulele următoare:

a) *Când* $CaO \geq C_0$:

$A_0 = 2(K_2O + Na_2O) = 2A.$

$C_0 = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O) = Al_2O_3 - A$

$$F_0 = \frac{Fe\,O + 2Fe_2O_3 + Mn\,O + Mg\,O + Cu\,O + (Ca\,O - C_0)}{2}$$

b) *Când* $Ca\,O < C_0$:

$A'_0 = 2(K_2O + Na_2O)$

$C'_0 = Ca\,O$

$$F'_0 = \frac{Fe\,O + 2Fe_2O_3 + Mn\,O + CuO + [Al_2O_3 - Ca\,O - (K_2O + Na_2O)]}{2}$$

Din aceaste valori se calculează în urmă a_0, c_0, f_0, eventual a'_0, c'_0, f'_0, la 10 părți.

Institutul Geologic al României

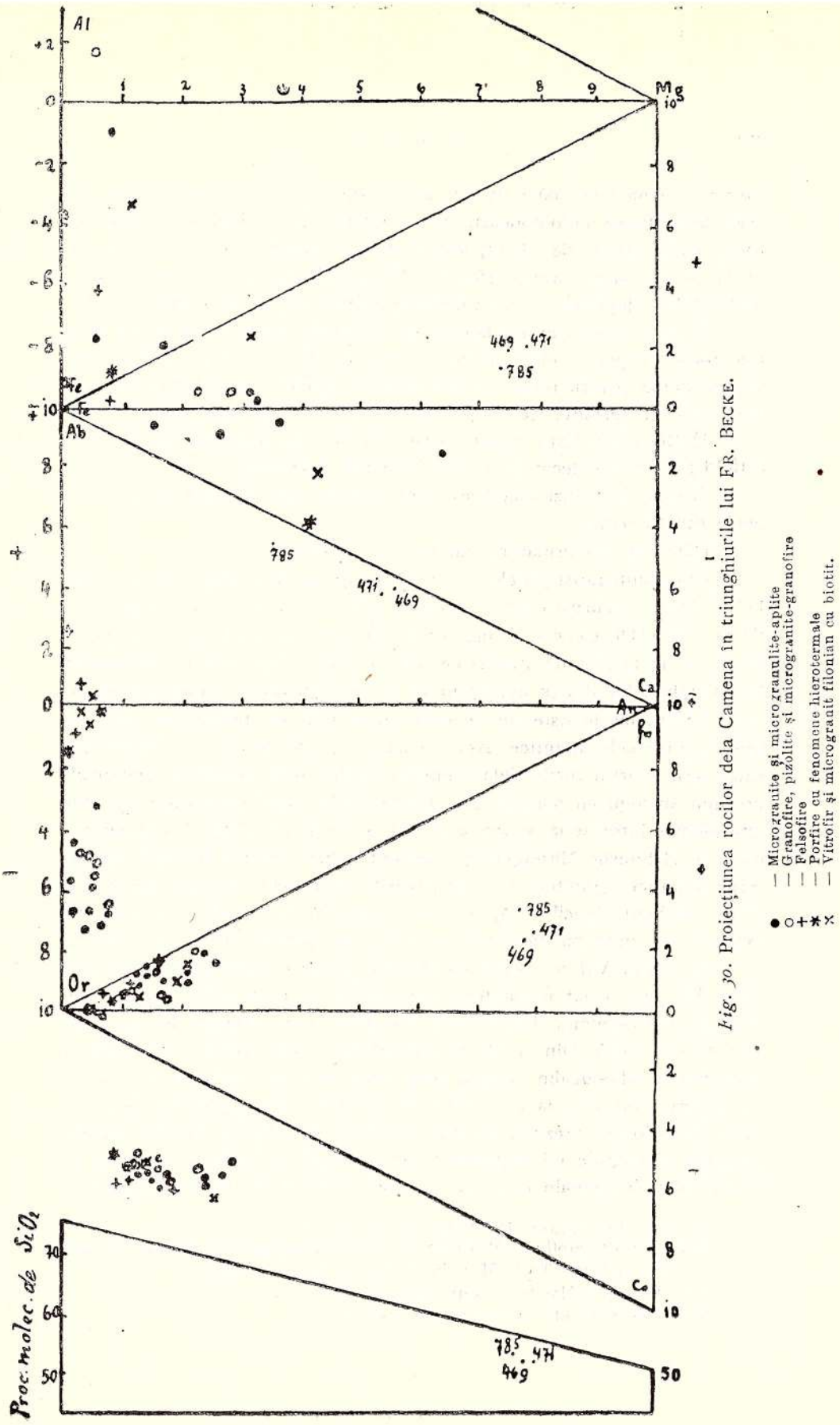


Fig. 30. Proiecțiunea rocilor dela Camena în triunghiurile lui FR. BECKE.

Institutul Geologic al României

sunt impregnate cu oxizi de fer, atât pasta, cât și fenocristalii, mai aleacei de feldspați sodo-potasici. In triunghiul *Fe Al Mg* se proiectează rocile cu excedent de Al_2O_3 asupra alcalinelor+*Ca O*. Și aici se observă că cele două cvarț-porfirele (212 și 393) cu început de alterare a feldspatelor, depășesc limita tolerabilă pentru Al_2O_3 în exces.

In ce privește seria atlantică, sau pacifică, căreia eventual ar aparține rocile eruptive dela Camena, se știe că Fr. Becke a rezolvit chestiunea numai pentru rocile efusive terțiare, lăsând-o deschisă pentru cele mai vechi ca terțiare. Cele două serii pot fi caracterizate prin: [1])

1) Rocile din Anzi (pacifice) sunt relativ mai bogate în *Al*, deci și în *c* (feldspat calcic) decât acele din Bohemia (atlantice);

2) Cele din Anzi (pacifice) sunt relativ mai bogate în *Si* decât acele din Bohemia.

Dăm mai jos următorul tablou comparativ:

Din compararea datelor de mai sus ar rezulta, că rocile eruptive dela Camena se apropie mai mult de tipul pacific deși alcalinitatea și micul conținut de *Ca O* al cvarț-porfirelor le apropie de caracterul seriei atlantice; deasemeni în triunghiul lui Becke am văzut că se proiectează în locul cuvenit seriei pacifice, iar în sistemul de coordonate *U-L* se proectează mai curând printre cele atlantice. Așa, că nu se poate afirma cu siguranță, cărei serii aparțin rocile dela Camena. Și din acest punct de vedere ele prezintă analogii cu porfirile din Thüringer-W., cari constituesc un grup intermediar între seria atlantică și cea pacifică. De altfel s'a constatat [2]), că și în Böhmishe Mittelgebirge, pecând rocile eruptive terțiare aparțin seriei atlantice, granitele și cvarț-porfirele paleozoice aparțin seriei pacifice. Și pentru rocile eruptive dela Greci, D. Rotman [3]) a stabilit caracterul mai mult pacific decât atlantic, cași pentru rocile dela Camena.

In tabela VII se găsesc constantele pentru reprezentarea grafică după M. Lèvy [4]), iar rezultatele sunt înscrise în o serie de 9 triunghiuri (fig. 31). reprezentând datele medii ale diferitelor categorii de roci eruptive dela Camena. Din aceste triunghiuri se poate vedea predominarea elementului salic-alcalin asupra celui feric, la cvarț-porfire și a celui feric asupra celui salic, la amfibolite. Granofirele, microgranulitele și felsofirele devitrificate prezintă un mic excedent de Al_2O_3; pecând microgranitele, felsofirele microgranite, microgranitul cu biotit și porfirele cu fenomene hidrotermale prezintă un ușor excedent de *Ca O*; la vitrofire

[1]) Karl Er. Haase. Die Gauverwandschaft etc. l. c.

[2]) E. Hibsch. Stoff und Masse der tertiären Eruptivgebilde des Böhmischen Mittelgebirge. Tsch. M. u P. M. Bd. 35. H. 3--4. 1922.

[3]) D. Rotman. Masivul eruptiv dela Greci, l. c.

[4]) F. Rinne. Etudes pratique des Roches l. c.

Institutul Geologic al României

Localitatea	Felul rocei	No. anal.	Si %	Al %	Rest %	Al: Rest	Si+Al	Na+K	Fe+Ca+Mg	Observațiuni
Anzi	riolit	—	69.3	14.9	15.8	0.94	84.2	11.9	3.9	
	bazalt	—	49.9	19.2	30.9	0.62	69.2	6.4	24.4	
Bohemia	trachit	—	59.3	19.7	21.0	0.94	79.0	16.0	5.0	Date luate din *K. E. Haase*, Die Gauverwandschaft, etc. l. c.
	fonolit	—	52.1	21.7	26.2	0.87	73.2	22.6	4.2	
	bazalt-tefrit	—	46.6	17.6	35.8	0.49	64.2	10.8	25.0	
Thüringer-W.	porfire-permice	12	69.5	14.4	16.1	0.89	83.9	13.2	2.9	
Camena	cvarț-porfire	22	74.2	11.7	14.1	0.90	85.9	11.6	3.5	Analizate de *D. M. Cădere.*
	amfibolite	3	45.8	17.0	37.2	0.48	62.8	5.1	32.1	

Institutul Geologic al României

acest excedent este mai apreciabil. Prima grupă—cu excedente de Al_2O_3 — cuprinde în adevăr și cvarț-porfire cu început de alterări, pecând celelalte grupe cuprind roci analizate mai proaspete.

In tabela VIII se găsesc datele analitice necesare clasificărei rocilor eruptive dela Camena după M. Levy; precum și numirile după petrografii americani. Clasificarea rocilor după M. Lévy [1]) pune mai bine în evidență legătura strânsă dintre diferitele tipuri de cvarț-porfire dela Camena, cari nu prezintă, din punct de vedere chimic, decât mici variațiuni și diferențieri magmatice. In adevăr, din cercetarea parametrilor lui M. Lévy ne arată, că pentru toate cvarț-porfirele fumerola, în ce privește parametrul Φ, este alcalino-sienitică, foarte aproape de acea sienitic-leucitică [2]); iar amfibolitele aparțin seriei granito-dioritică. In ce privește parametrul r, avem aceiași difnrențiare netă în cvarț-porfire, pe care am constatat-o și cu alte prilejuri, anume microgranitele, microgranulitele, și granofirele, cu excepția rocei 416 (bogată în Schachbrettalbit), sunt roci perpotasice; pecând felsofirele, vitrofirul și rocile filoniene sunt megapotasice. Această diferențiare corespunde și compoziției mineralogice a rocilor analizate; în adevăr, albit individualizat se găsește numai în rocile aparținând categoriei ultime, pecând în rocile din prima categorie albitul se găsește numai ca filonașe pertitice în feldspatele potasice și excepțional ca Schachbrettalbit. Amfibolitele sunt persodice.

In ce privește scoria, parametrul Ψ ne arată că cvarț-porfirele sunt roci ferice, cu excepția rocei 237, neobișnuit de săracă în oxizi de fer; pecând amfibolitele sunt magneziene. Parametrul c' ne arată iarăși o altă diferențiare, mai puțin netă, în cvarț-porfire: microgranitele, în general, și cele granofirice, felsofirice și cu biotit, cum și vitrofirul, sunt microaluminoase și megacalcice; pecând microgranulitele, granofirele și porfirele cu fenomene hidrotermale sunt — cu mici excepții — megaaluminoase-microcalcice. Amfibolitele sunt microaluminoase-megacalcice.

In ce priveste familiile cărora aparțin rocile eruptive dela Camena, după clasificația lui M. Lévy și după datele lui Termier [3]), cvarț porfirele se grupează în familia granitelor; iar amfibolitele în acea a dioritelor.

Fără îndoială, că studiul chimic al cvarț-porfirelor și al amfibolitelor dela Camena nu ne oferă un material indestulător, pentru a ne putea da seama de diferențierile magmatice, ce trebue să fi avut loc în provincia eruptivă dobrogeană; deoarece la Camena avem puține seg-

[1]) M. Lévy. Bulletin dela Carte Géologique dela France, XIV.
[2]) F. Rinne. Etude pratique des Roches l. c.
[3]) F. Rinne. Etude pratique des Roches l. c.

Institutul Geologic al României

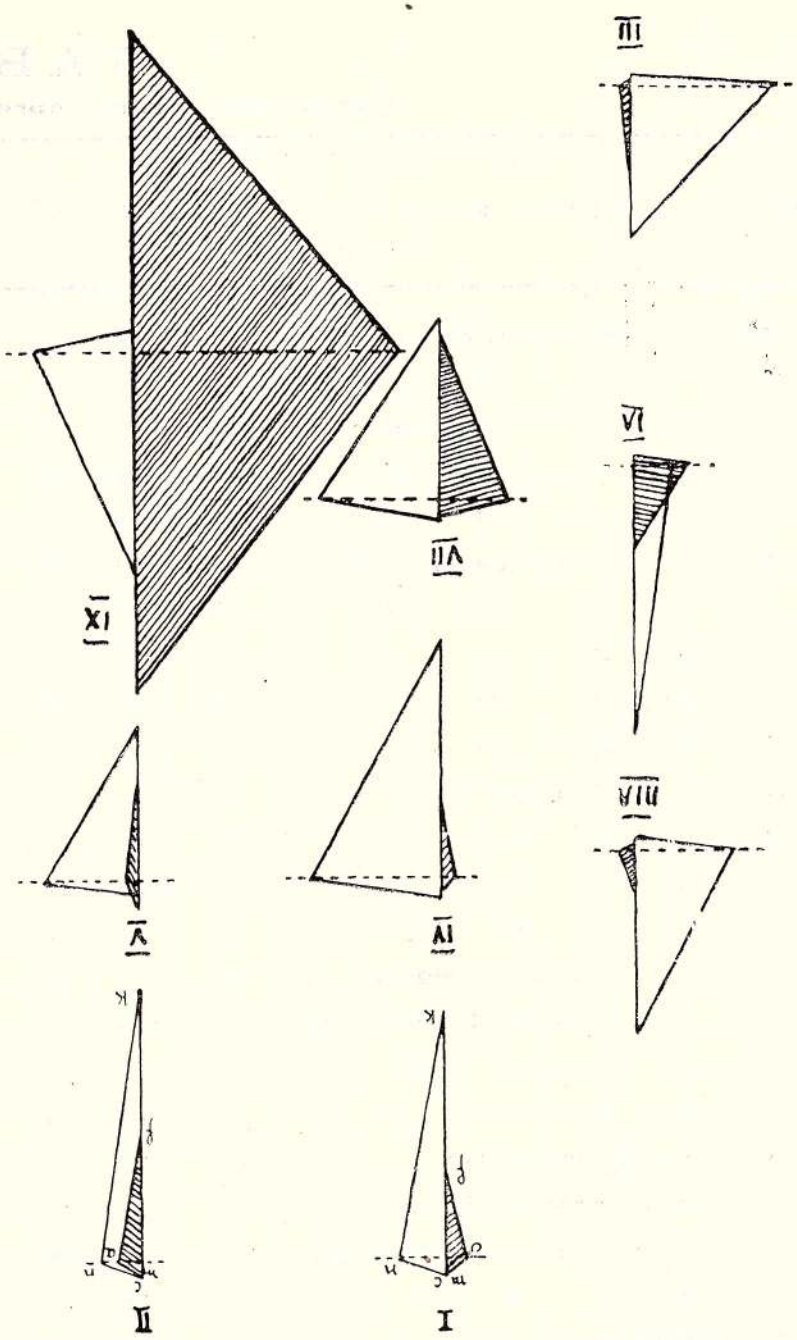


Fig. 31. Triunghiurile de proecţiune după M. LÉVY a mediilor analizelor principalelor tipuri de roci eruptive dela Camena.

I. Microgranite
II. Granofire
III. Felsofir-microgranit
IV. Microgranit filonian cu biotit
V. Felsofire devitrificate
VI. Microgranulitele-aplite
VII. Vitrofir
VIII. Porfire cu fenom. hidrotermale
IX. Amfibolite

Institutul Geologic al României

TABE

Constantele pentru reprezen

No	FELUL ROCEI	No. colecției	K	n	c
1	Porfir cvarțifer microgranit	315	6.3	1.1	0.1
2	id. id. id.	395	6.3	1.2	0.3
3	id. id. id. (pastă)	460	5.9	1.2	0.5
4	id. id. microgranulit (aplit) . . .	203	8.3	0.8	0.7
5	id. id. id. id. . . .	212	6.2	1.1	0.4
6	id. id. microgranit-granofiric . . .	532	4.4	1.4	0.4
7	id. id. id. id. . . .	237	6.7	1.7	0.1
8	id. id. id. id. . . .	373	7.7	0.6	0.4
9	id. id. id. id. . . .	319	8.0	0.7	—
10	id. id. id. id. . . .	228	7.3	0.8	0.7
11	id. id. granofir	231	7.0	0.9	0.2
12	id. id. id.	393	6.2	0.7	0.3
13	id. id. id.	179	8.3	1.5	0.1
14	id. id. id.	416	4.5	3.5	0.3
15	id. id. felsofir microgranit	397	3.7	4.2	0.1
16	id. id. felsofir devitrificat (verde)	328	4.5	2.6	0.3
17	id. id. id. id. (negru)	344	3.9	2.2	0.1
18	id. id. vitrofir	13	4.6	3.1	0.4
19	Sferolit (pizolit) granofiric	235	7.2	1.2	0.3
20	Porfir cv. microgranit filonian cu biotit	81	6.4	3.5	0 3
21	id. id. cu fenomene hidrotermale .	352	4.5	2.8	0.5
22	id. id. id. id. .	520	5.1	2.5	—
23	Amfibolit-diorit	471	0.4	2.6	6.3
24	Amfibolit	469	0.2	2.7	6.4
25	Amfibolit	785	0.5	2.8	5.0

Institutul Geologic al României

LA VII

tarea grafică după M. Lévy

c′	a	f	m	Felul magmei	Datele medii ale categoriilor de roci
—	—	1.7	—	alcalină-sienitică	
0.2	—	2.8	0.3	—	6.2 1.2 0.3 0.2 — 2.6 0.2
0.4	—	3.8	0.4	—	
—	0.8	2,7	—	—	7.2 1.0 0.5 — 1.3 2.2 0.1
—	1.8	1.7	0.2	—	
0.8	—	3.5	0.3	—	
1.4	—	0.8	0.7	—	
0.4	—	2.9	0.5	—	
1.2	—	3.0	0.5	—	
—	0.1	4.5	0.4	—	6.8 1.3 0.1 — 0.4 3.3 0.3
—	0.4	4.3	0.1	—	
—	2.3	3.5	0.3	—	
0.3	—	4.6	0 1	—	
—	0.2	2.6	0.1	—	
0.3	—	4.8	0.1	—	3,7 4.2 0.1 0.3 — 4.8 0.1
—	0.5	2.1	0.2	—	4.2 2.4 0.2 — 0.2 2.5 0.4
0 3	—	2.8	0.6	—	
1.8	—	4 4	0.3	—	4.6 3.1 0.4 1.8 — 4.4 0.3
0.2	—	1,4	0.4	—	Calculat în media granofirelor
0.2	—	2.3	0.2	—	6.4 3.5 0.3 0.2 — 2.3 0.2
—	0.1	2.4	0.1	—	4.8 2.6 0.3 0.3 — 1.2 0.1
0.6	—	1.2	—	—	
7.2	—	8.8	9.4	granito-dioritică	
6.5	—	8.4	8.7	—	0,4 2.7 5.9 7.2 — 8.9 8 9
7.9	—	9.5	8.8	—	

Institutul Geologic al României

TABE

Clasificarea după petrografii americani

No.	FELUL ROCEI	No. colecției	NUMIREA după petrografii americani	Clasa			Ordinul			Rangul			Sub-rangul		
				$R = \frac{sal}{fem}$	$x = fem\ \%$	No.	$y = \frac{F}{Q}$		No.	$Z = \frac{2k+3n}{c}$		No.	$r = \frac{k}{n}$		No.
1	Porfir cvarțifer microgranit	395	Intre Omeose și Magdeburgase (porfir-cvarțifer)	16.0	3.3	I	1.04	III		54	I		5.3		I
2	Idem idem idem	315	Idem	31.5	1.7	I	0.92	III		159	I		5.73		I
3	Idem idem idem (pastă) . . .	460	Idem	15.5	4.6	I	0.99	III		30.8	I		4.9		I
4	Idem idem microgranulit (aplit) .	203	Idem	27.68	2.7	I	1.50	III		27.1	I		10.4		I
5	Idem idem idem idem .	212	Idem	39.76	1.9	I	1.05	III		39.2	I		5.64		I
6	Idem idem microgranit-granofir .	532	Idem	10.5	4.6	I	0.76	III		32.5	I		3.15		I
7	Idem idem idem idem . .	237	Idem	14.39	3.9	I	1.35	III		185	I		4.0		I
8	Idem idem idem idem . .	373	Aproape de Lebchase (porfir)	18.25	3.8	I	1.19	III		43	I		1 2		I
9	Idem idem idem idem . .	319	Idem	9,82	4.7	I	1.37	III		∞	I		11.4		I
10	Idem idem idem idem . .	228	Intre Omeose și Magdeburgase (porfir-cvarțifer)	14.77	4.9	I	1.31	III		24.3	I		9.1		I
11	Idem idem granofir	281	Idem	17.41	4.4	I	1.15	III		83.5	I		7.78		I
12	Idem idem idem	393	Idem	13.91	3.8	I	0.97	III		43.3	I		8.8		I
13	Idem idem idem	179	Intre Liparose și Omeose (riolit)	15.2	5.3	I	1.82	IV		211	I		5.53		I
14	Idem idem idem	416	Idem	27.11	2.7	I	1 56	III		65	I		1.29		I
15	Idem idem felsofir-microgranit .	397	Intre Omeose și Liparose (riolit)	11.32	5.2	I	1 66	III		200	I		0 9		II
16	Idem idem felsofir-devitrif. (verde)	328	Idem	32.72	2.3	I	1.09	III		56	I		1.73		II
17	Idem idem idem idem (negru)	344	Idem	17.85	3.7	I	0.79	III		144	I		1.77		II
18	Idem idem vitrofir	13	Idem	33.5	2.8	I	0.68	IV		46.2	I		1.49		II
19	Sferolit (pizolit) granofiric	235	Intre Omeose și Magdeburgase (porfir-cvarțifer)	22.3	2.0	I	1.31	III		50.0	I		6.0		I
20	Porfir cv. microgr. filonian cu biotit	81	Liparose (riolit)	24.43	2.7	I	2.40	IV		77.6	I		1.83		II
21	Idem idem cu fenom. hidroterm.	352	Idem	26.43	2.5	I	1.17	III		34.8	I		1.6		II
22	Idem idem idem idem . . .	520	Idem	38.12	1.8	I	1.08	III		∞	I		2.04		II
23	Amfibolit-diorit	471	Aproape de Andose (diorit)	1 30	25.4	II	0.03	I		1.37	IV		0.15		V
24	Amfibolit	469	Idem	1.64	23.6	II	0.02	I		1.33	IV		0.08		V
25	Amfibolit	785	Idem	1.17	26.2	II	0.04	I		1.88	IV		0.18		V

Institutul Geologic al României

L A VIII

cu modificările aduse de M. Lévy

FUMEROLA						SCORIA						Observaţiuni
$\Phi = \frac{S\ sal}{2k+3n}$			$\Gamma = \frac{k}{n}$			C'			$\Psi = \frac{f}{m}$			
%	No.	Numirea	%	No.	Numirea	%	No	Numirea	%	No.	Numirea	
1.98	II	Alc.-sienit.	5.3	I	Perpotas.	0.2	III	Micro-alumin. mega-calcică	9.3	III	Ferică	Din seria Vezuv
1.93	II	Idem	5 73	I	Idem	O	I	Mega-alumin. micro-calcică	∞	III	Idem	Idem
1 99	II	Idem	4.9	I	Idem	0 4	III	Micro-alumin. mega-calcică	9,5	III	Idem	Idem
1.92	II	Idem	10.4	I	Idem	O	I	Mega-alumin. micro-calcică	∞	III	Idem	Idem
1.97	II	Idem	5 64	I	Idem	O	I	Idem	8.5	III	Idem	Idem
1.99	II	Idem	3.15	I	Idem	0.8	III	Micro-alumin. mega-calcică	11.7	III	Idem	Idem
1.94	II	Idem	4.0	I	Idem	1.4	III	Idem	1.71	I	Magnez.	Idem
1.97	II	Idem	12.8	I	Idem	0.4	III	Idem	5.8	III	Ferică	Idem
1.92	II	Idem	11.4	I	Idem	1.2	III	Idem	6.0	III	Idem	Idem
2.01	II	Idem	9.1	I	Idem	O	I	Mega-alumin. micro-calcică	11.2	III	Idem	Idem
1.94	II	Idem	7.78	I	Idem	O	I	Idem	43.0	III	Idem	Idem
1.97	II	Idem	8.8	I	Iddm	O	I	Idem	11.67	III	Idem	Idem
1.93	II	Idem	5.53	I	Idem	0.3	III	Micro-alumin. mega-calcică	46.0	III	Idem	Idem
1.95	II	Idem	1.29	II	Mega-potas.	O	I	Mega-alumin. micro-calcică	26.0	III	Idem	Din seria Vezuv—M-t Dore
1 94	II	Idem	0.9	II	Idem	0.3	III	Micro-alumin. mega-calcică	48.0	III	Idem	Idem
1.95	II	Idem	1.73	II	Idem	O	I	Mega-alumin. micro-calcică	10.5	III	Idem	Idem
1.94	II	Idem	1.77	II	Idem	0.3	III	Micro-alumin. mega-calcică	4.67	III	Idem	Idem
2.18	II	Idem	1.49	II	Idem	1.8	III	Idem	14.7	III	Idem	Idem
1.98	II	Idem	6.0	I	Perpotas.	0.2	III	Idem	3.7	II	Fero-mag.	Din seria Vezuv
1.95	II	Idem	1.83	II	Mega-potas.	0.3	III	Idem	48.0	III	Ferică	Din seria Vezuv—M-t Dore
1 98	II	Idem	1.6	II	Idem	O	I	Mega-alumin. micro-calcică	24.0	III	Idem	Idem
1.92	II	Idem	2.04	II	Idem	0.6	III	Micro-alumin. mega-calcică	∞	III	Idem	Idem
3.5	V	Gr.-diorit.	0.15		Persodică	7.2	III	Idem	0.94	I	Magnez.	Din seria Santorin-M-t Dore
4.3	V	Idem	0.08		Idem	6.5	III	Idem	0.97	I	Idem	Idem
3.3	V	Idem	0.18		Idem	7.9	III	Idem	1.08	I	Idem	Idem

Institutul Geologic al României

mentațiuni magmatice. Numai studiul chimic al tuturor masivelor eruptive din regiune, și în primul loc al granitelor dela Atmagea și Cicurova, a porfirelor dela Cârjelari și Consul, ar putea oferi un material suficient pentru un atare studiu.

Din studiul chimic al rocilor eruptive dela Camena rezultă că:

a) Cvarț-porfirele sunt roci efusive, aparținând marei familii a granitelor, pecând amfibolitele aparțin familiei dioritelor;

b) Cvarț-porfirele sunt roci alcalino-potasice, foarte acide, cu o proporție relativ mică și aproape constantă de Al_2O_3, bogate în alcaline, a căror sumă este aproape constantă; relativ bogate în oxizi de fer și foarte sărace în CaO și MgO; iar amfibolitele au o aciditate aproape de mijlocie, relativ puține alcaline, dar bogate în oxizi de fer și de aluminiu și mai ales în oxizi de *Ca* și de *Mg;*

c) In cvarț-porfire se accentuiază o diferențiare în ce privește cantitățile relative de alcaline, și anume, faciesurile mai de adâncime ale dykului porfiric sunt perpotasice, pecând acele mai de suprafață sunt numai mega-potasice, acestea din urmă având cantități moleculare aproape egale de oxizi de potasiu și de sodiu;

d) Existența constantă a CuO în cvarț-porfire și amfibolite dovedește, că impregnarea șisturilor paleozoice vecine cu sulfuri de fer și de cupru, caș formarea zăcământului minier dela Altân-Tepe trebuesc puse în legătură cu venirea porfirului;

e) In cvarț-porfire și chiar în șisturile paleozoice vecine se constată urmele unei bogate activități hidrotermale post-vulcanice, a cărei acțiune silificiantă se întâlnește peste tot.

Concluziuni generale.

In rezumat, rocile eruptive dela Camena:

a) Sunt cvarț-porfire, parte eruptive, parte hipabisale, reprezentate prin microgranite, microgranulite-aplite, granofire, felsofire și vitrofire, însoțite de filoane, unele nediferențiate de porfir, parte din ele nemetamorfozate, ca microgranitul cu biotit, iar parte transformate în șisturi ortosericitoase; altele diferențiate în filoane, fie leucocrate acide, ca pegmatite, cvarț pegmatic și granulitic; fie melanocrate, cum sunt dioritele metamorfozate în amfibolite. Osebit se constată urmele unei bogate activități post-

Institutul Geologic al României

vulcanice, fie soluțiuni mineralizatoare de sulfuri, cari au impregnat cu sulfuri de fer și cupru șisturile vecine; iar mai târziu o acțiune hidrotermală care a lăsat numeroase urme de silifiare în masa porfirului,

b) Dykul porfiric se găsește pe linia de slabă rezistență Picineaga—Başpunar—Camena într'un sinclinal devonic, acoperit cu conglomerate șistoase și cu șisturi carbonifere de Carapelit, peste cari s'a revărsat venirea de porfir. Acest sinclinal este probabil prelungirea sinclinalului Kitlău—S. Greci—Carapelit—Atmagea. Peste porfir s'au așternut calcare triasice și formațiuni aparținând Cretaciului superior.

c) Venirea porfirului trebue să fi avut loc după depunerea Carboniferului zis de Carapelit, și înainte de depunerea calcarelor triasice; deci avem de-a face cu o erupțiune carbonifero-permică, sau post-penuică, dar anterioară sfârșitului triasului.

d) In afară de injecțiunile cu soluțiuni minerale în șisturile cristaline, devonice si carbonifere vecine, cari au dat naștere — între altele —zăcămintelor de pirite cuprifere, alte urme de metamorfism, cari să fie datorite venirei porfirului, nu se cunosc.

e) Linia de slabă rezistență Picineaga—Başpunar—Camena este marcată prin încălecarea șisturilor cristaline, împreună cu rocile verzi, peste sinclinalul devonic dela Camena, strivind aripa de W a acestui sinclinal; cum și prin falii orientate în general paralel cu linia de încălecare. Această linie a jucat în trei epoci geologice diferite, provocând scufundarea jumătății de W a dykului porfiric și efecte de dinamo-metamorfism, pe cari le întâlnim pretutindeni în cvarț-porfire, în amfibolite și în rocile sedimentare vecine.

f) Cvarț-porfirele dela Camena sunt roci cu aciditatea foarte ridicată, cu alcalinitatea mare, relativ puțin bogate Al_2O_3, având cantități destul de mari de oxizi de fer și foarte mici de Ca O și mai ales de Mg O.

Ca urmare a cantității relativ mare de alcaline și scoborâtă de Ca O, cvarț-porfirele dela Camena sunt bogate — în mod excepțional — în feldspate potasice și sodo-potasice; numai în felsofire și vitrofire se găsesc și plagioclaze acide individualizate. Tot în mod excepțional feldspatele potasice și sodo-potasice abundă în forme pertitice.

g) Cvarț-porfirele și amfibolitele cuprind în mod constant oxid de cupru, ca rest din mineralizatorii ce au împregnat șisturile vecine cu sulfuri de fer și cupru. Pe baza acestui fapt trebue să considerăm zăcământul minier epigenetic dela Altân Tepe ca fiind în legătură cu venirea porfirului.

h) Cvarț-porfirele dela Camena constituesc o segmentare alcali potasică a bazinului magmatic dobrogean, cu o deosebire — în ce privește cantitățile relative de K_2O și Na_2O — în două faciesuri: unul mai de adâncime perpotasic, celalt mai de suprafață megapotasic. Ele aparțin

Institutul Geologic al României

marii familii a alcali-granitelor. Amfibolitele sunt persodice și aparțin familiei dioritelor.

i) Rocile eruptive dela Camena aparțin unei serii intermediare între acea pacifică și acea atlantică; mai aproape de seria pacifică.

Roci eruptive asemeni celor dela Camena. După structura lor petrografică și compoziția chimică rezultă că cvarț-porfirele dela Camena se asamănă cu:

a) Cvarț-porfirele dela Bahia Rodriguez, Azopardo, Skyring Water Ultima Experanza și Lago Argentino din Țara de foc și Patagonia studiate de P. QUENSEL;

b) Cvarț-porfirele din Rotliegendul din NW Thüringer-Wald, studiate de către K. ER. HAASE;

c) Cvarț-porfirele dela Blawind Rock (N. Carolina), analizate de către W. F. HILLEBRAND;

d) Idem dela Riggenbachtal (Schwarzwald), analizate de către SCHIMDT;

e) Deasemeni în unule privinți cu acele din Odenwald, cum și cu Felsit porfirele și granofirele dela Rosskopf, Rochesson din Vosgi, ș. a.,

f) Cvarț-porfirele dela Camena se deosebesc de acele din Iglicioare, Moș Manole și de microgranulitul dela Greci prin faptul că aceste din urmă sunt mezosodice-persodice.

g) Ar fi interesant de studiat cvarț-porfirele și felsofirile dela Somova, întrucât sunt asemănătoare celor dela Camena.

Considerațiuni de ordin economic.

Cvarț-porfirele dela Camena oferă un excelent material pentru petriș și construcțiuni. Microgranitele, microgranulitele albastre și roze, vitrofirele și felsofirele lustruite ar da minunate pietre de ornamentație; cu șlierurile lor atât de felurit colorate. Rocile cu fenomene hidrotermale, adevărate porfire molare, ar furniza un foarte bun material pentru pietre de moară. Nu mai puțin bun material de pietre de moară ar da conglomeratele Cretacice silico-calcare, care s'au și exploatat în acest scop în Cervinâta Prâs. Calcarul triasic, care cuprinde 94% carbonat de calciu, oferă un material superior pentru fabricarea varului.

Până'n prezent, din cauza dificultăților de transport, nici un fel de exploatare nu s'a încercat.

Laboratorul de Minerologie și Petrografie
al Universității din Iași

Institutul Geologic al României

LES ROCHES ERUPTIVES DE CAMENA

(résumé)

par

D. M. CADERE

Situation. — La région, qui fait l'objet de la présente étude, est située au sud du district de Tulcea, sur la carte de Babadag (1/100.000 du Service géographique de l'Armée) à l'intersection du parallèle 44°50′ et du méridien 26°15′.

Cette région offre le même aspect général que celui de la Dobrogea septentrionale : caractère typique de pénéplaine, avec petites collines arrondies et vallées étendues (Fig. 1, 2) où une érosion puissante à mis à nu la base des vieilles roches. Le village de Caména est situé au milieu de la région (Fig. 3).

Litterature. — Les rélations géologiques, géographiques, petrographiques, chimiques, concernant le nord de la Dobrogea se trouvent dans les études publiées par A. Boué, Szabó, Spratt, K. Peters et plus récemment dans les ouvrages de Fr. Toula, K. Redlich, E. Suess Pompeckj (1897), Kittl 1904), E. Haug, etc.

En ce qui concerne tout particulièrement la région de Camena, nous trouvons les données les plus anciennes dans le classique explorateur de la Dobrogea, K. Peters, plus tard, K. Redlich, V. Anastasiu, et quelques années après, R. Pascu, dans ses intéressantes études géologiques et minières du district de Tulcea [1]).

L. Mrazec et R. Pascu ont été les premiere à signaler l'existence de la ligue de chevauchement des roches vertes sur le paléozoique de la Dobrogea septentrionale, en suivant la ligne Picineaga-Baschpunar-Ciamurli. G. Macovei donne des interessants faits géologiques, sur les quels nous reviendront souvent dans cet ouvrage. L. Mrazec donne aussi des interessants rélations sur la zone d'injections de Çamena-Ciamurli. Ç. Motaş dans son étude sur les roches vertes, mentionne la zone des schistes cristallins, aussi que le porphyre de Camena. G. Mur-

[1]) Voir le texte roumain.

Institutul Geologic al României

GOCI dans sa monographie sur la Dobrogea septentrionale, synthétise les observations et les études faites isolément sur la région de Camena. D. M. CADERE fait une description sommaire, pétrographique et chimique des principaux types de porphyre de Camena.

CHAPITRE I

GEOLOGIE DE LA REGION DE CAMENA [1])

Dans la région de Camena on trouve les roches sédimentaires suivantes:

1) Quaternaires: alluvions modernes, lœss et formations lœssoïdes;

2) Mésozoiques: conglomérats, grès et marnes calcareuses néocrétaciques; calcaires triassiques (?);

3) Paléozoiques: phyllites, grès et conglomerats carbonifères, dits de Carapélite; quartzites, calcaires, schistes argilosilicieux, sériciteux et calcareux dévoniques; roches vertes;

4) Schistes crisstallins: micaschistes, quartzites, schistes avec épidote et séricite.

1) Quaternaire

Alluvions modernes. Les alluvions modernes occupent des surfaces peu importantes sur les bords des ruisseaux Slava et Camena. Elles sont constituées par un matériel argilo-sablonneux ténu, comportant des débris organiques, le tout formant un terrain admirable pour la culture.

Lœs et formations lœssoides. Le lœss et les formations lœssoïdes occupent la surface la plus étendue. Ce sédiment éolien a complètement recouvert les vallées et les flancs des coteaux, masquant les contacts existant entre les roches et les effets des érosions antérieures au depôt de ce sédiment. Le lœss est le principal obstacle à vaincre dans les recherches géologiques de la Dobrogea.

Le lœss et les formations lœssoïdes constituent le sous-sol de la terre arable, le sol étant formé, en majeure partie, d'un mélange de lehm et d'une mince couche de terre brune ou brun-rougeâtre, ou terre de bruyère.

2) Mesozoïque

Neocretacique. Les formations plus anciennes, ainsi qu'une partie du porphyre de Camena, ont apparu à la surface par suite d'une puissante érosion — qui à dû se produire vers la fin du Tertiaire — érosion qu'a subie la couche crétacique qui recouvrait ces formations

[1]) Sur la literature voir le texte roumain.

Institutul Geologic al României

anciennes et qui, aujourd'hui, borne la région comme un hémicycle orienté vers le N. E. et le S. E.

K. REDLICH parle des grès granuleux et des calcaires marneux avec *Exogyres, Trigonies* et *Janira aequicostata.* Dans les couches les plus élevées, qui appartiendraient au Cénomanien, on reléve parfois des *Terebratula biplicata.*

V. ANASTASIU estime comme étant cénomaniennes, les marnes et les marnes gréseuses, légèrement glauconitiques, où l'on trouve le *Nautilus cf. elegans, Exogyra columba, Pecten, Cyclolites* de Caugagia. Il découvre vers la fin du Crètacique supérieur, une faune boréale identique à celle des régions septentrionales de l'Europe.

G. MACOVEI suppose, d'après les fossiles que l'on a trouvés, que les grès crétaciques et les calcaires marneux des environs de Camena, forment la base du Cénomanien et, en tout cas, la base du Crétacique supérieur; quant au lambeau de *Belemnitella* qui forme plaque sur le porphyre et qui a été signalé par D. M. CADERE, il appartiendrai, à un étage supérieur à celui du conglomérat avec *Exogyra columba.*

En résumé, les couches crétaciques qui, à Camena, viennent en contact evec le porphyre et avec des sédiments plus anciens, sont disposées transgressivement par rapport aux autres sédiments; elles sons légèrement inclinées vers E. S. E de 10—20°. A la base on rencontre un conglomérat fossilifère avec *Turilites Puzosianus* et *Exogyra* (Cervinâta Prâs, E. de Tas Bair, Ceacmac et sur la crête de Diolmniuc B.). Le conglomérat passe, à travers un microconglomérat glauconitique et fossilifère, vers un grès de plus en plus compact et marneux par-endroits, avec de rares *Inoceramus* (colline Enicerilor) ; audessus, le grès devient marneux et calcareux. puis de nouveau fossilifère, avec *Nautilus, Micraster, Pecten, Cyclolites, Inoceramus.* etc. (Caugagia).

Un lambeau isolé de Crétacique, mis à nu sur une étendue d'en viron 40 mètres de longueur sur 10—15 mètres de largeur, se trouve plaqué par dessus le porphyre, à l'Ouest de Padarnitza (N. O. du village de Camena, sur la rive droite du ruisseau) là où l'on observe la ligne principale de fracture, affectant une inclination de 50° vers l'Est. A la base, aux endroits découverts, on remarque un microconglomérat silicieux et ferrugineux, sur lequel repose un grès à grain grossier, surmonté à son tour d'un microconglomérat silico-calcaire, fossilifère avec *Belemnitella,* les couches superposées manquent de fossiles et offrent la structure de microconglomérats à grain de plus en plus fin, à un banc de grès dur, ferrugineux, présentant de nombreuses diaclases.

Trias, R. PASCU, I. SIMIONESCU considèrent comme triasique le calcaire compact que l'on rencontre dans le voisinage de Diulgher B. (Sacar B.) et de Teche Ceair; tandis que G. MACOVEI prétend que ce calcaire appartient plutôt au Dévonien.

Institutul Geologic al României

Il est de fait que le manque de fossiles, d'une part, et le manque de certaines données géologiques, d'autre part — les contacts étant invariablement cachés sous le loess — ont provoqué l'incertitude en ce qui concerne l'âge de ces calcaires. Voilà pourquoi la présence de quelques galets de calcaire compact dans le conglomérat carbonifère de Carapélite (cote 141) à pu, à vrai dire, en l'absence d'autres preuves, décider G. Macovei à considérer ces calcaires comme dévoniques. Ultérieurement, toutefois, lorsque l'on eut découvert dans ces mêmes parages, sur le Bechir Ceair et sur le Diolmnic Bair, certains calcaires dévoniques, la question de l'âge des calcaires de Diulgher B. et de Teche C. fut mise de nouveau sur le tapis sans que l'on puisse en donner la solution définitive. Nous pensons que l'on peut fournir une plus grande précision dans la discussion ouverte en présentant ici un exposé de l'étude chimique comparative entre les échantilions de calcaire prélevés à Diolmnic B. sur le conglomérat de la cote 141, à Diulgher B. et à Cuerlâc.

CALCAIRES	DIULGHER B.	CUORLAC	DIOLMNIC B.	Congl. cote 141 m.
CO_3 Ca	93,13	58,61	73,29	75,61 Avec traces de P_2O_5.
CO_3 Mg.	2,52	15,49	2,16	2,27
Fe O_3, (Total)	1,26	2,02	2,26	2,36
Résidu ins. en Hcl	3,58 (argile)	23,13	16,32 (Arg. & Sil.)	20,28 (Arg. & Sil. Charbon)
Mat. organiques	—	—	4,86 (Charbon)	—
Cu O	—	—	—	—
Total :	100,49	99,25	99,39	100,52
Poids spécifique à 17°5 centigr.:	2,715	2,739	2,693	2,691

Les resultats analytiques prouvent jusqu'à l'évidence que les galets de calcaire du conglomérat carbonifère proviennent des calcaires dévoniques de Diolmnic B. Les résidus de matières organiques charbonneuses sembleraient indiquer la présence des fossiles, néanmoins, pas même sous le microscope on n'a pu distinguer de semblables restes, par suite vraisemblablement du métamorphisme puissant qu'ont subi les calcaires. Il va sans dire que l'explication de l'origine des galets de calcaire du conglomérat n'apporte aucune preuve en ce qui regarde l'âge triassique des calcaires de Diulgher B, de Teche C., et de Cuorlâc Malgré cela, en nous basant sur l'analogie des caractères morphologiques que possèdent ces calcaires par rapport aux calcaires que l'on a reconnus en Dobrogea comme étant triasiques, nous somes d'avis que les premiers appartiennent au Trias.

La présence des lambeaux de calcaire plaqués sur le porphyre-ainsi que l'absence d'imprégnations cuprifères seraient des preuves que ces calcaires — que l'on rencontre dans toute la région autour du porphyre — se sont déposés après l'apparition du porphyre.

Institutul Geologic al României

3) Paleozoïque

Le Permo-Carbonifère est représenté, dans la Dobrogea septentrionale, par un complexus de couches occupant les vallées synclinales dévoniques et en concordance avec celles-ci. Ces couches sont connues sous le nom de schistes de Carapélite, appellation proposée par L. Mrazec et R. Pascu pour le complexus de roches constituant les collines de Bălabancea, de Carapcea, de Carapélite et de Babaïr. Ce complexus est formé de grés, de schistes argileux rouges, de grés tufacés et de conglomérats comportant du gravier composé de quartzite, de porphyre et de porphyrite.

Lorsqu'il s'agit de leur âge, on considère généralement les couches de Caparélite comme étant permo-carbonifères. G. Macovei dit qu'elles sont carbonifères; I. Popescu-Voiteşti estime de même qu'elles appartiennent au carbonifère inférieur; quant aux conglomérats gréseux roux, du type Véroucano, ils seraient permiens. G. Murgoci admet que ces couches sont permo-carbonifères et attribue au véroucan les conglomérats et les grès rouges, violacés et grisâtres, lesquels — d'aprés lui — ne doivent plus faire partie des formations de Carapélite.

A Camena, les couches de Carapélite sont représentées par les trois types suivants: phyllitheux, gréseux et conglomératiques.

Pour l'ordinaire, ces couches ont l'orientation connue dans le Nord-Ouest de la Dobrogea: N. 30^0—40^0 O.; màis à Camena, elles ont été tellement bouleversées par l'arrivée du porphyre et par les mouvéments tectoniques de la région, que par endroits elles ont des orientations différentes et des inclinations variables, la majeure partie se rapprochant de la verticale. Elles occupent la vallée synclinale formée par des couches dévoniques et concordent avec celles-ci. L'aile orientale du synclinal carbonifére est constituée par les conglomérats de la cote 141; tandis que l'aile occidentale n'est représentée que par des schistes phyllitheux de Teche C.; en allant vers le Sud, on remarque que cette aile est écrasée et en face de Diulgher B. (Sacar B.) elle s'enfouit sous les couches de schistes cristallins qui la chevauchent.

Le lœss empéche qu'on ne remarque le contact de ces couches avec le porphyre; toutefois, dans le village de Camena, en explorant le lit du ruisseau, ainsi que vers l'Ouest du village, à Padarnitza, les contacts sont visibles. On ne remarque aucun métamorphisme de contact, exception faite pour les imprégnations de sulfure de fer et de cuivre.

Le type phyllitheux le plus répandu se trouve dans la colline de Teche, sur le flanc occidental de la colline 181 m., sur la rive droite du ruisseau de la Camena, dans le village, vers l'Ouest et le Sud-Est du village de Camena, à Ortames Baïr et à l'extremité méridionale de

Institutul Geologic al României

la coline 141 m. Ces phyllithes affectent le plus souvent une couleur verdâtre, un peu effacée ; on en trouve parfois qui sont d'un rouge—violacé foncé. Ils sont mous au toucher, satinés, schistosisés, fissiles et présentant une cassure parallélipipédique. Par suite d'altération, les phyllithes verdâtres deviennent jaune-brun ; lorsque l'altération en est complète, ce ne sont plus alors que des argiles sablonneux et ferrugineux, comme on peut aisément le constater en explorant le lit du ruisseau de Camena ; les phyllithes rouges se transforment en veritable argile sabloneux rouge.

Sous le microscope on voit que l'on se trouve en présence de fines roches détritiques, dans lesquelles l'argile et la calcite prédominent ; on remarque en outre de petits grains arrondis de quartz, des oxydes de fer hydratés, des feuilles de chlorite, des papillons minuscules de séricite et enfin de petits grains d'un plagioclas altéré, très difficile à determiner.

Le type gréseux, dans cette même région, est plus faiblement représenté que le type phyllitheux, à Teche Ceaïr et à Ortames B., par exemple; le grain en est fin, mat et âpre au toucher; la couleur en est brun-jaunâtre. Toujours à Ortames et notamment sur les côtes orientales de Mantarlac, dans l'épaisseur des rives de la Camena, on rencontre un schiste gréseux à grain un peu moins ténu (psammite), rugueux au toucher et affectant une teinte grise ou gris verdâtre, offrant de larges taches (3—4 millim. de diamètre) d'hématite.

Les schistes d'Ortamès donnent la réaction des carbonates et comportent des oolithes calcaires, aisément visibles à l'œil nu. En s'aidant d'un microscope, on constate que ces oolithes sont formés d'une amande ferrique constituée par de petits grains de carbonate. Cette amande est enfermée dans une enveloppe disposée en zones et imprégnée radialement d'oxydes de fer hydratés. L'existence de ces oolithes calcaires prouverait que l'on est en présence des dépôts d'une mer peu profonde.

Le type conglomératique apparaît sur la côte occidentale de Taș Tepe et, tout particuliérement dans la colline 141 m., au N. du village de Camena. Les conglomérats sont laminés et fortement schistosisés; ils présentent l'orientation générale N. 35° W., mais ils offrent aussi parfois des inflexions locales. L'inclination de ces couches se rapproche de la verticale, vers S. O.

Dans cette région, on voit représentée une série entière de conglomérats poligènes, depuis le schiste pélitique (type phylliteux) jusqu'aux conglomérats qui comportent des cailloux de dimensions peu communes (30 c. m. × 10 c. m. × 6 c. m.) comme on en rencontre vers le N. E., à proximité du contact avec le Dévon. Les fragments qui constituent le conglomérat ne peuvent pas provenir de bien loin, tant à cause de

Institutul Geologic al României

leurs dimensions qu'en raison de ce qu'ils sont très peu arrondis; en effet, ces fragments offrent parfois l'aspect de breccioles.

Les schistes sont imprégnés de pyrites cupriféres qui, après s'être oxydées, ont donné naissance aux oxydes de fer hydratés et aux hydrocarbonates de cuivre; on découvre aussi des nids de calcite et d'ankérite. Dans les diaclases qui se sont produites, il s'est déposé un certain nombre de veines de calcite et d'hématite.

Le ciment du conglomérat est du couleur rouge-brun et est de nature argilo-calcaire, avec oxydes de fer hydratés. Les fragments qui prédominent dans ce conglomérat sont les quartzites blancs, noirâtres et roux, avec extinction ondulatoire.

Le conglomérat contienent en outre des morceaux de quartz phyllonien ; puis quelques rares spécimens d'un certain arkose à grain ténu et à rares coins de sphène ; en outre, on y relève des morceaux d'une roche verdâtre, âpre au toucher, ressemblant à celles que l'on trouve parmi les schistes dévoniques de Diolmnic B. Il s'ensuit que l'on ne peut pas se prononcer d'une manière absolue sur leur provenance des roches vertes. Ces fragments de roches vertes sont constitués par un plagioclase plutôt altéré, des chlorites vertes, quelques grains d'épidote, de séricite, de quartz et de kaolin, tous arrondis. Ça veut dire que ces fragments sont constitués des mêmes matières qui entrent dans la composition des roches vertes.

Dans ce conglomérat, on rencontre encore des fragments de phyllithes argilo-silicieux et chloriteux, des schistes sériciteux et des cailloux de calcaire noir, parfois schistosisé, parsemé de veines blanches et rougeâtres de calcite et d'ankérite, analogues aux calcaires dévoniques de Diolmnic B. On trouve encore, mais plus rarement, des fragments de quelque plagi-aplite, dont le plagioclase est très altéré et donne naissance à la séricite, à la caolinite et même à la calcite. On ne trouve pas de matérial porphyrique dans ces conglomérats.

Devon. La présence du Devon, à Camena, à été signalé pour la première fois par G. Macovei dans les environs de Bechir-Ceaïr, (cote 192), plus récemment, D. M. Çadere, à part les couches supposées dévoniques, de Bekir Ceair, a découvert une autre série de couche devoniques mises à nu, le long du deuxième chemin qui mène de Camena à Slava, au-delà de Diolmnic-Baïr, après avoir percé le manteau de lœss qui les recouvrait, sur une longueur totale d'environ 300 mètres. On doit encore considérer comme appartenant au Devon la crête en relief de Camenca, qui relie Bechir C. à Diolmnic B. L'âge dévonique de ces couches n'est pas établi sur base paléontologique, comme cela à eu lieu pour d'autres couches paléozoiques de la Dobrogea du Nord-Ouest ; cet âge n'a été fixé que d'après certaines analogies

Institutul Geologic al României

— en ce qui concerne le facies pétrographique des roches — avec les roches qui. en Dobrogea, sont reconnues comme dévoniques.

Les rapports avec les couches de Carapélite prouvent également que le complexe de couches de Diolmnic B. de Camena et de Bechir C. sont plus vieux que les premiers.

Les couches dévoniques sont orientées N 30^0 — 40^0 O, sauf quelques petites inflexions locales qui ne modifient cependant pas leur direction générale. L'inclination en est constante vers le Sud-Quest, entre 75^0 et 90^0. Ces couches sont fortement schistosisées et flexuées ; elles sont traversées par des filons et par des lentilles de quartz pegmatitique. Le filon principal — un véritable dyke de quartz — est découvert sur une longueur de plus de 300 mètres, affecte la direction générale des couches dévoniques, avec une arénière vers l'Ouest à Bechir C., et constitue la crête blanche du Camenca.

Les roches dévoniques sont représentées, de l'Est à l'Ouest, par : des quartzites grisâtres, ferrugineux et peu sériciteaux ; ces quartzites paraissent constituer l'axe de l'anticlinal dévonique; autant qu'il à percé le crétacique ; viennent ensuite les schistes phylliteux argilo-silicieux et ferrugineux, mous au toucher, identiques à ceux que l'on relève sur la côte occidentale de Priopcea et dans le village de Carcaliu ; viennent ensuite les calcaires noirs schistosisées ; ces calcaires ressemblent aux calcaires noirs d'Iglitza. Après les calcaires, en se dirigeant vers l'Ouest, on rencontre un quartzite sériciteux, fissile, schisteux, qui se fend en clivages prismatiques.

On a ensuite certains schistes toufacés, les mieux représentés, affectant une teinte vert-grisâtre et possédant un grain fin, mais âpre au toucher. On ne trouve pas de tels schistes dans les régions reconnues comme dévoniques; ces schistes ressemblent plutôt aux roches vertes.

La crête pointue de Camenca est constituée par un dyke très prononcé de quartz filonien, découvert sur une longueur d'environ trois cents mètres et offrant une épaisseur maximum de trente mètres. Au microscope, on se rend compte qu'il est formé de cristaux brisés de quartz avec extinction ondulatrice, d'oxydes de fer hydratés et quelque peu de séricite provenant, par dynamométamorphisme, du peu de substance feldspathique, qui a accompagné l'arrivée du quartz filonien. Vers sa partie occidentale, la crête entre en contact avec les phyllites satinées et, vers sa partie orientale, cette crête touche au quartzite grisâtre, schisteux, sériciteux et ferrugineux.

Les roches vertes occupent, dans la Dobrogea moyenne, une superficie considérable mesurant une largeur de 40 kilomètres sur une longueur d'environ 60 kilomètres — en d'autres termes, presque toute la largeur de la province : de Picineaga, sur le bord du Danube, jusqu'à proximité des lagunes de la mer.

Institutul Geologic al României

A vrai dire, ies roches vertes ne viennent pas en contact avec les porphyres de Caména, sinon indirectement, en tant que liaison tectonique, chevauchant — avec les schistes cristallins de la zone d'injections — par-dessus le paléozoique de la Dobrogea septentrionale.

K. Peters mentionne ces roches vertes comme les Diabastuffe paléozoiques. Zuber les considère également comme telles. Il fut le premier à reconnaître que les blocs exotiques des conglomérats verts du Flysch des Carpathes orientales offrent le même faciès que les roches vertes de la Dobrogea. Gr. Stefanescu regarde les roches vertes comme siluriques. R. Pascu les considère comme des formations paleozoïques plus récentes. Dans son étude sur les roches vertes, C. Motas considère celles-ci comme des tuffites, un mélange de matériel éruptif et de matériel clastique (sable et argile).

L. Mrazec et G. Macovei ont démontré que les roches vertes légèrement inclinées vers le Sud, près de la ligne de chevauchement, apparaissent en plis serrés, isoclinaux, peu penchés vers le Nord-Est ; pour ce qui est de la ligne d'entassement, elles sont complètement transformées en micaschistes. Elles sont considérées comme antédévoniques — probablement siluriques — à cause de leur présence dans les conglomérats de Carapélite et au manque de calcaire que l'on remarque dans les roches vertes. G. Murgoci estime qu'il est possible que ces roches soient antésiluriques, voire précambriennes.

L. Mrazec, R. Pascu et G. Macovei démontrent que le chevauchement des roches vertes sur le paléozoïque de la Dobrogea septentrionale provient d'une poussée horizontale du bord septentrional de la plateforme prébalcanique par-dessus la chaîne chimérique. G. Macovei prouve, en outre, que ce chevauchement s'est effectué un peu obliquement, par rapport au paléozoique de la Dobrogea septentr. sous un angle d'environ 20^0.

Dans la région de Camena, les roches vertes, telles qu'on les connaît, s'étendent vers l'Ouest, en partant de Altân Tepe et de Ciamurli-Sud. Des recherches faites au microscope de quelques échantillions de roches vertes, on en arrive à constater que l'on se trouve en présence de roches tufacées, à grains anguleux, parfois très fins, notamment lorsque la roche est compacte, comme c'est le cas à Picineaga ; parfois plus gros, affectant un aspect gréseux ; dans ce dernier cas, on peut-distinguer à la loupe des grains de quartz, des cristaux blancs-vitreux de plagioclase, des feuilles de chlorite et de séricite ; enfin un très petit nombre de grands cubes d'oxydes de fer, pseudomorphose de pyrite oxidée. En général, les roches vertes sons riches en quartz, avec inclusion d'hématite, de magnétite et de matières vitreuses.

Institutul Geologic al României

Constamment on trouve l'épidote, sous la forme de grains rassemblés en petits tas ou amas, parfois sous forme de prismes courts avec allongement optique positif; on decouvre encore de menus grains de zirconium et quelques rares prismes hémimorphes de tourmaline brun-violacé, très polychroique:

ω = légèrement violacé, ε = violet-brun

biréfringence relativement peu elevée.

Plus rarement encore, on rencontre des fragments d'orthose à macle de Karlsbad. C. MOTAS à également remarqué de la cassitérite. En général, les feldspaths sont altérés, donnant naissance à la caolinite, à l'argile et même à des grains de calcite.

4) Schistes cristallins.

Sous cette dénomination, nous comprenons la zone de micaschistes, de quartzites et de phyllites, avec intercalations d'amphibolites et de quartz pegmatitique, le tout se trouvant entre les roches vertes proprement dites et la ligne de fracture Baspunar-Camena, à mises nu sur une largeur de un à deux kilomètres et sur une longeur d'environ trente kilomètres. Elle englobe aussi la zone d'injections entre Camena et Ciamurli-Altân Tepe.

On considère gênéralement cette zone comme provenant des roches vertes, par métamorphose de celles-ci sur la ligne de chevauchement, soit par injections pegmatitiques d'un magma dioritique, soit par un métamorphisme régional, soit enfin par dynamométamorphisme. C. MOTAS émet l'hypothése qu'il pourrait s'agir ici des restes d'une roche archaique, ou même de roches ayant le même âge que les roches vertes avec intercalations de pegmatites et des diorites puissamment métamorphosées (amphibolithes — horublendites).

Il faut, dès le principe, écarter l'hypothèse d'un simple dynamométamorphisme, en égard aux profonds changements subis par ces schistes; Il est indiscutable qu'il existe un métamorphisme chimique dû aux injections de pegmatite et de quartz; mais ce metamorphisme est localisé et se manifeste dans les micaschistes par la présence du grenat pyrope que l'on ne rencontre pas partout dans les micaschistes, mais seulement dans le voisinage des filons de quartz pegmatitique. Tout près également de ces filons, le mica est recristallisé en feuilles brillantes affectant jusqu'à un centimètre de diamètre.

Toutefois, à part ces preuves de métamorphisme chimique local, on n'observe plus — sur toute l'étendue des micaschistes, jusqu'à Baspunar — ni pyrope grenat, ni d'autres minéraux de métamorphisme chimique. Nous nous trouverions donc plutôt en présence d'un cas de métamorphisme régional qui a embrassé la zone tout entière et sur

Institutul Geologic al României

lequel s'est superposé plus tard le métamorphisme d'injection, entre Camena et Ciamurli-Altân Tepe, grâce aux injections de quartz et de pegmatite, intimement liées génétiquement avec la mise en place du porphyre. Ces injections acides comportent également des nids de pyrites cuprifères ce qui prouverait que les minerais sulfurés, ainsi que le gisement minier d'Altân Tepe ont apparu en même temps que ces filons leucocrates.

Aussi bien dans la zone des schistes cristallins que dans toute la région, d'ailleurs, il a dû certainement se produire de puissantes actions dynamiqucs déterminées par le chevauchement des roches vertes, ainsi que des schistes cristallins, sur l'aile occidentale du synclinal dévonico-carbonifère de Camena; mais le metamorphisme de ces actions dynamiques, quelque puissantes qu'elles aient été, n'a pu qu'accentuer la schistosité des roches et transformer les diorites amphibolique en amphibolites (hornbledites).

Il reste à voir si les micaschistes proviennent des roches vertes par métamorphose, ou si ils sont indépendants de celles-ci. Seule une étude comparative, petrographique et chimique — qui excèderait les limites du présent ouvrage — pourrait élucider la question. Pour le moment, nous tenons à relever le fait qu'il est impossible de s'expliquer ce qu'est devenu—dans les micaschistes, si l'on admet qu'ils tirent leur origine des schistes verts — $Ca\ O$ des plagioclases si abondants, ainsi d'ailleurs que l'epidote, et la tourmaline des roches vertes. De même, l'orientation des schistes cristallins entre Camena et Ciamurli est constante $N30^0 - 40^0 O$, tandis que l'orientation des roches vertes est Nord 45^0—50^0 Ouest; cette constatation peut cependant n'être due qu'à une particularité géologique locale, d'autant plus que l'observation n'a porté que sur une superficie relativement restreinte et à proximité du lieu d'inflexion, vers le Sud de l'entier système de couches anciennes entrant dans la constitution de cette région.

Nous verrous d'ailleurs dans le chapitre de la tectonique, que les schistes de la zone d'injection sont analogues à ceux d'Orliga-Sararie (N. de Màcin) et qu'ils sont aussi, jusqu'à un certain point, identiques à ceux de Romancula et de Kiutucluc, que nous sonsidérons dans le prolongement dn même anticlinal avec les schistes cristallins de Başpunar — Camena, et constitués par des roches probablement plus anciennes que les roches vertes.

Les roches qui composent la zone de schistes cristallins entre Camena et Ciamurli sont des micaschistes. Ceux ci ont la prédominance surtout à l'Ouest. Parfois âpres au toucher, ce sont de véritables glèr micacés; d'autres fois ces micaschistes sont mous et friables, lorsqu'is, sont riches en mica. On rencontre ensuite des quartzites gris et ferru-

Institutul Geologic al României

gineux, lesquels occupent principalement la partie centrale de la zone, sur la hauteur de Meşelicul Roş. A l'Est d'Altân Tépe et dans certaines carrières situées au Sud de Taş Baïr, ou trouve des phyllithes noirâtres et jaunâtres, avec de la séricite sur les faces de clivage. On trouve encore, mais plus rarement, des schistes quartzeux épidotisés dans la partie orientale des ravins que les eaux ont creusés entre Ciamurli et Caugagia.

La région est injectée, tout d'abord de filons dioritiques, que l'on découvre tout le long de la zone qui s'étend entre Başpunar et Camena, mais exclusivement dans la partie orientale; ces filons sont intercalés parallèlement à la direction des schistes. Le dynamométamorphisme a presque complètement schistosisé ces diorites. Deçi et delà un noyau est demeuré, dans lequel la roche a conservé presque entièrement sa structure primaire éruptive. Partout ailleurs les diorites ont été transformées en amphibolites (hornblendites) en couches épaisses allant de quelques centimètres jusqu'à 8 mètres. Nous insisterons davantage sur ces couches lorsque nous aurons à décrire les roches éruptives.

Plus tard, il s'est produit des injections leucocrates de pegmatite et de quartz, lesquelles sont très répandues, mais seulement dans la zone d'injections proprement dites, sous la forme de filons et de petites lentilles; ces injections ont pénétré jusque dans les amphibolites, produisant des veines et des digitations blanches dans la masse noir-vert de celles-ci.

Tectonique de la region de Camena

Aperçu général. Le porphyre quartzifère de Camena gît dans un synclinal dévonique, au-dessus duquel se trouvent, concurremment deposées, les couches carbonifères, dites de Carapélite.

Les bois à épais fourrés et à buissons très denses, le manteau de lœss et les plaques de mésozoïque — plus ancien et plus récent — sont autant d'obstacles qui séparent les formations paléozoïques de Camena des formations similaires de la Dobrogea du Nord Ouest. Etant donné cette solution de continuité entre les deux groupes de paléozoïque dobrogéen, il s'ensuit que l'on en est réduit à de simples hypothèses fondées sur quelques considérations tectoniques et sur des analogies pétrographiques.

Considérations tectoniques. On sait que le fondement du horst de la Dobrogea septentrionale est constitué par un complexus de couches paléozoïques et, partiellement, mésozoïques, lesquelles forment les chaînes cimmériennes, qui sont nées dans le crétacique, antérieurement au dépôt du Néocomien, écrasant et étranglant les replis varisciques plus

Institutul Geologic al României

anciens. Il semblerait que cela ait été comme une répercussion des mouvements formidables qui ont plié le Cristallin des Carpathes. Les chaînes cimmériennes, monts du Macin, comme on les appelle aujourd'hui, d'après la dénomination dont MRAZEC s'est servi, forment une série de plis, analogues à des vagues presque régulières et orientées N. 35°—45° O.; au N.O., toutefois, ces vagues se recourbent davantage vers l'Ouest ; enfin, à l'extrémité S. E., au Sud de Camena, tout près de la mer, elles se courbent en arc vers le S. S. O. (N. 40° E.).

En même temps que les formations paléozoïques, nous trouvons également les dépôts triasiques, ainsi que les quelques rares formations jurassiques que l'on rencontre dans la Dobrogea septentrionale; tandis que les dépôts crétaciques, appartenant au Crétacique supérieur, sont transgressifs par raport aux couches plus anciennes et ont subi de plus faibles replis dans le tertiaire.

Le horst dobrogéen serait un vestige de la continuation vers le Sud-Est d'une vaste région cimmèrienne qui, prenant naissance dans Sudétes et dans les collines du Sandomir, engloberait toute l'aire occupée aujourd'hui par les Carpathes orientales jusque dans la région de Przémysl et qui se relierait — selon E. SUESS et d'autres géologues — par l'île des Serpents, à la Crimée et aux monts du Caucase, étant donné qu'ily à des analogies frappantes, principalement dans leurs formations triasiques et crétacées. Suivant E. HAUG, G. MACOVEI et d'autres, la liaison s'effectuerait plutô avec le Paléozoïque de la région du Bosphore et de l'Anatolie occidentale, si l'on tient compte de l'analogie des couches fossilifères dévoniques du Nord-Ouest de la Dobrogea et de la région de Constantinople, ainsi que de la direction que prennent vers le Sud les couches paléozoïques dobrogéennes dans le voisinage de la Mer Noire.

Malgré tous les accidents tectoniques et quoique, vers le N. et le N.O., les couches paléozoïques soient interrompues à la surface dans leur continuation naturelle, étant donné qu'elles sont recouvertes du manteau de Crétacique, on peut néanmoins établir avec une certaine approximation — en tenant compte, bien entendu, des analogies pétrographiques et de l'orientation générale des couches — les liaisons du paléozoïque de Camena avec le reste du paléozoïque situé au N.O. de la Dobrogea. En conséquence, si l'on tient compte qu'à Camena les couches du paléozoïque, ainsi que les formations de Carapélite, affectent toutes l'orientation générale N. 30°—40° O., si, d'autre part, on considere que les micaschistes, les amphibolites, les quartzites, etc., toutes injectées de quartz pegmatitique, sont analogues aux schistes qui constituent les hauteurs de Sararie — Orliga — Romancula — Kiutukluc, nous pouvons admettre que l'anticlinal de schistes cristallins, qui constitue la

Institutul Geologic al României

zone d'injection de Ciamurli-Altân Tepe et Camena, est en prolongement de l'anticlinal Orliga—Romancula—Kiutukluk.

G. MACOVEI considère le synclinal carbonifère de Camena comme étant en prolongement avec le synclinal Kitlau—S. Greci—Carapelit—Atmagea, mentioné par D. ROTMAN. Le second anticlinal prendrait naissance à Popina-ascunsa, au Nord de Luncavitza et descendrait parallèlement à la vallée de la Taitza jusqu'a Ortachioi. On trouverait une trace de l'existence de cet anticlinal à Camena — d'après G. Macovei — dans les quartzites et les cailloux de calcaire relevés sur le Bechir Ceaïr.

Cette maniére de voir offre l'avantage d'une entière concordance entre les analogies pétrographiques et les considérations d'ordre tectonique, il s'ensuivra tout naturellement que l'anticlinal de schistes, cristallins de la zone d'injection Ciamurli-Camena est le prolongement de l'anticlinal Sararie (Orliga)—Romancula—Kiutukluk, avec lequel il présente également des affinités pétrographiques.

Mouvements tectoniques. Le horst dobrogéen forme une sorte de péninsule bornée par des dépressions, à l'Ouest, au Nord et a l'Est: la dépression de Câmpia româna à l'Ouest, dont la cassure du Danube la sépare; la dépression moldo-bessarabienne au Nord, séparée par la ligne de fracture Tulcea — Galatz — Focşani, et la dépression de la Mer Noire, à l'Est. Les chaînes cimmèriennes présentent, elles aussi, une solution de continuité. En effet, sous la poussée de la portion enfouie de la plateforme russe, ces chaînes se détachent de la Dotrogea prèbalcanique, derrière la ligne Picineaga — Başpunar — Ciamurli, par suite de la fracture des schistes cristallins et du chevauchement des schistes de la Dobrogea prébalcanique par-dessus la lisière méridionale du horst. Cette importante ligne de fracture passe même par le mileu du dyke de porphyre de Camena dans toute sa longueur.

Vers la fin du Sarmatien la Dobrogea prend, à peu de chose près, l'aspect qu'elle présente encore de nos jours.

Les mouvemente tectoniques n'ont cependant pas cessé: car, outre le mouvement du Miocène, en liaison avec les plissements de la zone du Flysh carpathique, on connaît aussi des mouvements épirogénétiques, principalement vers la fin du Tertiaire et durant le Quaternaire, mouvements que C. BRATESCU a décrits d'une manière interessante en démontrant l'existence d'un mouvement épirogénétique positif vers la fin du Tertiaire et au commencement du Quaternaire; suivi d'une nouvelle phase caractérisée par un mouvement épirogénétique négatif, à l'époque où les régions situées à l'Ouest de la Mer Noire commencent

Institutul Geologic al României

à s'effondrer où à s'affaisser. Cette phase commence après que le lœss se fut déposé partiellement et qui continue à être sédimenté pendant l'affaissement.

Ainsi peut-on expliquer, dans la Dobrogea septentrionale, l'exis stence des larges vallées, des sédiments de lœss se trouvant au-dessou du niveau du Danube et de la mer.

Mise en place du porphyre de Camena. Les mouvements tectoniques, selon leur intensité, ont formé les replis des chaînes cimmériennes, ainsi que lès arrivées eruptives et le chevauchement des couches du horst dobrogéen par les schistes du plateau prébalkanique, aussi bien que la fracture Başpunar-Camena.

En ce qui concerne l'epoque de la mise en place du porphyre de Camena, G. Macovei estime qu'elle est en liaison avec le premier mouvement de chevauchement de la ligne Picineaga — Başpunar — Ciamurli ; ce mouvement a dû se produire vers la fin du Carbonifère.

Si nous analysons de plus près les rapports qui existent entre le dyke de porphyre de Camena et les roches sédimentaires des environs, nous constatons se qui suit :

a) Par le dégagement puissant de minéralisateurs et de solutions minèrales, soit à l'époque même de l'arrivée du porphyre, soit au moment de l'arrivée des filons de quartz-pegmatite, lesquels doivent être également mis en relation avec le magma qui a donné naissance au porphyre, attendu que l'oxyde de cuivre leur est commun ; soit surtout à cause de l'extrême activité hydrothermale dont, à Camena, on rencontre des traces à chaque pas ; pour toutes ces raisons, il s'est produit, tant dans les schistes cristallins que dans les couches de Carapélite, des imprégnations avec minerais cuprifères, que l'on trouve amassés en grande quantité à Altan Tepe.

b.) Le contact entre le porphype et les formations de Carapélite s'effectue en plusieurs points, mais les seuls endroits où ces contacts sont évidents, s'observent à Teche, sur le flanc de Padarnitza et auprès du village de Camena, dans le lit du ruisseau, au pied de la colline cotée 106 mètres. En tous ces points, le porphyre a débordé sur les couches de Carapélite. A part toute fois les imprégnations avec minerais cuprifères, on n'observe aucun autre phénomène de contact.

Il faut également tenir compte du fait que, dans les conglomérats des couches de Carapélite de la colline 141 m., on ne trouve pas du tout de porphyre.

c.) Par contre, les conglomérats polygènes de la base du Crétacique supérieur de Cervinâta Prâs, de Taş Baïr, de Ceacmac et de Diolmnic B., comportent — entre autres éléments constitutifs — des cailloux arrondis ed porphyre, provenant des environs.

Institutul Geologic al României

Des considérations exposées ci-dessus, il ressort que la mise en place du porphyre quartzifère de Camena est plus ancienne que les plus vieux dépôts des formations néo-crétaciques de la cuvette de Babadag, mais néamoins plus récente que les formations de Carapélite. Il semblerait, à en juger par les quelques contacts visibles et par l'absence d'imprégnations avec minerais de fer et de cuivre, dans les calcaires présupposés triasiques, il semblerait, disons-nous, que l'arrivée du porphyre aurait eu lieu antérieurement au dépôt de ces calcaires.

En conséquence, si, d'accord avec G. Macovei, nous considérons les formations de Carapélite comme étant des formations carbonifères il y aura de grandes probabilitatés pour que la venue du porphyre ait eu lieu en même temps que les premiers mouvements de chevauchement de la ligne Picineaga — Başpunar — Ciamurli, vers la fin du Carbonifére, ou pendant le Permien. Il est même posible que cette venue se soit effectuée plus tard, dans le Mesozoïque, mais, en tout cas, antérieurement au dépôt du Néocrétacique.

Effets dynamiques. — Lignes de fracture. — Effondrements

Les mouvements qui s'étaient déclenchés dans la région ne s'arrêtèrent pas aussitôt que le porphyre quartzifère se fut mis en place, par la raison que la ligne Picineaga — Başpunar — Camena n'offrait qu'une faible résistance; aussi cette ligne fut-elle sujette à des mouvements plus accentués que ne le furent les autres parties de la Dobrogea. Selon G. Macovei cette ligne a joué en trois temps: pendant la période carbonifére, le deuxième temps eut lieu dans le Crétacique moyen, en même temps que les mouvemente tectoniques qui ont plié le Cristallin des Carpathes méridionales; le troisième temps, qui a plié aussi le Crétacique supérieur, doit s'être produit à l'époque du Miocêne, alors que se produisaient les plis du Flych carpathique.

Tous ces mouvements amènent des changements plus ou moins prononcés dans l'établissement aussi bien que dans l'état physique des roches. Les effets dynamiques de ces mouvements se révèlent partout dans le porphyre de Camena.

Les grandes lignes de fracture qui passent par le dyke de porphyre de Camena offrent un intérêt tout particulier: elles ont la direction générale de la faille Baspunar-Camena (voir la carte), la fracture principale passe même par le milieu du dyke de porphyre, dans toute sa longueur, en suivant la direction N. O. On peut constater la présence des fractures par des dénivellations et par des agglomérats-breccioles.

Dans une seconde ligne importante de fracture, située à l'Ouest de la précédente, on ne relève de breccioles porphyriques qu'en deux

Institutul Geologic al României

points: dans un fossé creusé à la lisière du bois, sur la rive droite du ruisseau Camena, et à la limite occidentale du mamelon porphyrique de la cote 158.

La région comprise entre ces deux lignes de fracture doit avoir subi un effondrement par rapport à la moitié orientale du dyke porphyrique. En effet, le porphyre, à l'Est de la ligne principale de fracture, n'est représenté que par des microgranits, des granophyres et, exceptionnellement, par des felsophyres microgranitiques, en d'autres termes, faciès de profondeur, les uns, véritables Ganggesteine (roches hypabissales) non effusives; tandis que le porphyre de la partie occidentale — entre les deux lignes de fracture — n'est représenté que par des vitrophyres et par des felsophyres dévitrifiés, c'est-à-dire des faciès superficiels de roches effusives. On ne peut expliquer cette différence qu'en admetant que la moitié de l'Ouest s'est abaissée par rapport à la moitié orientale. La moitié occidentale à subi une érosion moindre, tandis que celle de l'Est, demeurée en relief, à subi une très forte érosion sur presque toute la surface de sa calotte externe, à tel point que les racines de la venue éruptive ont été mises à nu. Les formes elles-mêmes des collines de porphyre parlent en faveur de cette hypothèse, étant donné que les vitrophyres et les felsophyres forment des mamelons arrondis, portant peu de marques d'érosion; alors que les microgranits et les granophyres affectent un aspect ruiniforme (figura 4).

Il s'ensuit donc qu'un affaissement, un effondrement, doit avoir eu lieu pour le porphyre compris entre les deux lignes de fracture, lesquelles passent par le dyke de porphyre de Camena.

CHAPITRE II.

DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES ROCHES ÉRUPTIVES DE CAMENA.

Les roches éruptives et ortho-métamorphiques de la région de Camena peuvent — au point de vue pétrographique — se diviser en:

1) Roches effusives[1]) (superficielles, Erggus-sgesteine)	Porphyres quartzifères microgranitiques, microgranulitiques et micropegmatitiques; granophyres, felsophyres et vitrophyres avec leurs tuffites et leurs breccioles.
2) Roches filoniennes (Ganggesteine)	Microgranites avec biotite; Felsophyres-breccioles de filon; Quartz filonien et pegmatite;

[1]) Dans la description pétrographique de ce travail, afin d'èviter toute confusion, nous nous sommes servi de la terminologie proposée par ROSENBUSCH.

Institutul Geologic al României

3) Roches dues à l'action hydrothermale post-volcanique: Porphyre quartzifère avec calcédoine, opale.

4) Roches métamorphiques: Porphyroides; amphibolites.

Microgranites, microgranulites et micropegmatites

Les microgranites, les microgranulites et les micropegmatites forment presque entièrement la butte Tas Tepe, toute la partie occidentale du Holdurmi et à peu près exclusivement Capacculac; une parcelle de Buzalâc, de Mantarlac et de Tas Bair; les mamelons qui s'élèvent entre Taș Tepe et Holdurmi, Pâdarnitza et les petites collines de Curban Tepe (V. la carte).

Le type microgranitique caractéristique ne se trouve guère ici; dans la plupart des cas, les roches à aspect microgranitique montrent sous la lentille du microscope, des caractères également granophyriques; il s'agirait donc plutôt, en l'éspèce, de facies de transition ou de passage vers le granophyre.

Les microgranites sont âpres au toucher et comportent d'abondants phénocristaux de feldspath de couleur brique, ainsi que de quartz vitreux, incolore ou affectant une légère teinte rose, violacée ou brunâtre. La pâte à toujours une couleur foncée, rarement rose, habituellement rouge-violacé ou violet-foncé.

La roche se brise irrégulièrement; elle est dure et très résistante; elle ne présente pas de clivages particuliers; cependant, dans certaines parties du massif, on remarque quelques directions de diaclases, parallèles entre elles et généralement perpendiculaires à la direction d'allongement du dyke porphyrique.

Les phénocristaux de feldspath et de quartz s'y rencontrent dans des proportions presque égales; il arrive parfois que le feldspath y prédomine, notamment dans les facies avoisinant les granophyres; d'autres fois le quartz y est plus abondant. Le rapport entre la pâte et les phénocristaux est variable. Dans les types microgranitiques proprement dits, les phénocristaux l'emportent sur la pâte, alors que dans les facies granophyriques la proportion s'abaisse considérablement, au détriment des phénopristaux.

On observe très fréquemment de petites fentes, mesurant jusqu'à deux millimètres d'épaisseur, certaines autres affectant des dimensions microscopiques. Ces fentes ont été comblées secondairement de quartz. De même les miarolithes et les vacuoles qui sont demeurées dans la masse du porphyre — généralement moins nombreuses dans les microgranites — se sont remplies, secondairement, par l'action des eaux circulantes hydrothermales, soit de calcédoine verdâtre, compacte, corneuse, soint de quartz granulitique offrant dans certains cas des

Institutul Geologic al României

druses comportant de petits cristaux de roche; soit de dépôts d'oxydes de fer hydratés.

Quelquefois les microgranites présentent des schliers granophyriques, affectant la forme de lentilles allongées et convexes (voir planche V. fig. IX).

Examinés au microscope, les microgranites apparaissent avec la structure caractéristique des porphyres quartzifères, constitués par les phénocristaux de feldspathes potassiques et sodo-potassiques, exceptionnellement avec des formations de schachbrettalbite ; puis avec des cristaux de quartz et des masses irrégulières de ferrite. La pâte, masse fondamentale, est hoilocristalline et hypidiomorphe, elle comporte, comme éléments principaux: le quartz, l'orthose, l'anorthose et généralement les feldspaths sodo-potassiques, parfois aussi elle contient du ferrite ; accessoirement, on trouve : magnétite, hématite, zirconium, ilménite et, par exception, pyrite et apathite. Comme produits secondaires, en rencontre : calcédoine, kaolinite, séricite, oxydes de fer hydratés, chlorites, rutile et leucoxène. Les éléments de première consolidation sont : le magnétite, l'hématite et le zirconium, ainsi que l'apathite, qui se trouvent comme inclusion dans le quartz et dans les feldspaths ; plus tard, l'ilménite.

Les phénocristaux, notamment ceux de quartz, ont subi une trés forte résorption magmatique. Dans les facies granophyriques il n'est presque rien réste du contour cristallin du cristal primitif.

On constate encore de nombreuses traces du dynamométamorphisme, telles que certaines extinctions onduleuses, des cristaux fendus et brisés, des crevasses dans la masse de la roche, des formations perthitiques dans les cristaux de feldspath, une production de séricite de Schachbrettalbite, ete.

La pâte est formée de microcristaux qui, assez rarement d'ailleurs, présentent un contour cristallin net ; d'habitude, à cause des dimensions minuscules, les bords des cristaux se superposent dans l'épaisseur de la section, ce qui rend leur contour assez indécis.

Les formes de pasage vers le granophyre tendent à la structure micropegmatitique et avec formations granophyriques en forme de panaches, de pinceaux, d'éventail de fibres disposés radialement, de feldspath et de quartz.

La magnétite se rencontre en poudre fine, répandue d'une manière presque homogène, principalement dans les cristaux de feldspaths potassiques.

L'ilménite n'est pas répandue d'une manière homogène ; dans certaines roches, elle est relativement abondante. Elle est bien particularisée et on ne la rencontre qu'exceptionnellement comme inclusions

Institutul Geologic al României

dans les phénocristaux. Il semble que les oxydes de fer et de titane auraient constitué un mélange éutectique dans le magma qui a donné naissance à ces porphyres; les oxydes de fer étant en plus grande abondance que l'oxyde de titane, la magnétite et l'hématite se sont d'abord séparés, et ce ne fut que quand le mélange eut atteint le point éutectique correspondant à l'ilménite, que cette dernière s'est séparée du magma; ainsi s'expliquerait-on pourquoi l'ilménite ne se trouve qu'exceptionnellement en tant qu'inclusions dans les phénocristaux de feldspath et de quartz.

Les aiguilles d'ilménite se fixent de préférence sur les parois corrodés des grands cristaux de feldspath et de quartz, formant ainsi parfois une véritable zone piquante à la surface des phéno-cristaux et offrant l'aspect d'un hérisson. (Fig. 5).

L'ilménite se présente sous la forme de petites aiguilles noires, opaques; Les cristaux sont isolés ou réunis en groupes disposés radialement — ordinairement troit par trois — faisant entre eux des angles de 60°.

On rencontre encore des cristaux d'ilménite sur les parois des géodes. avec le quartz granulitique secondaire (fig. 6): ces cristaux sont vraisemblablement dus, dans ce dernier cas, à l'action hydrothermale.

L'ilménite a également subi des altérations, donnant naissance, soit à des granules anguleux de rutile, soit surtout au leucoxène, qui entourent les cristaux d'ilménite non altérés d'une zone affectant une couleur brun-verdâtre, avec puissante réfringence et grande biréfringence.

Le zirconium, bien qu'en petite quantité, se trouve cependant répandu dans presque tous les porphyres de Caména, fait habituel dans les roches acides[1]). On le trouve renfermé dans les autres minéraux, et se présente sous la forme de granules ronds ou anguleaux; mais on trouve aussi des prismes courts combinés avec la double pyramide, ayant l'extinction droite et l'orientation optique-positive; avec de très rares clivages d'après les faces de prisme, mais offrant de nombreuses fentes irrégulières avec réfringence puissante. Par interférence, le zirconium produit une auréole polychroique et donne des couleurs des ordes III-IV de l'échelle des interférences.

Dans les porphyres quartzifères de Caména, le zirconium est, le plus souvent, entouré d'une enveloppe de ferrite ou d'opacite, laquelle est plus dense dans le voisinage immédiat du cristal (fig. 7). Les cristaux de zirconium qui se trouvent dans la pâte possèdent une enveloppe plus riche que ceux qui sont enfermés dans les phénocristaux, principalement dans les phénocristaux de quartz, lesquels n'ont aucune

[1]) M. LÉVY et LACROIX: Les Minéraux des Roches, page 120.

Institutul Geologic al României

enveloppe. Greng [1]) qui a étudié ce phénomène, nottament dans les porphyres, attribue la formation de l'enveloppe de ferrite-opacite à une action radioactive, qu'exercerait, non pas le zirconium lui-même, lequel n'est pas radioactiv, mais un zirconium comportant des impuretés de thorine, ou d'autres éléments radioactifs. La rareté et la petitesse des grains de zirconium dans les porphyres quartzifères de Camena ne permettent pas de faire la verification — par voie chimique ou par voie radioactive — dé cette hypothèse.

Ferrite-Opacite. On comprend sous cette appellation les masses irrégulières, amorphes, opaques, rouge-brun et souvent noires qui offrent un aspect mat. Le ferrite-opacite se trouve très inégalement répandu dans la masse des porphyres de Camena; et il arrive que dans le même échantillon, il y a des parties qui présentent une concentration plus prononcée de ce mineral que ne la présenten d'autres parties.

Aux essais qualitatifs que nous avons faites, nous n'avons obtenu que les réactions du fer et de faibles réactions pour le cuivre.

Le ferite-opacite des porphyres de Camena pourraient provenir de l'altération de certaines pyrites cuprifères que l'on rencontre dans quelques échantillons de porphyre.

Chlorite. En tant que produits secondaires, outre les oxydes hydrates de fer, on trouve habituellement — en quantités peu importantes — un chlorite fibreux, disposé radialement avec le caractère optique-positif des fibres, faiblement coloré en jaunevert, avec polychroïsm léger et biréfringence moyenne donnant des couleurs d'interférence de I ord.; il s'agit probablement ici d'un clinoclore.

La kaolinite se trouve comme produit secondaire, par suite de l'altération des feldspaths.

Les mineraux principaux sont le quartz et le feldspath qui seuls, constituent les phénocristaux et la majeure partie de la pâte.

Le quartz, comme les phénocristaux, est idiomorphe. Dans les microgranits, et spécialement dans les types qui se rapprochent des granophyres, le quartz a subi une intense corrosion magmatique, à tel point que quelquefois il ne conserve presque plus rien du contour cristallin. Par contre, on relève de nombreux vides ainsi que des poches comblées de magma et de microcristaux de pâte. Ces vides et ces poches communiquent avec la pâte par de petits canaux (voir pl. I, fig. I, II et III; pl. III, fig. IX). Les cristaux sont limpides, offrant peu d'inclusions: certaines de ces inclusions sont si petites qu'il est impossible de les résoudre, même a l'aide du microscope. Elles sont, la

[1]) R. GRENG: Centralblatt für Miner. Geolog. u, Petrogr. (No. 17, 1914).

Institutul Geologic al României

plupart du temps, rangées le long de fentes ou de crevasses curvilignes que l'on observe dans tous les cristaux de quartz: elles sont répandues sans aucune règle. D'un autre côté, on trouve aussi des inclusions que l'on peut résoudre sous le microscope. Parmi ces dernières, les unes sont des cristaux plus petits, cristaux de quartz également, présentant le même contour et la même orientation optique que le cristal-mère. Trés rarement on découvre de petits cristaux d'orthose, parfois avec macle de Karlsbad; puis des feuillets d'hématite et des octaèdres de magnétite; enfin, de petits grains de zirconium et de très rares aiguilles d'ilménite. Sur les crevasses on observe, cà et là, de minces feuillets de séricite. On ne remarque pas d'inclusions liquides; par contre, on rencontre souvent des inclusions vitreuses, avec ou sans libelle gazeuse; ces inclusions sont amorphes, à contour net et fin, sans relief, avec une réfringence légèrement inférieure à celle du quartz et toujours bien colorées en jaune-brun, là où le quartz est incolore ou enfumé, en brun-violet lorsque le quartz est violacé et en rose-violacé, dans les endroits où le quartz affecte une teinte rose. Il va sans dire que ces inclusions vitreuses colorées, par leur fréquence dans les cristaux de quartz, donnent à ces cristaux des nuances colorées. Les inclusions offrent habituellement des formes de cristaux négatifs ayant les côtés parallèles aux sections pratiquées sur les faces du cristal de quartz, mais elles peuvent aussi affecter des formes rondes ou ovales (Dans la Pl. I, fig. VII et VIII et dans la Pl. III, fig. XVIII, les petits points noirs que l'on observe dans les cristaux de quartz, représentent de telles inclusions vitreuses colorées).

La cristallisation du quartz a commencé après celle du Feldspath et avant que ce dernier n'ait parachevé sa cristallisation, on trouve en effet — quoique rarement — de petits cristaux d'orthose inclus dans le quartz, de même que l'on trouve aussi des formes pegmatitiques dans la cristallisation simultanée du quartz et du feldspath (voir Pl. III, fig. XXIV). Dans un petit nombre de cas, on a pu constater également des cristallisations successives pour un seul et même cristal de quartz, ce qui est mis en évidence par la structure zonaire des cristaux de quartz voir Pl. III, fig. XXIV). Dans toutes les zones on constate la même orientation optique.

Les effets mécaniques, dans les cristaux de quartz, sont en général moins fréquents dans les microgranits et dans les microgranulites.

Les effets mécaniques sont de plusieurs sortes et de différents degrés; quelquefois, par exemple, on remarque du quartz affectant une extinction ondulatoire; d'autres fois, il s'est produit dans le quartz des crevasses présentant quelque rapport avec la symétrie cristalline; il arrive aussi que ces crevasses forment de simples ligns droites ou

Institutul Geologic al României

courbes; d'autres fois — plus rarement — ces lignes de fracture dans le crtstal forment des lignes en zigzag ayant l'aspect d'une altitza voir aussi Pl. V, fig. XL.); plus loin, on constate l'existence de larges fentes et bien des fois même des brisures de cristaux. Le fait suivant mérite une mention toute spéciale: Ces crevasses se produisent de préférence dans la direction de l'axe principal, c'est-à-dire en direction de la moindre élasticité optique n_g (ε) (fig. 9) ce qui prouverait qu'il y a une liaison entre l'élasticité mécanique et l'élasticité optique.

De même, l'action corrosive du magma s'est toujours exercée plus efficacement dans la direction de l'axe principal (fig. 10).

Dans les microgranits granophyres on observe fréquemment qu' autour des cristaux de quartz corrodés par le magma, il s'est formé une zone de quartz-granophyrique, qui constitue ce que les pétrographes français appellent quartz-auréolé.

Les phénocristaux de quartz présentent fréquemment des macles :

a) Macles avec axes parallèles symétriques par raport à e^2. On observe — le fait est d'allieurs bien connu — que les axes des deux cristaux accolés ou maclés ne sont pas rigoureusement paralléles, mais qu'ils forment entre eux un angle allant jusqu'à 2° (v. fig. 11).

b) On rencontre aussi — mais plus rarement — la macle. type «La Gardette», dans laquelle les axes des deux cristaux maclés forment un angle presque droit et ont, comme plan de symétrie, une face d'isoscéloèdre ξ (1122). La valeur la plus grande trouvée par nous pour cet angle — dans les porphyres quartzifères de Camena — est de 84°.

c) On trouve aussi des cristaux maclés, avec axes non parallèles faisant entre eux des angles plus aigus, dont la plus grande valeur atteint 36° (fig. 13); cette catégorie de macles est la plus répandue dans les porphyres quartzifères; R. Balogh en a fait un sujet tout particulier d'étude.

Dans tous les porphyres quartzifères de Camena, nous rencontrons également le quartz sous la forme granulitique, dans des nids ainsi que dans de petits filons, affectant une tendance à l'idiomorphisme,

Le feldspath constitue, avec le quartz, un des éléments principaux dans les porphyres quartzifères de Camena; tantôt, c'est le quartz qui prédomine et, tantôt, c'est le feldspath; le plus souvent, c'est en quantités égales qu'on les y trouve.

Le feldspath est rarement une albite; plus fréquement c'est un orthose ou un anorthose; c'est le feldspath sodo-potassique que l'on rencontre le plus souvent.

L'albite est plutôt rare dans les roches relativement riches en N_{a2} O et seulement dans les formations perthitiques — on en découvre exceptionnellement dans les formations de schachbrettalbite. L'absence des

Institutul Geologic al României

plagioclases proprement dits, — fait assez rare lorsqu'il s'agit de porphyres, s'explique par raison de la prédominance exceptionnelle de K_2O sur $N_{a2}O$ dans les porphyres de Camena.

Les feldspaths présentent des corrosions magmatiques à un moindre degré que le quartz; ils ont également subi des effets mécaniques, notamment dans les microgranits avoisinant la ligne de fracture. C'est également aux actions dynamiques que l'on doit attribuer les cas assez rares de passage vers la structure du microcline. Les formations perthitiques elles-mêmes, très répandues, plus abondantes en tout cas dans les porphyres qui ont subi davantage les actions dynamiques, doivent avoir, à notre avis, des rapport avec ce métamorphisme. Le porphyre quartzifère de Camena présente — exceptionnellement pour les porphyres — une prédominance des formations perthitiques en feldspaths.

La plupart du temps, dans la formations perthitiques les petits filons d'albite n'offrent pas de contour bien net; ce contour se confond en un mélange intime avec le feldspath potassique. Plus la proportion de $N_{a2}O$ augment dans la roche, plus les petits filons d'albite aquierent un contour propre. Quelquefois, ces lamelles constituent de véritables cas de Schachbrettalbit dans le sens proposé par Fr. Beke.

Les lamelles d'albite ont généralement de très peu nombreuses traces de clivage, apres *p* (001). En des coupes ou sections orientées, on a pu faire les déterminations suivantes:

dans des sections parallèles à g^1 (010)

l'extinction de α' par raport aux traces de clivage après *p* (001)

pour les lamelles d'orthose valeurs maxima . . . . . $+ 6^0$ } pour les lamelles d'albite $+ 15^0 1/2$

en sections dans la zone ph^1 (001,100)

l'extinction de α' en rapport avec les traces de clivage après g^1 (010)

pour les lamelles d'orthese valeurs maxima: . . . . . 0^0 } pour les lamelles d'albite $- 12^0$.

Il résulte de ces déterminations que l'albite provenant des lamelles est une albite ayant $7—9^0/_0$ An.

On rencontre aussi parfois des cas particuliers d'une sorte de Schachbrett, où les clairs feuillets d'albite dénotent une évidente orientation parallèle aux traces de clivage de la gaine d'orthose, après h_1 (100) (voir Pl. I, fig. V). D'autres fois, les lamelles d'albite sont composées de plusieurs individus affectant une orientation optique différente, tandis que la gaine, consistant en feldspath potassique, tout trouble à cause des nombreuses inclusions, a toutes ses parties — bien qu'elles

Institutul Geologic al României

soient séparées les unes des autres par des lamelles d'albite — orientées du même façon au point de vue optique (fig. 14). Ce fait pourrait trouver son explication dans les séparations de solutions solides, alors que des actions dynamiques auraient, elles aussi, contribué à ces séparations.

Dans les quelques sections véritablement schachbrettalbit, les plaques d'albite sont assez bien développées, et présentent des lamelles finement maclées suivant la loi de l'albite; la combinaison avec la macle de la péricline se rencontre assez rarement.

Le petit nombre de sections, que nous avons effectuées pour obtenir des déterminations, nous ont fourni les résultats suivants:

1) L'extinction après α' par rapport à la trace g_1 (traces des plans de macle) dans la zone ph_1 (001,100) est de:

$$-14^{01}/_2 \text{ pour } 1 \text{ et de } +16^{01}/_2 \text{ pour } 1'$$

2) L'angle des plans des axes dans le système de lamelles $11'$ (macle de l'albite) est de 25^0.

De la coordination de ces données, il résulterait une albite avec $4-7^0/_0$ An.

L'orthose est le feldspath prédominant dans les microgranits. On rencontre souvent des coupes avec contour cristallin propre. L'orthose présente les clivages habituels après p, moins prononcés après g_1 parfois aussi après h_1.

Les cristaux d'orthose sont très riches en inclusions, principalement en inclusions d'oxydes de fer.

Par diagénèse, il se produit en premier lieu de la séricite, — laquelle est vraissemblablement due au piézométamorphisme — en minces feuillets, tout le long des crevasses des cristaux; il se produit ensuite de la caolinite avec réfringence et biréfringence plus élevées que celles de l'orthose. En tant que produit secondaire on trouve aussi de petites quantités de chlorite issues de l'orthose et des inclusions ferrugineuses.

Dans la zone de symétrie, l'orthose a l'extinction droite, tandis que dans les coupes bien orintées, paralléles à g_1 il donne pour la direction α l'extinction maxima $+6^0$. Les cristaux présentent au conoscope la dispersion des axes optiques, et notament $r > b$.

L'orthose se présente habituellement maclé, soit macle de *Carlsbad*, d'accolement et de pénétration (voir Pl. I, fig. I, VII et VIII), soit macle de *Mannebach* (*Four la Brouque*) avec extinction symétrique jusqu'a 6^0, en sections presque parallèles à g^1 (010) (voir Pl. I, fig. IV); on rencontre encore, mais plus rarement, la macle du type Baveno voir Pl. I, fig. III). Dans une coupe on a trouvé, à titre exceptionnel,

Institutul Geologic al României

une macle Baveno, taillée perpendiculairement sur le plan de macle et parallèle à h_1 (100), si bien que l'extinction est parfaitement symétrique dans les deux individus, soit 45°; les traces de clivage après p (001) du premier individu sont presque en continuation avec les traces après g_1 (010) du second individu, à cette différence près que certaines traces (celles qui suivent p) sont plus prononcées que les autres (fig. 15). On rencontre également des macles combinées de Carlsbad et de Baveno (fig. 16); ainsi que des groupements non parallèles de cristaux avec pénétration réciproque (voir Pl. V, fig. XXXIX).

L'anorthose est assez répandu et se présente sous l'aspect de l'orthose, dont on ne peut le différencier que grâce à ses propriétés optiques.

La question se pose de savoir si nous n'avons pas à faire, en l'espèce, à un feldspath de sodium et de potassium; en d'autres termes, s'il ne s'agit pas ici d'un mélange isomorphe en proportions variables de feldspath sodique et de feldspath potasique. Vraisemblablement la majeure partie du feldspath potassique des microgranits de Camena consiste en de tels mélanges isomorphes; la presence de ces mélanges n'exclut pas néanmoins l'existence de l'orhose et de l'anorthose. Les faits suivants prouvent l'existence certaine de l'anorthose:

a) Ches des individus maclés, type Carlsbad, on a pu mesurer dans la zone ph_1 (001,100) des extinctions symétriques, en rapport avec la trace du plan de macle, jusqu'a $1^{01}/_2$.

b) Dans des coupes bien orientées, presque parallèles à g_1 (010) on a mesuré pour α' l'angle d'extinction en rapport avec les traces de clivage après p (001) jusqu'à $10^{01}/_2$; et

c) Dans une coupe presque perpendiculaire sur la bissectrice aiguë, on a pu observer au conoscope, dans la position diagonale, les deux branches d'hyperbole, ce qui démontre un angle relativement petit pour les axes optiques.

Le facies micropegmatitique est moins bien répresenté que les microgranits et les microgranulites, en ce sens que les formations micropegmatitiques se rapprochent davantage du type granophyrique. On reconnaît également des micropegmatites typiques avec phénocristaux de feldspath et de quartz qui s'entre-pénètrent dans un fin tissu, ressemblant à une broderie (voir Pl. III, fig. XXII).

Les microgranulites présentent un facies aplitique intéressant. Elles apparaissent sur la pente nord du Holdurmi, suivent ensuite, sur une distance d'environ deux cents mètres la crête du massif; on les rencontre encore sur les flancs septentrionaux et occidentaux du Taș Baïr. Elles offrent un aspect compact, affectent des teintes roses, bleues ou violacées, avec des mailles et des schliers de même nuance, — mais

Institutul Geologic al României

plus clairs ou plus foncés — qui donnent à la roche un bel aspect, agréable à l'œil.

Dans une seule coupe on a trouvé des sphérolithes de feldspath offrant une structure sortant de l'ordinaire. La sphérolithe est formée de plaques d'orthose ovales-polygonales, disposées radialement, mais ayant des orientations optiques irrégulières, de sorte qu'il est impossible d'en obtenir, ni la croix noire, ni l'extinction totale. Pour expliquer l'existence de ces sphérolithes, LACROIX [1]) suppose qu'elles ne sont pas seulement formées de fibres allongées après pg_1 (001, 010) mais aussi de fibres allongées après h_1 g_1 (100, 010) et même après ph_1 (001, 100).

Nous discuterons les résultats des analyses chimiques dans un chapitre ultérieur; nous nous contentons, pour le moment, d'indiquer les formules d'après OSANN :

Microgranits et microgranulites: s = 85,34, a = 18,5, c = 1,0 f = 10,5.

Microgranits-granophyres et micropegmatites: s = 83,12, a = 16, c = 1, f = 13.

Microgranulites-aplites: s = 82,44, a = 19,5, c = 2, f = 8,5.

Tous sont des porphyres quartzifères de type Kiirunavaara-Suède : s = 78,5, a = 17, c = 1,5 f = 11,5.

Granophyres et pyromerides

Les granophyres, porphyres globulaires des pétrographes français, sont presque aussi répandus que les microgranits et présentent des facies tout aussi variés et tout aussi intéressants — au point de vue pétrographique — que les microgranits.

Emplacement. — Les granophyres occupent la marge orientale des débordaments porphyriques; c'est ainsi qu'on en trouve sur le versant Est du *Taş Tepe*, *Buzalâc Holdurmi* et constituent présque entièrement *Mantarlac*, ainsi que la majeure partie du sommet et des pentes Est et Sud du *Taş Baïr;* ils forment encore toute la chaîne des mamelons que l'on voit entre Mantarlac et Taş Bair, de même que le mamelon qui s'élève au Sud de Taş Bair.

Généralités. — Le granophyre prédominant affecte une couleur rouge-brique, mais il offre aussi des teintes plus foncées, allant jusqu'au violet-noir. Tous ces granophyres sont âpres au toucher et ont un aspect poreux, miarolithique, dû certainement aux gaz qui se sont dégagés au moment où le magma se consolidait.

Les granophyres se présentent sous l'aspect macroscopique, comme

[1]) LACROIX: Minéralogie de la France (Tome II, page 94).

Institutul Geologic al României

s'ils étaient formés de petits granules ronds, parfois difficilement visibles à l'œil nu et, d'autres fois, atteignant la grosseur d'œufs de carpe. Le facies marginal — le plus oriental — (Taș Tepe, Buzalâc et Holdurmi) offre une structure parallèle caractéristique, laquelle néanmoins est primaire, provenant des cristallisations successives du magma sous la croûte ou l'écorce qui s'était formée à la surface. Cette structure, connue sous le nom de Bandporphyre, est primaire. On peut le constater acilement à l'aide du microscope, étant donné qu'aucun des minéraux de la roche ne présente une trace quelconque de dynamométamorphisme.

Les granophyres affectent, eux aussi, de nombreuses petites crevasses, les unes visibles seulement au microscope, les autres atteignant — exceptionnellement il est vrai — jusqu'à deux millimètres de largeur. Toutes ces crevasses sont comblées de quartz secondaire.

Ce n'est que très rarement que l'on rencontre des phénocristaux qui, la plupart du temps, sont des phénocristaux de feldspath; ce n'est que par exception que l'on trouve le quartz comme phénocristal.

Les minéraux noirs, opaques, sont plus abondants que dans les microgranits; ils forment de petits nids irréguliers, tantôt brillants, tantôt se présentant comme des taches noires plus étendues à l'aspect mat.

Sous le microscope. — Les phénocristaux de feldspath sont l'orthose, le feldspath sodo-potassique et l'anorthose, comportant les habituelles formations perthitiques.

La partie caractéristique des granophyres est constitué par la masse fondamentale, que forme le feldspath en association avec le quartz, affectant des formes particulières. Le feldspath de la pâte est prédominant; il est composé de microlithes, avec tendance à l'idiomorphisme, contenant de tout petits cristaux (ceux-ci atteignent rarement jusqu'à 0.4 mm). Les microlithes sont généralement allongés après pg_1 (001, 010) et présentent des traces de sections des faces de p (001), g_1 (010) h_1 (100) a_1 (101); parfois les microlithes offrent des traces de clivage après p et même des macles de Mannebach et de Carlsbad. D'après la valeur de l'angle d'extinction de la direction d'avec trace de pg_1, ou selon la direction de clivage après p, les microlithes seraient de l'orthose, plus rarement de l'anorthose et, habituellement du feldspath sodo-potassique. Les microlithes sont troubles par suite des nombreuses inclusions d'oxydes de fer et, en conséquence, forment un contraste avec la masse transparente du quartz granophyrique.

Groupements granophyriques. — Selon l'arrangement des microlithes de feldspath et de quartz granophyrique, nous avons plusieurs sortes de groupements:

a) Quelquefois les microlithes de feldspath sont disposés irréguli-

Institutul Geologic al României

èrement avec une tendance de concentration dans certaines parties de la roche; tandis que le quartz granophyrique constitue le ciment disposé en de grands ilots presque ovales ou ronds qui renferment dans leur masse les microlithes de feldspath. Tout le quartz de ces ilots affecte la même orientation optique (extinction totale). Cette structure spéciale aux porphyres quartzifères, que WILLIAMS dénomme structure micro-poikilithique[1]) peut être observée dans la Pl. IV, fig. XXV, XXVI et XXVII. Ce facies est dû indubitablement à une cristallisation plus rapide, ainssi les microlithes de feldspath n'ont-ils pas pu s'orienter entièrement, pour former des sphérolithes.

b) On rencontre des granophyres dans lesquels les microlithes de feldspath présentent un stade plus avancé dans leur orientation; ils affectent en effet parfois l'aspect de petites pelotes, mais ils ne forment pas encore neanmoins les sphérolithes proprement dits (v. Pl. V, fig. XXXIII).

c) Enfin, on trouve des granophyres qui exhibent l'arrangement parfait des microlithes, en constituant les sphérolithes proprement dits, ou les pseudo-sphérolithes. Dans ce dernier cas, des fibres de quartz sont associés aux microlithes de feldspath.

d) Il arrive rarement — comme cela se rencontre dans le granophyre qui comble la brèche-filon du Holdurmi — que les sphérolithes soient constitués par des plaques polygonales, semblables à un ovale allongé, avec orientation optique différente, dont nous avons déjà parlé plus haut.

e) Très fréquement les microlithes de feldspath, affectant la forme de fibres ténues, mélangées à des fibres de quartz, constituent des traînées des zones granophyriques, sous forme de panaches, de pinceaux, d'éventailes, de zones servant d'enveloppe aux phénocristaux ou aux pisolithes granophyriques.

f) Les sphérolithes de feldspath présentent souvent, entre les nicols croisés une croix noire assez indécise, dont les bras sont légèrement obliques par rapport à la direction des fibres, à cause de l'allongement des fibres après pg_1; d'autres fois, les sphérolithes présentent l'extinction totale.

Quartz. Dans les granophyres, le quartz se trouve assez rarement sous la forme de phénocristaux. Ceux-ci sont fortement corrodés par le magma, de sorte qui'ils sont réduits à la forme arrondie (voir Pl. II, fig. XII). Autour des phénocristaux, il s'est formé des zones granophyriques, dans lesquelles les fibres de quartz, mélangées de fibres de feldspath, semblent être implantées sur le reste du phénocristal comme une crinière. Dans ce cas, les fibres de qartz offrent la même orientation optique que le phénocristal de quartz.

[1]) A. HARKER: Pétrographie, page 214.

Institutul Geologic al României

Les quartz granophyrique ou quartz globulaire — comme le nomment les pétrographes français, est caractéristique pour les granophyres.

Le quartz granophyrique se présente sous plusieurs aspects:

a) Sous forme micropoïkilitique, selon le sens que lui donne WILLIAMS.

b) Parfois — notamment lorsque les microlithes de feldspath n'ont pas pu se grouper en pelotes ou en sphérolithes — le quartz granophyrique se présente encore sous forme de taches ayant une orientation unique; mais dans ce cas, le mélange des microlithes troubles de feldspath avec le quartz est tellement homogène que la roche prend l'aspect pegmatitique (voir Pl. IV, fig. XXV et XXVI).

c) A mesure que les pelotes et les sphérolithes de feldspath se sont constituées, le quartz granophyrique a pris un aspect granulitique (voir Pl. II, fig. X et XI et Pl. V, fig. XXXIII), comme si ce quartz granophyrique était formé de trois ou même d'un plus grand nombre de cristaux collés les uns contre les autres et orientés diversement au point de vue optique.

d) Nous avons déjà mentionné que le quartz, affectant la forme de microlithes fibreux, entre dans la composition des pseudo-sphérolithes et de presque tous les fascicules, des panaches et des zones granophyriques.

e) Les granophyres présentent de nombreuses crevasses, dont certaines ne sont visibles qu'au microscope. Ces crevasses proviennent, en partie des brusques contractions provoquées par le refroidissement rapide de la roche, au moment de la consolidation, et en partie des actions dynamiques. Ces crevasses sont comblées d'un quartz granulitique limpide, provenant de la ségrégation de la roche elle-même, comme ce serait le cas pour la plupart de ces crevasses. On peut aisément constater le fait en examinant le mode d'arrangement du quartz qui, dans les parties où le petit filon touche au quartz granophyrique de la roche, le quartz qui a comblé la crevasse offre la même orientation opticque que le quartz de la roche. Néanmoins nombreuses sont les crevasses qui sont remplies d'un quartz filonien déposé par les eaux; dans ce dernier cas, les petits cristaux de quartz sont disposés de telle sorte que leur axe principal est perpendiculaire sur les salbandes du filon.

Minéraux accessoires. On trouve, comme éléments accessoires les mêmes minéraux que dans les microgranits, savoir: la magnétite, en poudre et en petits octaèdres, l'hématite en petites feuilles, l'ilménite en fines aiguilles incluses dans les sphérolithes et disposées parfois en cercles concentriques (fig. 17), le zirconium, ayant généralement une enveloppe de ferrite. Le ferrite, qui présente les mêmes

Institutul Geologic al României

caractères que dans les microgranites, est relativement plus abondant dans les granophyres. Comme minéraux secondaires, on trouve: la kaolinite, le chlorite, la séricite et des oxydes de fer hydratés.

Pyromérides et pisolithes granophyriques. Il faut également classer entre les granophyres les pyromérides et les pisolithes granophyriques que l'on rencontre à Caména, en un seul endroit, sur le versant méridional du sommet le plus élevé de la butte de Holdurmi.

Ces formes particulières de granophyres se présentent, tantôt rondes, réniformes, grosses comme des noix, véritables pyromérides; tantôt de la grosseur d'un petit pois, parfaitement sphériques, se touchant les unes les autres et parfois même se pénétrant mutuellement; le tout englobé dans une masse granophyrique et comportant en même temps des sphérolithes et des pseudo-sphérolithes, tout comme les granophyres (voir Pl. II, fig. XIII).

Les pyromérides comprennent en général de petites pseudosphérolithes à structure radiale-fibreuse, qui présentent souvent en leur centre un petit cristal de quartz.

Les pisolithes ont mieux résisté à l'action de agents atmosphériques, à cause probablement de leur enveloppe de calcédoine; c'est pourquoi elles apparaissent en relief et se détachent facilement du reste de la roche.

Les pisolithes affectent une couleur rouge-brun-violet et sont encastrées dans une masse granophyrique, laquelle est elle même disposée zonairement et concentriquement, qui constituerait une pyroméride réniforme de la grosseur du poing. Cette masse zonaire, analogue à ces formes que WALLÉRANT a décrites à propos du porphyre de l'Estérel [1]), est constituée par des couches affectant une couleur rouge brique clair, alternant — sans trop de régularité — avec d'autres couches moins développées et ayant une teinte rouge brun-violet. Sous le microscope, les pisolithes apparaissent comme étant formées d'une masse granophyrique pilotaxitique. On y trouve encore de rares granules de zirconium, de minuscules octaèdres de magnétite, beaucoup d'hématites et surtout de ferrite, fréquemment transformés en oxydes de fer hydratés; on y rencontre aussi de rares aiguilles d'ilménite, groupées dans leur ordre habituel. Comme dans les pyromérides proprement dites, on relève des pseudo-sphérolithes offrant le même aspect.

L'enveloppe calcédonienne des pisolithes, sous le microscope, apparaît translucide, incolore, présentant un aspect fluidal et ne com-

[1]) F. Wallérant: Des sphérolithes des rochs siliceuses et de leur mode de formation, Bull. Soc. Géol. de France (1888, XVI, p. 907).

Institutul Geologic al României

portant que peu d'enclusions. Au point de contact de la calcédoine avec la paroi de la pisolithe, sur une zoue très étroite, et présentant des solutions de continuité, il semble que les eaux thermales ont déposé de l'opale, étant donné que la substance de ces fines pellicules est isotrope.

Pour la composition chimique des granophyres, (voir Tabl. III), on a, après OSANN:

pour les granophyres: $s = 82.62$, $a = 18.5$, $c = 1.0$, $f = 10.5$

pour la pisolithe granophyrique: $s = 84.24$, $a = 19.5$, $c = 1.0$, $f = 9.5$

Type: porphyre quartzifère de KIRUNAVAARA (Suède):

$s = 78.5$, $a = 17$, $c = 1.5$, $f = 11.5$,

Felsophyres

Les felsophyres, à Camena, sont représentés par deux types différents, l'un, qui se rapproche beaucoup des microgranite et qui, comme ceux-ci, est riche en phénocristaux, mais dont la pâte est fluidale et microfelsitique, affectant des couleurs vives, rouge-brun, brun-violet ou rouge-violet. On ne trouve ces felsophyres — sous forme de lambeaux — que dans la moitié orientale, sur l'arête des buttes Holdurmi et Capac-Culac, ainsi que sur une petite surface, dans le village de Camena.

Le second type se rapproche des vitrophyres, dont il ne se différencie que par la pâte fluidale et microfelsitique. Il présente des schliers diversement colorés en noir, brun, plusieurs nuances variées de vert, rouge brun, brun-violacé, jaune-brun. Il arrive même que, dans le même exemplaire, on rencontre les couleurs les plus diverses, ce qui donne à la roche un aspect très agréable à l'œil. Ces felsophyres, qui ne comportent en général que peu de phénocristaux, se rencontrent dans toutes les collines situées à l'Ouest de la ligne de fracture, à partir de Teke, Diulgher B. (Sacar B), Cuorlăc, Jvralnica, cote 158, ainsi que dans les colline intermédiaires.

Les Felsophyres microgranits diffèrent des microgranits par la structure de la pâte, laquelle est microfelsitique (voir pl. III, fig. XVII et XVIII), dans le sens indiqué par ROSENBUSCH. La pâte est presque entièrement cristallisée; on trouve aussi, par ci, par là, de petites quantités de verre. On observe de nombreux effets dus aux actions dynamiques. On remarque encore dans la pâte de petites crevasses microscopiques, comblées de quartz secondaire, affectant des directions parallèles entre elles (Pl. III, fig. XVIII) produites vraisemblablement par une contraction rapide de la pâte.

Les microlithes qui constituent la pâte sont les mêmes minéraux que dans les microgranits, offrant cette particularité qu'elles comportent

Institutul Geologic al României

une plus grande quantite d'oxydes de fer, surtout de l'hématite, qui communique à la pâte des couleurs vives.

Les felsophyres microgranits sont abondants dans les phénocristaux de quartz et de feldspath, en quantités presque égales. Le magma les a relativement peu corrodés. Le quartz présente fréquement des faces de prisme combinées à des faces de pyramide, ce que l'on n'observe que très rarement dans les autres porphyres. Ce quartz contient d'abondantes inclusions vitreuses colorées, avec ou sans bulle gazeuse, qui prennent parfois la forme d'un cristal négatif.

Le feldspath que l'on rencontre habituellement est le feldspath sodique et potasique, avec les deux termes extrêmes: l'orthose et l'anorthose, ce dernier marquant une abondance plus prononcée que dans les microgranits, fait qui concorde également avec la composition chimique des felsophyres, où les proportions de $N_{a2}O$ dépassent celles de K_2O. On y trouve aussi plus souvent les formes de schachbrett, tant avec tablettes d'albite maclée qu'avec albite non maclée.

Dans certains felsophyres - microgranits on rencontre aussi des formations granophyriques, telles que mélange fibreux de quartz et de feldspath en faisceaux, en éventails et même de sphérolithes et de pseudo-sphérolithes.

Felso-vitrophyres. Les felso-vitrophyres ont la pâte fluidale avec des schliers colorés diversement. Ils proviennent de la dévitrification d'une pâte vitreuse. Ils contiennent d'ordinaire des parties de la pâte encore vitrifiée, dans laquelle les divers minéraux de fer ne sont pas individualisés, mais se trouvent probablement sous forme de solutions solides, colorant la pâte en jaune-brun; tandis que, dans la pâte dévitrifiée, les oxydes de fer, pour une partie d'entre eux, sont entrés dans la composition des chlorites qui donnent à la pâte une teinte verte plus ou moins prononcée, alors qu'une autre partie des oxydes de fer s'est transformée en magnétite, et surtout en ferrite et en oxydes de fer hydratés.

Dans la pâte on rencontre encore un très petit nombre d'aiguilles d'ilménite, quelques granules de zirconium dans des nids de ferrite, de la magnétite et des petits papillons de pyrites qui, selon toute vraisemblance, sont cuprifères. En général, on obsèrve une diminution très sensible des oxydes de fer par rapport à ceux que l'on relève dans les autres porphyres. Les variétés jaune-brun, avec schliers violacés, contiennent aussi dans la pâte de rares et petits feuillets de biotite, avec extinction parallèle avec traces declivage ($n'g$), très polychroïques, donnant :

$n'g$ = brun

$n'p$ = jaune-brun, très pâle

et avec biréfringence élevée.

Institutul Geologic al României

Les phénocristaux sont peu abondants. Le quartz est vitreux et enfumé, avec les mêmes caractères que dans les autres porphyres.

Les phénocristaux de feldspath sont d'orthose et de feldspath sodo-potassique, micro et crypto-perthitiques, avec formations de schachbrett et avec toutes les particularités déjà énoncées.

A part cela, on trouve encore de petits phénocristaux vitreux, incolores, avec éclat brillant sur les faces de clivage, d'un plagioclase avec la macle polysynthétique de l'albite en lames fines et claires ; on observe des clivages surtout après g_1 (010), plus rarement après p (001). Aux bons contacts avec le quartz, en appliquant la méthode Becke, nous avons trouvé :

$$\gamma' \geqslant \omega \ , \ \gamma' < \varepsilon \ , \ \alpha' \leqslant \omega \ , \ \alpha' < \varepsilon$$

Les extinctions des lamelles, lorsqu'elles ont lieu symétriquement, dans la zone ph_1 (001, 100) atteignent au maximum 6^0 par rapport à la trace du plan de macle, et présentent une égale intensité lumineuse, lorsque la trace du plan de macle coïncide avec les directions des fils réticulaires. L'angle d'extinction de α' par rapport à la trace pg_1 (001, 010) en g_1 (010) est au maximun $+ 9^0$ 1/2.

Des donées exposées ci-dessus, il ressort que nous nous trouvons en présence d'une o l i g o c l a s e ayant 22—25% An.

Par endroits, on observe dans la roche des crevasses comblées en mode secondaire de calcédoine. On relève encore, comme produit secondaire : des chlorites jaune-vert, fibreux, avec polychroïsme très faible et avec biréfrigence petite ; probablement p e n n i n e ou r i p i d o l i t e.

Composition chimique des felsophyres (voir Tableau III). Nous avons, d'après Osann :

pour les felsophyres-microgranites : s = 80,84, a = 17, c = 0, f = 13.
Pour les felso-vitrophyres : s = 85,99, a = 19, c = 1, f = 10.
Type : Hyallopantellérite de Cantina Zitton : S = 78, a = 18, C = 0, f = 12.

Vitrophyres

G é n é r a l i t é s. — Les vitrophyres se rencontrent dans toutes les collines où l'on trouve des felsovitrophyres et sont irrégulièrement mélangés avec ceux-ci, avec passage d'un type à l'autre, aussi est-il matériellement impossible de tracer une délimitation nette entre les vitrophyres et les felsovitrophyres. Il n'y a que l'étude pétrographique, laquelle met en évidence la prépondérance du verre dans la masse de la roche, ainsi que la composition chimique, laquelle indique pour les vitrophyres une proportion relativement considérable d'eau et de CaO, qui puissent nous fournir des données certaines dans le classement des

Institutul Geologic al României

échantillons. Toutefois on ne trouve pas de vitrophyres où le processus de dévitrification manque totalement, afin que l'on puisse avoir une masse fondamentale complètent amorphe.

Les vitrophyres affectent une couleur brun-brique, à l'aspect gréseux en même temps que corneux, à cause des perlites qui se sont formées; ils sont âpres au toucher et la cassure en est irrégulière ou légèrement conchoïdale. Au fur et à mesure que la dévitrification avance, et étant donné que la formation des chlorites dépend de ce processus, les vitrophyres commencent à prendre une teinte verte; parfois cependant la couleur est violacée ou noir brun, ce qui donne à la roche un aspect varié et agréable à l'œil. Ainsi présentés, les vitrophyres ne peuvent pas, à première vue, être différenciés des felso-vitrophyres.

On rencontre parfois des vitrophyres ayant toute l'allure du verre et offrant un aspect onctueux-céreux et une cassure irrégulière. Ce sont là des véritables p e c h s t e i n e.

S o u s l e m i c r o s c o p e. — La pâte est prédominante. Dans les parties qui ne sont pas dévitrifiées, elle est amorphe, limpide, colorée en brun-jaunâtre, à cause probablement d'une solution solide d'oxydes de fer, par le fait que — en rapport avec le pourcentage des oxydes de fer de la roche ($Fe_2O_3 = 4.43\%$) — l'on relève une trop petite quantité de minéraux de fer individualisés. Dans la pâte on observe quelques minéraux, notamment de la poudre et de minuscules octaèdres de magnétite, de très rares feuilles d'hématite, ainsi que de rares fragments de biotite. Il est à remarquer que ces vitrophyres ne comportent pas du tout d'ilménite.

La pâte vitreuse est séparée, par des surfaces courbes, en perlites rondes ou ovales (voir Pl. III, fig. XXI et XXII). Le long des surfaces courbes que limitent les perlites, on aperçoit le commencement du processus de la dévitrification de la partie vitreuse. Ce processus se manifeste par la séparation de chlorites sous forme de globulites, de bâtonnets et de feuillets, qui se rangent derrière la ligne recourbée concordant avec la surface des perlites (fig. 19).

Lorsque la pâte comporte un excès d'oxydes de fer, dépassant la quantité nécessaire à la production des chlorites, une partie de ces oxydes se sépare et prend la forme d'oxydes de fer hydratés, constituant ainsi de petites agglomérations pulvérulentes qui bornent, à une certaine distance, les chlorites (fig. 20, m). Parallèlement au processus de dévitrification de la surface des perlites, on constate encore un autre processus de dévitrification à l'intérieur de celles-ci, consistant à séparer les granules incolores à réfringence plus prononcée que la réfringence du verre, et dont la biréfringence peut à peine être mise en évidence même lorsque l'on se sert de la feuille de gypse; de même

Institutul Geologic al României

se séparent les chlorites (chlorites fibreuses) qui semblent être des clinochlores.

Il arrive parfois — rarement d'ailleurs — que l'on rencontre un chlorite très faiblement coloré, mais maclé et présentant une grande biréfringence; l'extinction, par rapport à la trace du plan de macle, est de 6° à 7°; il se peut que ce soit de la délessite.

Les phénocristaux sont de quartz et de feldspath; ils en possèdent les propriétés — mais ils sont relativement moins abondants — que dans les autres porphyres de Camena.

Dans les vitrophyres qui n'ont pas subi de dévitrification, le feldspath monoclinique habituel est le sanidine, en cristaux isométriquement développés, vitreux, incolores, transparents en coupes et présentant des contours bien nets; ils n'ont pour ainsi dire subi aucune action corrosive (fig. 21). Ces cristaux présentent des clivages imparfaits après p 001) et h_1 (100) ainsi que des crevasses irrégulières; ils comportent peu d'inclusions, dont la plupart sont vitreuses, amorphes, faiblement colorées en brun-violacé, avec une bulle gazeuse, affectant des formes régulières, allongées parallèlement à une des faces du cristal, de préférence selon a 1/2, mais elles n'ont pas la forme des cristaux négatifs. Le plan des axes optiques est presque parellèle à p (001).

Le feldspath le plus répandu dans les vitrophyres est le même oligoclase avec 22-25% An, comme dans le felsovitrophyres.

Les crevasses de la roche sont remplies, soit de petits filons aplitiques hollocristallins, soit de quartz granulitique secondaire et de calcédoine-agathe; dans ce dernier cas, les petits cristaux de quartz garnissent les parois des crevasses, ayant leur axe principal normalement orienté sur les parois; quant à l'espace laissé libre, il est comblé par de la calcédoine fibreuse.

La composition chimique des vitrophyres (voir tableau III) nous donne d'après Osann:

$$s = 79{,}26, \quad a = 15, \quad c = 1, \quad f = 14$$

Type: Hyallopantellérite de Cantina Zitton.

Roches filoniennes

Généralités. — La masse du porphyre de Camena est traverée par de véritables roches de filons, les unes différenciées, les autres non différenciées.

a) Filons différenciés leucocrates. Les crevasses plus petites se sont remplies de petits filons aplitiques et pegmatitiques qui, d'une part, vont jusqu'aux microgranits avec biotite (un peu moins acides que les autres porphyres) et, d'autre part, deviennent

Institutul Geologic al României

de plus en plus acides en passant au quartz pegmatitique et au quartz granulitique [1]). La plupart des petits filons aplitiques et pegmatitiques se rencontreut dans les vitrophyres et dans les felsovitrophyres ; tandis quo les petits filnos de quartz pegmatitique et de quartz granulitique se rencontrent partout, même dans les roches métamorphiques avoisinant le massif porphyrique principalement dans les schistes cristallins de la partie occidentale, formant des filons atteignant jusqu'à un mètre d'épaisseur. Lorsque les petits filons de quartz pegmatitique passent â travers les amphibolites, ils produisent des digitations qui donnent à la roche un aspect varié.

Parmi les filons différenciés mélanocrates, nous distinguons les diorites, et les diorites quartzifères avec amphibole; toutefois, comme celles-ci sont entièrement métamorphosées et transformées en amphibolites, nous les étudierons dans le chapitre des roches éruptives métamorphiques de Camena comme orthoamphibolites.

Filons non différenciés. — Plus intéressants sont lesgrands filons porphyriques qui traversent le massif éruptif; les uns — ce sont les plus nombreux — sont des microgranits-granophyres à biotite ; les autres sont des felsophyres-brèches éruptifs.

Les microgranits-granophyres à biotite se rencontrent en de nombreux filons et seulement sur les crêtes des collines qui s'élèvent à l'Ouest de la ligne principale de fracture, sur le Diulgher B. (Sacar B) le Cuorlâc, le Jvralnica et sur la cote 158, parmi les felso-vitrophyres et les vitrophyres qui forment la constitution de ces collines. Ces microgranits granophyres à biotite contrastent avec le reste de la masse de porphyre par le relief plus accentué qu'ils présentent et qui atteint parfois jusqu'à deux mètres de hauteur, attendu qu'ils sont plus résistants à l'action des agents atmosphériques. Ils se distinguent encore de la masse de porphyre par leur couleur jaune-brunâtre.

Les microgranits à biotite se sont certainement installés à leur place lorsqu'ils étaient déjà presque entièrement consolidés; la preuve en est, qu'outre l'absence totale d'enclaves des roches voisines, on ne relève aucune action métamorphique de contact, mais tout simplement des surfaces de glissement, en tant qu'effet mécanique. Il est vraissemblable qu'après la consolidation intérieure de la crevasse, de nouveaux mouvements tectoniques ont repoussé la roche à l'extérieur; c'est ce qui expliquerait les surfaces de glissement.

Les filons sont orientés différemment et forment de petits dykes, dont l'épaisseur varie de quelques décimètres jusqu'à cinq mètres, et dont la longueur va de deux jusqu'à dix mètres.

[1]) L. Mrazec: Le Protogine du Mont-Blanc, 1892, p. 78 et suiv.

Institutul Geologic al României

Etude pétrographique. — Les microgranits à biotite affectent une couleur jaune-brun, présentant parfois des teintes violacées. Sur ce fond se détachent les phénocristaux de felspath rouge-brique, de quartz enfumé, ainsi que les petits cristaux, plus rares, noirs et brillants, de biotite. On voit assez fréquemment les cristaux de feldspath et de quartz groupés deux par deux ou trois par trois et disposés en rayons. Les cristaux de quartz offrent souvent des faces de pyramide, combinées avec des faces de prisme. La roche est compacte et très dure; c'est ce qui en explique la résistance vis-à-vis des agents atmosphériques, résistance plus grande que celle des felsophyres et des vitrophyres voisins.

Le microscope révèle une pâte homogène, hollo et, en même temps, microcristalline, ayant une teinte claire. C'est le seul porphyre de Camena dont la couleur ne soit pas foncée; cela tient à ce que l'hématite fait complètement défaut et que même les autres oxydes de fer et de titane s'y trouvent dans des proportions très réduites, la majeure partie de ces oxydes ayant servi à entrer dans la compositions de la biotite.

A part les microlithes de feldspath et de quartz, on relève encore dans la pâte des fragments de cristaux de biotite; puis des grains minuscules et de petits cristaux à formes bien nettes, ce sont des cristaux de zirconium à crevasses irrégulières et qui se trouvent souvent inclus dans la biotite avec nid de ferrite. On trouve encore par ci par là quelques grains de rutile d'un brun-rosâtre et de rares octaèdres de magnétite que l'on trouve dans le feldspath sous forme d'inclusions.

Les phènocristaux de feldspath sont habituellement d'anorthose et de feldspath de sodium et de potassium, plus rarement d'orthose; ils présentent plus frequemment la macle de *Mannebach* et, plus rarement, la macle de *Carlsbad*. En général les phènocristaux sont faiblement corrodés par le magma (voir Pl. I, fig. VII et VIII) et, en coupes, ils offrent des contours bien définis et sont relativement peu altérés; on observe assez souvent les effets d'une action dynamique, par exemple: une extinction ondulatrice que l'on remarque aussi dans les cristaux de quartz et même dans les cristaux de biotite; des cristaux fendus et brisés, donnant parfois l'aspect d'un veritable Mortelstructur; des crevasses microscopiques qui effectent également la pâte et les phénocristaux; enfin, dans le feldspath on constate aussi la présence de la séricite.

Les phénocristaux de quartz possèdent les caractères que l'on relève dans les autres porphyres; il faut toutefois mentionner que la macle que l'on y rencontre le plus souvent est la macle dite «la Gardette», dont l'angle des axes principaux des individus maclés atteint

Institutul Geologic al României

jusqu'à 87°. On remarque communément l'abondance des inclusions vitreuses colorées dans les cristaux de quartz enfumé et violacé. Il n'est pas impossible que la couleur du quartz soit justement due à ces inclusions vitreuses colorées.

La biotite est colorée avec intensité, presque noire, affectant un polychroïsme plus faible dans les coupes parallèles aux faces de clivage et plus accentué dans les coupes normales des faces de clivage, savoir:

ng (parallèle aux traces de clivage) = noir-olive,
np (perpendiculaire sur traces de clivage) = jaune-brun,
nm = vert-bleuâtre.

La biréfringence est élevée. Le plan des axes optiques est perpendiculaire sur les directions de clivage. Les cristaux sont recourbés, rompus, et offrent même des extinctions ondulatoires. On les rencontre aussi comme inclusions dans les phénocristaux de quartz et de feldspath; ces mêmes cristaux comportent à leur tour, comme inclusions, de la magnétite et probablement de la titano-magnétite, puisque par l'altération des biotites, l'ilmenite aussi bien que le rutile se séparent, alors qu'on ne les rencontre pas en tant que minéraux primaires dans ces porphyres.

D'ordinaire, l'altération de la biotite commence à l'intérieur du cristal et sépare — outre l'ilménite et le rutile — le ferrite et des chlorites verts fibreux, polychroïques.

Les felsophyres-brèches constituent un deuxième type de porphyre filonien, que l'on trouve à flanc de coteau, sur le versant oriental de la colline de *Holdurmi*, formant parmi les granophyres un important filon orienté presque parallèlement à la crête de la colline, sur une longueur d'environ 800 mètres, présentant une épaisseur mesurant jusqu'à 22 mètres, commençant presque à la limite septentrionale de la colline et se terminant sous la cime principale, entre *Holdurmi* et *Mantarlac*.

Le filon est constitué par une arrivée plus récente de vitrophyre complètement dévitrifié, de sorte qu'il se présente sous la forme d'une masse felsitique ne comportant que très peu de verre, dans lequel on relève de nombreuses enclaves des porphyres voisins de date plus ancienne — granophyres et pyromérides pisolithiques — de dimensions variables, atteignant parfois la grosseur du poing; dont la couleur rouge-brun ou brun-violet contraste avec la teinte verte du felso-vitrophyre.

Sous le microscope. La masse prédominante est formée de felso-vitrophyre qui, quoique dévitrifié, a conservé la forme des perlites; celles-ci sont alignées en longs rangs lenticulaires, presqué parallèles

Institutul Geologic al României

et orientés suivant la longueur du filon, fléchissant autour des phénocristaux et des enclaves granophyriques, si bien que la roche offre un aspect fluidal (voir Pl. V, fig. XXXV et XXXVI). On peut voir les perlites même au moyen d'une simple loupe; elles sont formées en majeure partie de quartz et offrent de nombreuses traces d'effets dynamiques. En certains emplacements, la structure felsitique fluidale prend un aspect schisteux et rappelle la structure d'un porphyroïde; cette structure felsitique n'est pas primaire, mais secondaire et est due aux actions dynamiques, donnant naissance à ce que Quensel appelle Gepresste Felsit-Porphyre[1]) lorsqu'il s'agit des porphyres du Sud de la Patagonie, avec lesquels les porphyres de Camena ont de grandes analogies.

Dans la masse felsitique affectant une teinte allant du vert foncé jusqu'au vert-violet, on relève un grand nombre de feuillets verts de chlorite, polychroïques, à biréfringence assez élevée; tandis que dans les perlites dévitrifiées on trouve un autre chlorite plus intensément coloré en vert-émeraude, faiblement polychroïque et à biréfringence petite; ce chlorite est fibreux, la direction des fibres est perpendiculaire à la surface de fendaison des perlites (fig. 22); l'extinction a lieu selon la direction de l'allongement des fibres et semble avoir le caractére optique négatif, possédant aussi une réfringence plus grande que cele du quartz; ce chlorite serait la pennine ou la ripidolite.

Dans la pâte, on rencontre aussi quelques rares phénocristaux de quartz et plus rarement encore des phénocristaux de feldspath de sodium et de potassium; ces phénocristaux sont rompus et en miettes.

Les enclaves de granophyre ont tous les caractères et la composition des granophyres étudiés ci-dessus.

Dans les breches qui comportent comme enclaves des pyromérides pisolithiques, nous avons également relevé une natrolite jaune-doré, en concrétions zonaires.[2])

La composition chimique du microgranit à biotite (v. tabl. III) d'après la formule d'Osann serait:

$$s = 80.62, \quad a = 22, \quad c = 0.5, \quad f = 7.5, \quad M = 0.18.$$

Type: liparite (rhyolithe) de Betandroka (Madagascar):

$$s = 80.5, \quad a = 20, \quad c = 2, \quad f = 8.$$

Brèches et tuffites porphyriques proprement dites.

Agglomérats-brèches. Le long des lignes de fracture passant par le massif porphyrique, on rencontre toujours des agglomerats-

[1]) Parcy Quensel: Die Quartzporphyre u. Porphyroïdformationen in Süd-Patagonien u. Feurland (Bull. of the geol. Institute of Upsala, V, XII, 1913).

[2]) V. F. Becke. Lehrbuch der Mineralogie (1918).

Institutul Geologic al României

brèches, constitués par le matériel détritique porphyrique voisin, anguleux et irrégulier, tant par la grandeur que par la forme. Ces agglomérats-brèches sont grosièrement cimentés par les débris plus fins du même matériel. Ces fractures se sont produites après l'apparition des microgranits à biotite, par la raison bien simple que dans la composition des brèches on relève aussi des fragments de ces microgranits à côté de parcelles de vitrophyres, de felsovitrophyres et de granophyres (voir planche IV, fig. XXIX).

Le matériel qui constitue ces brèches est altéré, de sorte qu'il est très peu propice à des recherches spéciales.

Il arrive parfois que les débris de porphyres des brèches sont cimentés par du quartz secondaire, apporté probablement là par les eaux thermales (voir pl. IV, fig. XXIX).

Tuffites porphyriques. En un seul endroit, à la limite septentrionale de la colline d'Jvralnica, on trouve une roche compacte, affectant une teinte vert foncé, comme s'il s'agissait d'un plasma vert, offrant l'aspest cérumineux, avec cassure concoïdale. A l'œil nu, ou même à la loupe, on peut, dans la masse homogène de la roche, rien distinguer autre chose que de toutes petites veines remplies de quartz filonien granulitique.

Au microscope, on constate que l'on a affaire à une cinérite silicifiée. La pâte est hollo—, mais crypto-cristalline. On relève dans cette pâte de nombreux fragments auguleux, ainsi que des éclats de quartz, de feldspath, de nombreux chlorites verts qui donnent la couleur à la roche; on y rencontre plus rarement de la magnétite, de l'hématite, et de la limonite (voir pl. IV, fig. XXXI).

Roches dues a l'action hydrothermale

Généralités. Dans la porphyre quartzifère de Camena, à part l'activité intramagmatique et l'activité pneumatolitique, on constate encore les traces d'une féconde activité hydrothermale laquelle se manifeste notamment aux approches de la ligne principale de fracture. Les eaux circulatoires ont déposé du quartz granulitique et parfois chalcédonique dans les nombreuses fentes, crevasses et vacuoles, qui se trouvent dans tout le massif porphyrique; d'autre part, nous avons aussi des roches qui portent les traces évidentes d'une fertile action hydrothermale, que caractérise la présence d'une quantité remarquable de calcédoine, d'opale, de quartz granulitique, voire des zéolites; si bien que ces minéraux contribuent à l'établissement du caractère de la roche. Dans ce dernier cas, la roche présente des fragments de gronophyres ou de felsovitrophyres, cimentés entre eux par le ciment siliceux qu'ont déposé les eaux, présentant des vides et des concrétions qui donnent à la roche l'aspect

Institutul Geologic al României

d'un porphyre molaire; parfois aussi la roche se présente comme un agglomérat de pisolithes offrant des analogies avec l'aragonite de Carlsbad; les pisolithes sont réunies par le ciment siliceux, formé en majeure partie de chalcédoine et d'opale.

Roches à pisolithes. Les pisolithes nées de l'action hydrothermale diffèrent de celles qui ont été décrites lorsque nous avons parlé des pyromerides, en ce sens que ces dernières affectent une structure granophyrique primaire, tandis que les premières sont évidemment formées par du matérial porphyrique remanié, auquel sont également venus s'ajouter les dépôts de chalcédoine et de quartz granulitique. En effet, si nous pratiquons une coupe sur une pisolithe, celle-ci se présente généralement — même à l'œil nu — avec un centre caverneux de quartz granulitique et de chalcédoine; de plus, à l'aide du microscope, on observe vers la périphérie de la pisolithe une zone fibreuse disposée radialement et offrant la composition d'une pseudosphérolithe. Dans cette enveloppe fibreuse on trouve des fragments de phénocristaux de feldspath et de quartz, sans que soit indiqué un contour bien limité, dont les fibres s'implantent à l'instar des poils de la peau (fig. 23). Conséquemment, il n'y a pas de doute que ces cristaux n'aient servi de matériel grâce auquel la zone fibreuse a pris naissance. A l'intérieur de cette zone se trouve une seconde zone circulaire de chalcédoine, constituée par de petites sphérolithes claires, à fibres fines disposées radialement, présentant entre les nicoles en croix une croix noire parfaite. Les fibres ont une orientation optique négative. Plus encore vers le centre, il y a une zone de quartz granulitique, qui constitue la partie caverneuse de la pisolithe; c'est ce que Duparc et Pearce dénomment „éponge de quartz" [1])

Extérieurement, la pisolithe présente tout d'abord une masse felsitique fibreuse. Les phénocristaux de quartz et de feldspath y sont relativement rares, très corrodés et brisés. Ils affectent les caractéristiques bien connues des granophyres et felso-vitrophyres étudiés plus haut.

On rencontre quelquefois des pisolithes minuscules et, plus fréquemment, des sphérolithes plus grandes que celles que l'on trouve d'habitude. Ces sphérolithes ont une structure granophyriques, principalement autour d'un cristal corrodé de quartz ou d'une sphérolite de moindre dimension. Là, on remarque une masse de fibres. Cette masse est ondulée comme un panache et offre un caractère optique positif qui, à première vue, s'éteint diversement dans la direction de la longueur d'une fibre, ce qui, entre les nicol en croix, produit l'aspect vergé de ces sphérolithes (voir Pl. II, fig. XVI); néanmoins, si en les considère de plus

[1]) Duparc et Pearce: Les porpyres quartzifères de Val. Ferret. Annales des Sciences physiques et naturelles (1897, No. 1).

Institutul Geologic al României

près, fibre par fibre, à l'aide d'un objectif plus puissant, on constate que l'on se trouve en présence de fibres de quartz recroquevillées (umdrehte Quartz) ou encore de calcédonite recroquevillée dans le sens que lui donne LACROIX [1]) (fig. 24).

On rencontre aussi des pseudo-sphérolithes; celles-ci n'offrent pas la croix noire entre les nicols en croix, par suite du mélange des fibres de quartz transparent et de feldspath trouble. Lorsque les eaux de circulation ont enlevé le contenu feldspathique de la pseudo-sphérolithe, cette dernière a gagné sa structure caverneuse.

L'enveloppe des pisolithes est de chalcédoine ou d'opale.

Les roches qui ont la structure du porphyre molaire offrant un matériel porphyrique plus radicalement remanié. Nous recontrons également la silification dans la masse de la roche éruptive, où elle a donné naissance aux petites sphérolithes limpides de chalcédoine offrent une croix noire parfaite (voir Pl. II, fig. XV).

L'opale est généralement ferrugineuse, colorée en brun et présentant un aspect corneux. On constate, au microscope, qu'elle est isotrope. Dans quelques cas, ont trouve encore une natrolite ferrifère, jaune-doré-brun, à structure concrétionnaire.

La composition chimique de ces roches (moyenne des analyses de deux roches) — voir Tableau III — nous donne, suivant la formule d'OSANN:

$$s = 85.50, \quad a = 21, \quad c = 1, \quad f = 8.$$

Type: LIPARITE de Betrandoka, Madagascar:

$$s = 85.50, \quad a = 21, \quad c = 2, \quad f = 8.$$

Roches metamorphiques

Porphyroïdes

Il ne peut pas être ici question de l'étude minéralogique et pétrographique de toutes les roches métamorphiques de la région de Camena, mais simplement des porphyres métamorphosés à la suite d'actions dynamiques et à cause de l'intervention de l'eau. Les traces d'une intense activité dynamométamorphiqne peut être constatée presque partout dans les porphyres de Camena, et principalement dans le voisinage immédiat de la ligne de fracture; cette activité à été mentionnée dans l'étude petrographique des divers porphyres. Nous ne reviendrons pas ici sur ces effets qui n'ont pas réussi à modifier le caractère général de la roche, mais nous n'étudierons, sous le nom de porphyroïdes, que ces porphyres qui, étant devenus schisteux, par dynamométamorphisme, manifestent tous les changements dus à cette action. De tels porphy-

[1]) LACROIX: Minéralogie de la France.

Institutul Geologic al României

roïdes pourraient, par analogie, être aussi appelés ortho-séricit schistes.

Les porphyroïdes proprement dits ne se rencontrent que dans deux petits filons dont la plus grosse épaisseur ne dépasse pas 40 centimètres: l'un, entre le granophyre de Buzalâc et les conglomérats de Carapélite de la cote 141; l'autre, qui est un peu plus éloignée, traverse les couches dévoniques de *Bechir-Ceaïr* (cote 192).

Ces porphyroïdes ont une structure schisteuse parallèle, affectant une teinte verdâtre effacée; à l'aide du microscope on voit les minéraux devenus schisteux et orientés; les cristaux de quartz sont brisés et prennent la forme lenticulaire; ils ont l'extinction ondulatoire; tandis que les cristaux de feldspath plagioclase sont demeurés de place en place comme des taches ou des îlots, autour desquels se recourbent les feuilles de séricite, assez abondantes, formées aux dépens du plagioclase. Enfin on relève aussi parfois quelques nids de chlorites et de limonites, provenant de l'oxydation des pyrites.

Amphibolibolites-Hornblendites

Le long de la zone de schistes cristallins, sur la ligne de chevauchement Başpunar-Ciamurli, outre les micaschistes, quartzites, schistes sériciteux et épidotisés, on découvre, vers l'Est, à proximité du porphyre, de nombreuses couches et des bancs d'amphibolites, plus ou moins schistosisées, orientées suivant la direction générale des schistes cristallins

Les amphibolites affectent une couleur vert-noirâtre, parfois elles sont mates, mais d'habitude elles offrent un éclat ou un reflet soyeux à cause de leur richesse en cristaux de hornblende (65—80%).

Il peut arriver que les amphibolites soient traversées par de petits filons pegmatitiques, qui produisent de belles digitations blanches et rosâtres, tranchant sur la masse foncée de l'amphibolite.

Sous le microscope. Les amphibolites sont hollocristallines et comportent des cristaux relativement petits, exception faite pour les cristaux de hornblende. Elles présentent des structures variables, suivant le degré de schistosité, depuis la structure schisteuse parfaitement orientée et infléchie, jusqu'à la structure gneiss-granitique, voire granitique dans les exemplaires légèrement métamorphisés (voir pl. IV, fig. XXVII).

On observe partout les effets d'un puissant dynamométamorphisme.

Le minéral prédominant (trois quarts environ de la roche) est une hornblende verdâtre, polychroïque, fournissant:

ng = vert bleuâtre,
nm = vert pâle
et np = jaune-verdâtre pâle.

Ce minéral n'a pas de contours cristallins réguliers. Il présente les traces caractéristiques de clivage après m (110) avec un angle de $55^{01}/_{2}$ entre

Institutul Geologic al României

elles. Allongement optique positif. Extinction suivant $n'g$, dans des coupes aussi parallèles que possible à g_1 (010) atteignant au maximum 18°. Ce même minéral présente souvent, surtout dans les types schisteux, des macles après h, (100); dans les macles, l'extinction, lorsqu'elle est symétrique, a une valeur de 18°—19°. La biréfringence est élevée et fournit des couleurs vives d'interférence. De toutes ces données il ressort qu'il s'agit ici d'une hornblende commune, partiellement ferrifère. Les cristaux sont fréquement brisés ou tout au moins fendus ou crevassés transversalement. On y relève, en tant qu'inclusions: d'autres cristaux plus petits de hornblende affectant une orientation différente de celle de l'enveloppe; de petits amas de granules de magnétite; quelques rares et petites feuilles d'hématite, de petits grains de feldspath.

Le feldspath est ordinairement un plagioclase très finement maclé suivant la loi de l'albite, combinè parfois avec la macle de Carlsbad, ayant, en rapport avec le quartz (selon la méthode F. Becke):

$$n'g > \omega$$
$$n'p < \varepsilon$$

Dans des coupes avec extinction symétrique on a obtenu l'angle d'extinction, en rapport avec les traces des plans de macle de l'albite, atteignat $22^{01}/_{2}$. Comme il n'a pas été fait d'autres déterminations, il est probable que nous nous trouvons en présence d'un oligoclase basique—andesine acide.

Le quartz est relativement en petite quantité, il arrive même parfois qu'il fait completement défaut. Il est allotriomorphe, moulant les autres minéraux; il comporte des inclusions gazeuses ainsi que de inclusions d'autres minéraux constitutifs des amphibolites.

On trouve encore, en moindre quantité, des pyrites, vraisemblablement cuprifères, étant donné que le cuivre entre aussi dans la composition des amphibolites; on y rencontre également de petits grains irréguliers de pyroxène, des prismes aciculaires d'apatite, plus rarement du sphène et même du zirconium.

La composition chimique des amphibolites (voir Tableau III) accuse, d'après Ossan.

Amphibolites proprement dites: $S = 51.41$, $a = 2.0$, $c = 5.5$, $f = 22.5$, $M = 8.02$.

Amphibolites-diorites: $S = 51.69$, $a = 2.0$, $c = 5.5$, $f = 22.5$, $M = 7.31$.

Type: diorite-gabro de Val Scala: $s = 56.14$, $a = 4.5$, $c = 6$, $f = 19.5$.

Pour ce qui est de l'origine de ces amphibolites, la question en a été maintes fois débattue.

Institutul Geologic al României

R. Pascu [1]) le premier, les considère comme des diorites schistosisées, auxquelles il attribue le métamorphisme des schistes verts sis entre Camena et Ciamurli, ainsi que l'origine du gisement minier d'Altân Tepe.

L. Mrazec [2]) croit que les amphibolites font partie de l'auréole de différentiation des massifs granitiques. Les amphibolites de Başpunar-Camena proviendraient d'un magma dioritique de profondeur, car il existe des facies de différentiation, en association avec des diabase-porphyrites, des pegmatites et du quartz.

G. Macovei [3]), C. Motaş [4]) et G. Murgoci [5]) considèrent les amphibolites comme des diorites et des quartz-diorites métamorphisées.

On conaît les amphibolites aussi bien dans la Dobrogea septentrionale que dans d'autres régions. A Orliga, par exemple (Nord de Macin), oú elles sont accompagnées de micaschistes, de quartzites et de filons pegmatitiques [6]), ainsi qu'à Başpunar-Ciamurli; puis sur la ligne Priopcea et Megina — Rahman Baïr — Iskiakulak. Mais, tandis que les amphibolites de Priopcea provienement par métamorphisme d'injection de certaines phyllites calcaires, comme l'a prouvé D. Rotmtn [7]) l'origine éruptive des amphibolites de Başpunar-Ciamurli ne peut pas être mise en doute, car on ne rencontre pas, dans ces amphibolites, les minéraux tels que le wollastonite, le trémolite, etc., qui, habituellement, accompagnent les phénomènes de métamorphisme chimique des roches calcaro-siliceuses ou calcaro-argileuses.

CHAPITRE III

ETUDE CHIMIQUE DES ROCHES ERUPTIVES DE CAMENA

La marche générale des analyses s'est effectuée selon les indications consignées daus les traités classiques de Max Diettrich [8]) et W. F. Hillebrand [9]).

Dans le tableau I (voir ce tableau) on trouve les composants à tant pour cent, tels que l'analyse nous les a fournis; tandis que dans

[1]) R. Pascu: Geolog. Studien uber Erzlagerstätten in Bezirk Tulcea, (1906). Anuarul Inst. Geolog. al României III (1909 et VIII 1915).

[2]) L. Mrazec: Comptes-rendus des Séances de l'Iust. Geologique de la Roumanie, III (1912).

[3]) G. Macovei: Comptes-rendus des Séances de l'Inst. Géol. de la Roumanie, III (1912).

[4]) C. Motaş: Die Tuffitzone der Mittlere Dobrogea, etc. (1913).

[5]) G. Murgoci: Cercetări geologice în Dobrogea nordică (1914).

[6]) D. Rotman: Masivul eruptiv de la Greci, page 29 (1915).

[8]) M. Diettrich: Gesteinsanalyse.

[7]) W. F. Hillebrand: The analysis of silikate and carbonate rocks.

Institutul Geologic al României

le tableau II (voir tableau II) les mêmes données analytiques sont calculées pour cent parties. On relève encore dans le tableau II les poids spécifiques des roches que l'on a analysées et que l'on a déterminées à 17°5 C. A part le vitrophyre, dont le poids spécifique est le moindre: 2.37, fait reconnu pour les vitrophyres, ainsi que pour les porphyres présentant des traces d'activité hydrothermales, lesquels, comprenant des quantités appreciablés de calcédoine et d'opale, ont — cela va sans dire — un poids spécifique légèrement atténué: 2.52—2.54, les autres porphyres quartzifères offrent un poids spécifique variant entre 2.54 et 2.61; les granophyres et les felsophyres microgranitiques présentant le poids spécifique le plus élevé: 2.581—2.61.

En règle générale, on observe une intime liaison entre les variations du poids spécifique et celles des quantités correspondantes d'oxydes de fer:

Poids spécif.	*FeO*	Poids spécif.	*FeO*
2.54	2.10	2.579	1.87
2.54	2.61	2.581	2.47
2.551	1.71	2.585	3.24
2.552	2.78	2.587	3.42
2.56	2.30	2.587	3.75
2.56	2.67	2.589	4.03
2.57	1.52	2.598	4.76
2.57	3.72	2.60	3.61
2.572	2.65	2.61	4.07

Les amphibolites offrent un poids specifique allant de 2.902 à 2.938.

Dès le principe, l'attention est retenue par l'acidité extraordinairement élevée des porphyres quartzifères de Camena, la plupart de ceux-ci comportant 75—80% de SiO_2, ce qui les place à la tête de la liste des roches acides — analysées jusqu'à ce jour — dela Dobrogea. Il est juste d'ajouter que l'aciditè de ces porphyres a dû augmenter du fait des depôts, en mode secondaire, dans les nombreuses petites crevasses de la roche éruptive du quartz granulitique, dépôts de calcédoine et même d'opale, par les eaux de circulation, dont l'activité postvolcanique a laissé de nombreuses traces dans tout le dyke porphyrique de Camena.

Toutefois, ce dépôt secondaire de SiO_2 n'a pu, en tout état de cause, qu'ajouter 2% au plus d'acidité; si bien qu'en négligeant même cet apport, les porphyres quartzifères de Camena demeurent les roches éruptives les plus acides de toutes celles que l'on a étudiées, jusqu'à ce jour, dans toute la region de la Dobrogea.

Il faut en même temps remarquer les petites quantités de CaO et de MgO.

Un fait encore est digne de retenir l'attention: c'est la présence

Institutul Geologic al României

constante, dans ces roches, de CuO, en quantités dosables, atteignant jusqu'à 0.64%. REDLICH, le premier, établit une relation entre la présence des minéraux cuprifères de Dobrogea et l'apparition du porphyre [1]. La présence de CuO offre, à Camena, une importance toute particulière; en effet, tous les sédiments antérieurs à l'arrivée du porphyre, tels que les schistes cristallins que l'on trouve à l'Ouest du dyke porphyrique, ainsi que les formations carbonifères dites de Carapélit, sont imprégnés de minerais de fer et de cuivre.

Voilà pourquoi nous estimons que l'imprégnation des sédiments paléozoïques, aussi bien que la formation du gisement minier d'Altân-Tepe, sont de nature épigénétique et doivent être mis en liaison avec l'apparition du porphyre quartzifère de Camena.

En outre, les analyses nous fournissent des quantités relativement grandes de K_2O, par rapport à Na_2O. La proportion dépasse celle des autres roches que l'on a analysées jusqu'à présent, en ce qui concerne la Dobrogea.

Il ressort, de tout ce qui précède, que les porphyres quartzifères de CAMENA font partie du facies potassique du grand bassin magmatique dobrogèen [2].

Il est à remarquer que la richesse en K_2O augmente d'autant plus que le porphyre représente un facies plus profondément enfoui. Par exemple, les microgranits et les granophyres, qui représentent des roches presque hypabyssales, ont — deux exemplaires exceptés — les valeurs du rapport $\frac{K2O}{Na2O}$ comprises entre $\frac{4K2O}{1Na2O}$ et $\frac{12K2O}{1Na2O}$. Tandis que les porphyret quartzifères plus superficiels et effusifs, tels que les felsophyres et les vitrophyres, ont les valeurs de ce raport comprises entre $\frac{3K_2O}{4Na_2O}$ et $\frac{2K_2O}{1Na_2O}$. Cela prouve que, dans le magma il s'est produit des différentiations en ce qui concerne les alcalins, qui ont pu donner naissance aux plagioclases acides, avoisinant les feldspaths potassiques et sodo-potassiques, dans les zones supérieures du dyke porphyrique; tandis que dans les couches profondes, le magma comporte progressivement plus de K_2O par raport à Na_2O, ce qui donne naissance à CAMENA — fait exceptionel pour les porphyres quartzifères — à des microgranits et à des granophyres riches en feldspaths potassiques.

Ces constatations d'ordre chimique concordent entièrement avec les observatrons microscopiques.

---

[1] REDLICH: Geologische Studien in Rumänien, II page 501.

[2] L. MRAZEC: Comptes-rendus des Seances de l'Institut Géologique de la Roumanie III (1912) page 136.

Institutul Geologic al României

La diminution graduelle de K_2O et l'augmentation relative de Na_2O à mesure que l'on approche de la surface du dyke porphyrique, a retenu l'attention de géologues qui s'adonnaient à des recherches dans d'autres localités. C'est ainsi que K. Erich Haase [1]) dans son étude sur certains porphyres qui traversent les sédiments paléozoïques du N. W. de la Thuringe, constata la richesse en Na_2O par rapport à K_2O, tout près de la sufrace du massif èruptif. K. E. Haase attribue l'enrichissement en Na_2O à ce fait que les dits porphyres ont été recouverts par les mers du Zechstein qui les ont puissament transformés; quant aux parties transformèes, elles ont absorbé une partie des sels de sodium de la mer. Ou bien les forêts vierges d'autrefois ont absorbé à la surface une partie du K_2O. Il n'y a pas de motif d'adopter cette explication pour ce qui est du porphyre quartzifère de Camena, étant donné que l'on ne constate pas seulement une diminution relative de K_2O, ou seulement un augmentation relative de Na_2O; mais on observe qu'en même temps il y a diminution de K_2O et une augmentation relative de Na_2O, de sorte que le total des alcalins est presque constant.

Voilà pourquoi il faut admettre qu'à Camena il s'est produit un processus de différentiation magmatique. On a déjà observé ce phénomène dans d'autres massifs eruptifs de la Dobrogea. Dans la laccolite de Greci, par exemple, — d'après l'étude de D. Rotman — la voûte de la laccolite est constituée par une fumerolle généralement pérsodique et exceptionnellement mégasodique; tandis que la partis centrale de la laccolite présente une fumerolle mézosodique-mézopotassique [2]).

Cette constatation pourrait aussi avoir un sens plus ample. Le granit de Pricopan-Megina — lequel serait potassique — le gneissgranit de Macin, et probablement aussi le granit de Atmagea et Cicurova (ce dernier est micacé), ainsi que les porphyres quartzifères de Camena, feraient en quelque sorte partie du cœur de ce grand massif éruptif dobrogéen, par le fait qu'il offre un facies potassique, alors que les roches de Greci, Jacobdeal, de Piatra-Roșie, etc., formeraient comme une auréole à facies sodique, telles des séparations magmatiques marginales.

En ce qui regarde la composition de la pâte porphyrique, par rapport à la pâte de la roche intégrale, on n'a procédé à l'analyse de cette pâte spéciale qu'en ce qui concerne la roche N° 460. Cette analyse diffère peu de celle de la roche entière.

Dans le tableau III (voir ce tableau) on a calculé les quantièmes moléculaires multipliés par 1.000, selon le procédé Osann-Becke

[1]) Karl Erich Haase: Die Gauverwandschaft der Ergussgesteine im Rotliegenden des NW Thüringerwaldes. Chemie der Erde, I, 4 (1915).

[2]) D. Rotman: Masivul eruptiv dela Greci, I, cit. (1913).

Institutul Geologic al României

ainsi que le pourcentage moléculaire, calculé d'apres OSANN. Nous devons mentionner que pour le porphyre quartzifère de Camena — à part le microgranit à biotite — le calcul de Fe_2O_3 comme FeO nous éloigne de l'image réelle des roches, puisque dans ces porphyres on ne rencontre pas — en mode primaire — d'autres minéraux de fer que l'hématite et l'ilménite. FR. BECKE a fait la même observation ponr les roches qui comportent de la riebeckite et de l'aelgyrine (Chemische Analysen der Kristallinen Gesteine aus der zentralkelte der Ost Alpen).

IDDINGS admet que dans les roches éruptives les quantités d'oxydes alcalins croissent ou décroissent en rapport direct avec les quantités correspondantes de SiO_2 [1]). On constate juste le contraire, lorsqu'il s'agit des porphyres quartzifères de Camena (tout au moins pour la majeure partie des cas). Ce même fait a été relevé dans les 25 analyses de felsite et de porphyre quartzifère de Thüringerwald, analyses auxquelles ont procédè K. E. Haase et Laufer [2]). Voici les résultats que nous avons obtenus pour les analyses des porphyres quartzifères de Camena:

N° de la collection de la roche	SiO_2	$Na_2O + K_2O$
81	80.62	8.05
416	80.64	7.30
397	80.84	6.90
319	81.87	6.20
203	82.05	6.52
228	82.14	5.86
237	83.06	6.24
393	83.31	5.14
373	83.57	5.79
460	84.02	5.23
352	84.56	5 88
212	84.84	5.53
395	85.03	5.48
328	85 18	5 81
520	86.42	5.92
344	86.65	4.79
315	86.95	5.27

On comprendra cette exception si l'on tient compte de la composition minéralogique des porphyres quartzifères de Camena, dans lesquels on relève du quartz en abondance.

Dans le tableau IV (voir ce tableau) sont consignées les données analytiques calculées d'après A. OSANN [3]). On a également, dans ce tableau, calculé les raports: $SAlF$, AlC Alk et NK suivant la manière

[1]) RINNE: Etude pratique des Roches; trad. par E. Pervinquiére.

[2]) K. ERICH HAASE: Die Gauverwandschaft der Ergussgesteine, etc. l. c.

[3]) A. OSANN: Versuch einer chemischen Klassification der Eruptivgest. F. M. P. M. XIX d°. Der chemische Faktor in einer naturlichen Klaissif 2 vol. (1919 -20).

Institutul Geologic al României

proposée par OSANN [1]); quant aux résultats de ces trois derniers raports, ils sont inscrits sur les diagrammes 27 & 28. On n'a pas calculé le rapport MO, celui ci ne présentant aucune espèce d'intérêt pour les porphyres quartzifères de Camena, vu que les oxydes de CaO et de MgO s'y trouvent en quantités trop minimes.

Dans 40% du nombre des porphyres quartzifères que nous avons analysés, nous avons eu un excédent de Al_2O_3 sur les oxydes alcalins + CaO; en général, toutefois, l'excédent est négligeable pour le calcul des éléments du triangle d'Osann, puisqu'ils ne représentent pas un pourcentage moléculaire qui puisse atteindre 0.5%.

Dans 50% des porphyres quartzifères analysés, nous avons des alcalins + $CaO > Al_2O_3$. Dans la majeure partie des cas, l'excédent est négligeable, pour le calcul des éléments du triangle d'Osann; dans cinq cas seulement (20%) cet excédent est appréciable.

En résumé, dans 72% des roches analysées, nous avons des quantités équivalentes, ou négligeables équivalentes, de Al_2O_3 et des alcalins + CaO; et, dans 28%, nous avons un excédent, soit de Al_2O_3 (8%) soit d'alcalins + CaO (20%).

Pour les amphibolites, l'excés très sensible de CaO + alcalins s'explique par suite de l'existence de la hornblende, qui s'y rencontre en grande quantité, ainsi que du pyroxène et de l'épidote, sans parler des feldspaths plagioclases.

La moyenne des analyses calculées pour chaque groupe de roches éruptives de Camena, offre trois types pour les porphyres quartzifères, parmi ceux qu'OSANN [2]) avait déjà fixés dans le grand groupe des Liparites, des Dacites, etc, et notament, parmi les types de roches fortement alcalines, le type des Hyallopantellérites de Cantina Zitton, dont les felso et les vitro-phyres de Camena se rapprochent le plus. Nous voyons en effet, à Camena:

Felsophyre microgranit : s 80.84, a 17, c 0, f 13, n 6.2
» dévitrifie : s 85.92, a 19, c 1, f 10, n 4.7
Vitrophyre : s 79.26, a 15, c 1, f 14, n 5.0
Hyallopantellérite de
Cantina Zitton : s 78—, a 18, c 0, f 12, n 6.2

Seuls, les felsophyres dévitrifiés s'écartent, par leur grande acidité, du type d'Osann. Mais cela est dû, en principe, au fait déjà mentionné, à savoir que les porphyres de Camena sont exceptionnellement acides.

Les porphyres quartzifères microgranitiques et les porphyres quartzifères granophyriques de Camena appartiennent à une série de lipa-

[1]) *Idem*: Petrochemische Untersuchungen (1913).
[2]) A. OSANN: Der chemnsche Factor, etc., l. l. (1919—1920).

Institutul Geologic al României

rites, puissament alcalines, elles aussi, série qui se trouve à la limite qui sépare la série atlantique de la série pacifique, c'est-à-dire du type de porphyre quartzifère de Kijrunavara (Suède).

Microgranits de Camena	:	s 85.33,	a 18.5,	c 1,	f 10.6,	n 2.5
Microgranulites de Camena	:	s 82.45,	a 19.5,	c 2,	f 8.5,	n 1.8
Microgran.-granoph. Camena	:	s 83.12,	a 16.0,	c 1,	f 13 0,	n 1.9
Granophyres de Camena	:	s 82.60,	a 18.5,	c 1,	f 10 5,	n 2.7
Porphyre quartzifère de Kiirunavaara	:	s 78.5,	a 17.0,	c 1.5	f 11.5,	n 5.7

Ici outre cette même différence du type d'Osann, en ce qui concerne le facteur s, nous avons encore une différence sensible en ce qui regarde la facteur n, puisque dans les types fournis par Osann, pour les roches effusives, on ne trouve pas de représentants dans lesquels la proportion de K_2O, par rapport à Na_2O, soit aussi élevée que dans les microgranits et les granophyres de Camena. Néanmoins on connaît des roches tout aussi riches, relativementi en K_2O, que les roches de Camena, entre autres, le felsit-porphyre noir de Bahia Rodriguez, Patagonie [1]) tellement semblable, et même à d'autres points de vue, au porphyre quartzifère de Camena; ou encore le porphyre quartzifère de Blowing Rock, Caroline du Nord, analysé par HILLEBRAND; ou le porphyre de Riggenbachthal, Forêt Noire, analysé par A. SCHMIDT, etc.

Les porphyres filoniens de Camena offrent un troisième type qui se rapproche du type du *Liparite* de *Betrandoka*, Madagascar, savoir:

Microgranit filonien à biotite de Camena	:	s 80.62,	a 22,	c 0.5,	f 7.5,	n 4.6
Porphyre quartzifère à phénoménes hydrothermaux de Camena	:	s 85.49,	a 21,	c 1.0,	f 8.0.	n 4.5
Liparite de Betrandoka	:	s 80.5,	a 20,	c 2.0,	f 8 0,	n 5.6

Les amphibolites de Camena se tiennet entre les dioritesgabro de Val Scala et les hornblendites d'Alter Pedroso, comme suit:

Amphibolites de Camena	:	s 51.50,	a 2.0,	c 5.5,	f 22.5,	n 9.2
Diorite-gabbro de Val Scala	:	s 56.18,	a 4.5,	c 6.0,	f 19.5,	n 8.3
Hornblendite de Alter Pedrosó:		s 58.00,	a 6.5,	c 0.0,	f 23.5,	n 8 5

Pour ce qui est du rapport n, on relève la même difference dans deux groupes des porphyres quartzifères de Camena: ceux qui sont plus superficiels, felsophyres et vitrophyres avec porphyres filoniens, où n varie entre 4.5 et 6.2; puis ceux qui se trouvent plus profondément enfouis, microgranits et granophyres, où n varie entre 1.8 et 2.7.

[1]) PERCY QUENSEL: Die Quartzporphyre u. Porphyroïdformationen in Süd Patagonien u. Feuerland, Upsala (1913).

Institutul Geologic al României

Les porphyres quartzifères de Camena se projettent dans le sextant II du triangle d'Osann, par conséquent ils tombent dans le lot des roches granitiques fortement alcalines, près de l'endroit où se trouvent projetés les gneiss-granits de Măcin ; quant aux amphibolites, elles se projetten dans le sextant IV.

Dans la région des projections des porphyres quartzifères de Camena se projettent également les porphyres quartzifères de Thüringerwald (Ilmenau, etc.), étudiés par K. E. HAASE et projetés dans le triangle d'Osann (fig. 26) sous les numéros 1, 2, 3 & 4.

Si nous essayons la projection des roches de Camena dans le triangle d'Osann, suivant les valeurs *S Al F* (fig. 27), nous constatons que toutes tombent parmi les rhyolithes, les liparites et les aplites. Nous constatons en outre que 55% de ces porphyres quartzifères tombent sur la limite, vers *S*, du champ qui comprend les projections des roches éruptives, 30% tombent à l'intérieur du champ, et 15% tombent en dehors de ce champ, ce qui constitue une exception qui a besoin d'être éclaircie. Une des roches qui font exception (533) a déjà été mentionnée comme étant partiellement altérée, donc il s'est produit en elle un enrichissement relatif en SiO_2, par le levage partiel des oxides alcalins et de *Ca*. Deux autres roches (520 & 344) se sont légèrement enrichies — en mode secondaire — de SiO_2 par l'action des eaux silicifiantes, comprenant du quartz granulitique et de la calcédoine. Il n'y a que la roche 315 qui ne soit ni altérée, ni riche en petits filons de quartz secondaire. Cependant, ne chercher l'explication des exceptions que par l'enrichissement des roches — en mode secondaire — en SiO_2, ne nous semble pas être la bonne voie qu'il faille prendre, car ce n'est pas par la que l'on pourra parvenir à résoudre la question ; d'abord parce que l'augmetation en SiO_2 secondaire est généralement petit, exceptional (2—2%); en second lieu parce que nous avons la majeure partie des roches (55%) qui sont projetées sur la limite extrême du champ, vers *S*. L'exception est vraisemblablement due à l'acidité extrèmement élevèe des porphyres quartzifères de Camena. Dans cette même situation exceptionnelle se trouvent également les porphyres quartzifères de la Patagonia méridionale, dont on a parlé ci-dessus, étudiés par Quenzel et analyses par M. DIETTRICH. Ces porphyres quartzifères patagoniens se projettent dans de triangle *S Al F* d'Osann, en *Q* (fig. 27) à l'endroit où se projettent également les roches 315 & 520 de Camena, ce qu'Osann attribue à ce que ladite roche est, selon toute probabilite, partiellement altérée.

En ce qui concerne la projection des roches de Camena dans le triangle *Al C Alk* d'Osann, les porphyres quartzifères se groupent tous dans le sextant I, à la limite frontière du sextant VI, à l'endroit occupé

Institutul Geologic al României

par les roches fortement alcalines; quant aux amphibolites, elles se projettent dans le sextant III. Les porphyres quartzifères se trouvent entre *Alk* 12.5 et *Alk* 15, par conséquent environ à la limite qui sépare la série atlantique de la série pacifique, avec tendance plus marque vers la série pacifique, la ligne de démarcation — d'après Osann — étant *Alk* 14.

Pour ce qui est du rapport *NK*, les porphyres quartzifères de Camena se trouvent compris entre les diagrammes II—II, avec $NK < 2$ et III—III, avec $NK < 4$ (fig. 28); or les felsophyres, les vitrophyres et les porphyres filoniens analysés ont $NK > 4$; ils ne correspondent donc pas à ces diagrammes.

Dans le tableau V (voir ce tableau) nous avons, calculées, d'aprés Rosenbusch les constantes des roches analysées de Camena. De ces données il résulte que les porphyres quartzifères apartiennent à un magma granitique, se rapprochant du magma foyaïtique, tandis que les amphibolites appartiennent à un magma péridotique, très rapproché du magma des gabbros.

Nous nous trouvons évidemment en présence de certains termes presque extrêmes du magma fondamental du bassin magmatique de la Dobrogea. Les termes intermédiaires de segmentation doivent être recherchés dans les autres massifs éruptifs dobrogéens. A la vérité, de l'étude que l'on connaît sur le massif éruptif de Greci il ressort que, dans ce laccolite-là, se trouvent des segmentations gabbroïdes et granito-dioritiques, sans parler des segmentations granitiques. Au Mont Carol-Piatra Roșie nous relevons des segmetations alcali-granitiques, granito-dioritiques et tonalitiques (?) (dans le sens que lui confère M. Lévy). Il va sans dire que l'étude des autres massifs eruptifs de la Dobrogea septentrionale fournirait une image complète des segmentations du magma.

Dans le tableau VI (voir ce tableau) on trouve les constantes calculées suivant la méthode préconisée par Fr. Becke.

Les valeurs *Si*, *U* et *L* se sont projetées dans un système de coordonnées (fig. 29), d'où il résulte que les porphyres quartzifères de Camena se projettent non loin de la diagonale Si-Feldspath alcalin, à l'endroit même où se projettent habituellement les roches éruptives alcalines fraîches où très peu altérées, parmi les alcali-granits d'Elbenstock, de Drammen et de Hougnatten; par consequent à proximité de la ligne de démarcation entre la série atlantique et la série pacifique. Les amphibolites se projettent plutôt dans la série pacifique, à côté du hornblendegabbro d'Odenvald.

Dans les valeurs de *Ab*, *Or* et *An*, calculées à 10 parties, on

Institutul Geologic al României

remarque pour ces porphyres quartzifères la minime proportion d'anorthite (0 — 0.7) à causes des petites quantitès de CaO. Les valeurs élevées d'orthose dans les microgranite et les granophyres (6.4 — 8.5) ainsi que les valeurs relativement assez élevées pour les felsophyres, les vitrophyres et les porphyres filoniens (3.8 — 5.7) doivent être interprétées tout en restant d'accord avec les observations microscopiques, en tant que ces valeurs sont dues non seulement au feldspath orthose, mais surtout au feldspath sodo-potassique — le plus abondant — et à l'anorthose assez bien représenté. Il faut de même attribuer encore à ces feldspaths la majeure partie de la proportion de Ab.

On a calculé — pour 10 parties — les constantes a_0, c_0, f_0, où, éventuellement, a_0, s_0, f_0. Nous avons ensuite calculé Fe, Mg, Al, où, éventuellement, Fe, Mg, Ca, et nous avons projeté dans la série de triangles ces constantes, suivant la méthode de BECKE (fig. 30). Dans cette figure nous pouvons voir qu'en ce qui concerne les pourcentages molêculaires de SiO_2, les porphyres quartzifères de Camena se projettent au-dessus de la ligne 50 — 75, parmi les roches riches en acidité et en alcalins; tandis que les amphibolites se trouvent au-dessous de cette ligne, dans le lot des roches pauvres en acides et riches en Ca.

Pour ce qui est de la série atlantique, ou de la série pacifique, auxquelles appartiendraient éventuellement les roches éruptives de Camena, on sait que FR. BECKE n'a résolu le problème que pour ce qui touche aux roches effusives tertiaires. Il s'ensuit que la question se pose toujours pour ce qui est des roches prétertiaires. Les deux séries dont il s'agit seraient caractérisées par:

a) Les roches d'Anzi (pacifiques) sont relativement plus riches en Al et en C, (feldspath calcique), que les roches de Bohême (atlantiques);

b) Les roches d'Anzi sont relativement plus riches en Si que les roches de Bohême.

De tout ce qui précède il résulterait que les roches éruptives de Camena se rapprocheraient davantage du caractère pacifique, bien que la faible teneur en CaO et la grande quantité d'oxydes alcalins des porphyres quartzifères rapprocherait plutôt ceux-ci des caractères atlantiques. Conséquemment, il est impossible d'affirmer d'une façon absolue à laquelle des deux séries les roches de Camena appartiennent. A ce point de vue encore, les roches de Camena offrent des analogies avec les porphyres de Thüringerwald, lesquels constituent un groupe intermédiaire entre la série atlantique et la série pacifique. On a également constaté, même dans le Böhmische Mittelgebirge qu'alors que les roches éruptives tertiaires appartiennent à la série atlantique, les granits et les porphyres quartzifères paleozoïques appartiennent à la série paci-

Institutul Geologic al României

fique. D. Rotman a aussi établi le caractère plutôt pacifique qu'atlantique des roches éruptives de Greci.

Dans le tableau VII (voir ce tableau) nous trouvons les constantes pour la représentation graphique selon M. Lévy quant aux rèsultats, ils sont inscrits dans une série de 9 traingles (fig. 31). Grâce à ces triangles nous pouvons voir la prédominance du l'élément salic-alcalin sur l'élément femic dans les porphyres quartzifères, et de l'élément femic sur l'élément salic dans les amphibolites.

Dans le tableau VIII (voir ce tableau) on trouve les données analytiques nécessaires à la classification des roches éruptives de Camena, d'aprés la méthode de M. Lévy; ainsi que les dénominations fournies par les pétrographes américains. La classification des roches d'après M. Lèvy fait bien ressortir la liaison étroite qui existe entre les differents types de pophyres quartzifères de Camena, lesquels ne présentent, au point de vue chimique, que de légères variations et des différentiations magmatiques. En effet, de la recherche des paramétres de M. Lévy il résulte que, pour tous les porgphyres quartzifères, la fumerolle — en ce qui regarde la paramètre Φ — est alcaline-syénitique, trés rapprochée de la fumerolle syénitique-leucitique, ; quant aux amphibolites, ils appartiennent à la série granito-dioritique. Par rapport au paramètre r, nous avons dans les porphyres quartzifères cette même différentiation bien nette que l'on a, précédemment dejà, mise en relief; en d'autres termes, les microgranits et les granophyres, sauf la roche 416 (riche en Schachbrettalbite) sont des roches perpotassiques, tandis que les felsophyres, les vitrophyres et les porphyres filoniens sont des roches mégapotassiques. Cette différentiation correspond également à la composition minéralogique des roches analysées. Les amphibolites sont persodiques.

En ce qui concerne la scorie, selon le paramètre Ψ, les porphyres quartzifères sont des roches ferriques (la roche 237 exceptée), alors que les amphibolites sont magnésiennes. Le paramètre c' nous indique à son tour une différentiation un peu moins nette dans les porphyres quartzifères: les microgranits, sous tous les facies, aussi bien que le vitrophyre, sont microalumineux et mégacalciques; pendant que les microgranulites, les granophyres et les porphyres à action hydrothermale sont — à peu d'exceptions près — mégaalumineux et microcalciques. Les amphibolites sont microalumineuses mégacalciques.

En ce qui regarde les familles auxquelles appartiennent les roches éruptives de Camena, selon la classification de M. Levy et les données

Institutul Geologic al României

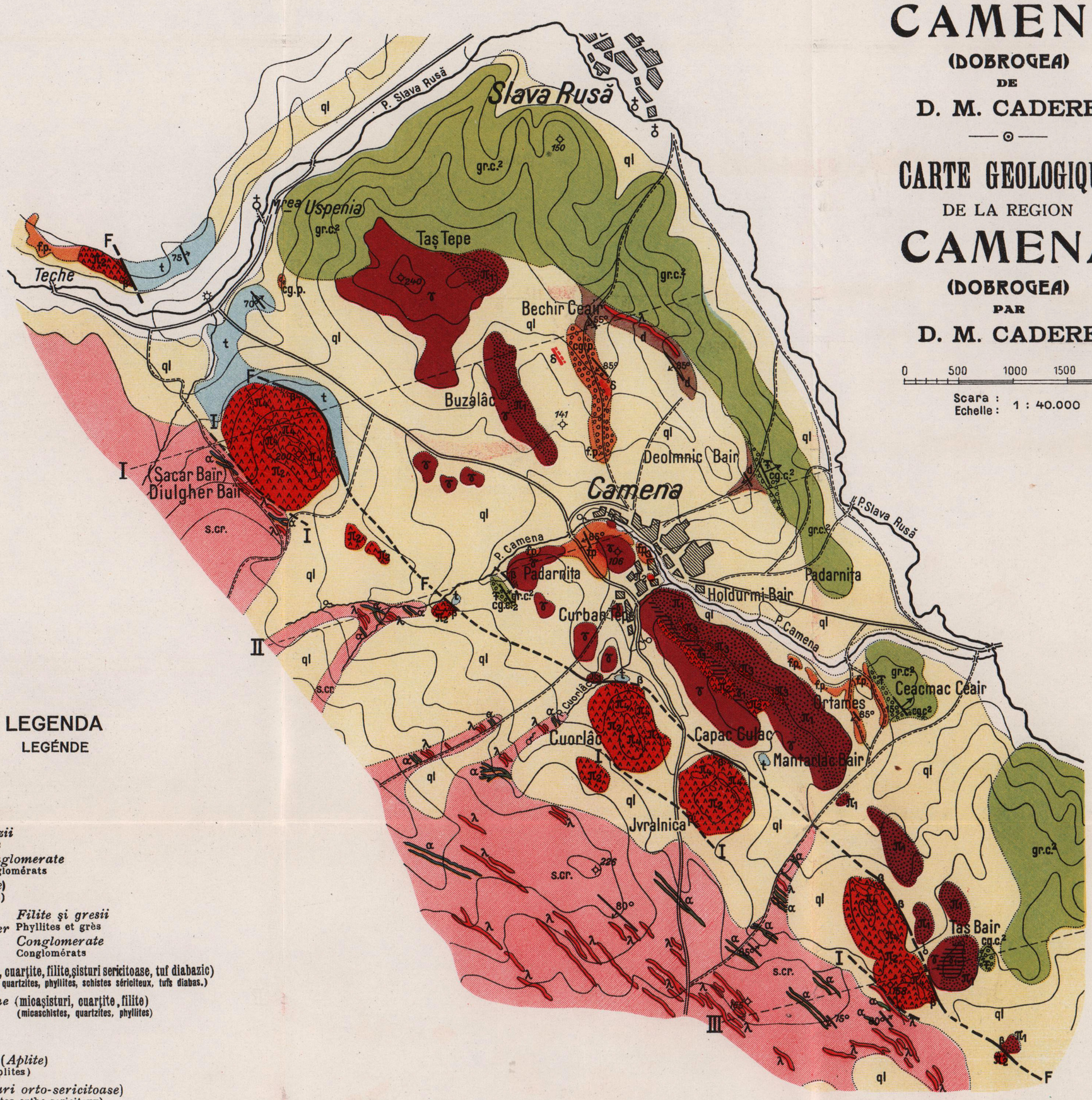
HARTA GEOLOGICA
A REGIUNEI
CAMENA
(DOBROGEA)
DE
D. M. CADERE

—⊙—

CARTE GEOLOGIQUE
DE LA REGION
CAMENA
(DOBROGEA)
PAR
D. M. CADERE

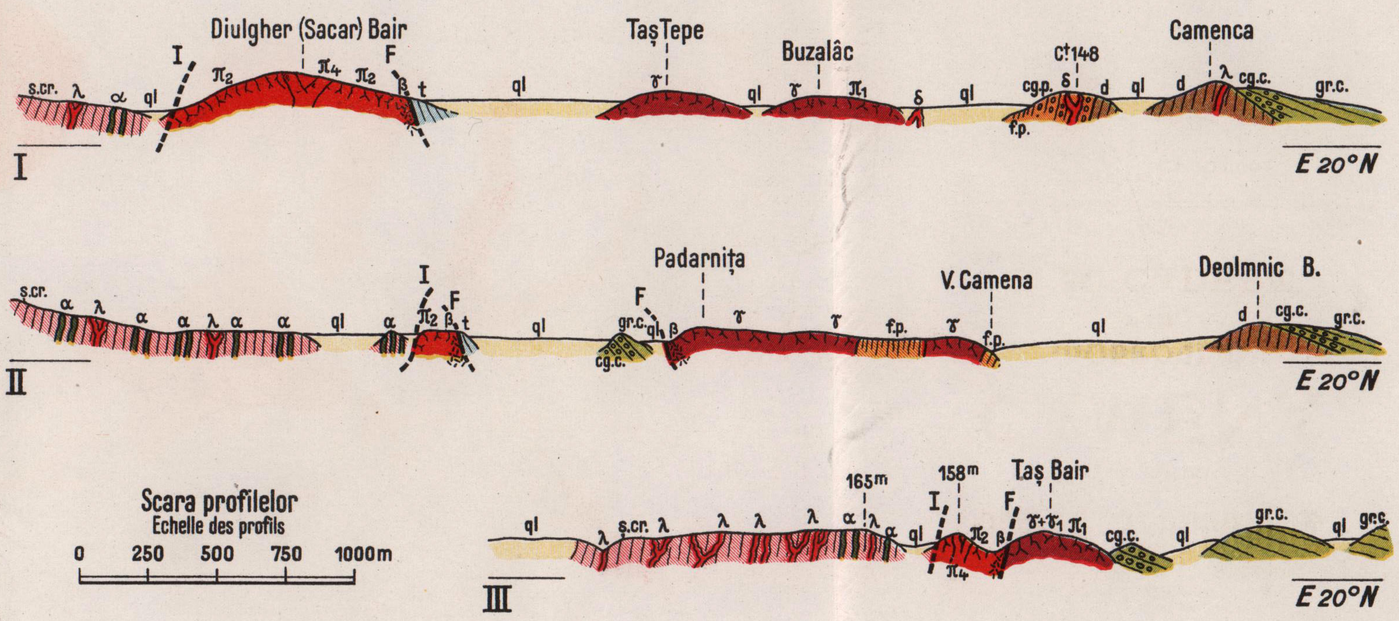
0 500 1000 1500 2000 m

Scara : 1 : 40.000
Echelle : 1 : 40.000



LEGENDA
LEGÉNDE

- *Aluviuni* — Alluvions
- ql — *Loess* — Loess
- gr.c.² — *Cretacicul* — Crétacé — *Grezii* — Grès — *Conglomerate* — Conglomérats
- t — *Triasul* (*calcare*) — Trias (calcaires)
- f.p. / g.p. — *Permo-carbonifer* — Permo-carbonifère — *Filite şi gresii* — Phyllites et grès — *Conglomerate* — Conglomérats
- d — *Devonian* (calcare, cuarţite, filite, şisturi sericitoase, tuf diabazic) — Dévonien (calcaires, quartzites, phyllites, schistes sériciteux, tufs diabas.)
- s.cr. — *Şisturi cristaline* (micaşisturi, cuarţite, filite) — Schistes cristallins (micaschistes, quartzites, phyllites)
- γ — *Microgranite* — Microgranites
- γ₁ — *Microgranulite* (*Aplite*) — Microgranulites (Aplites)
- δ — *Porfiroide* (*şisturi orto-sericitoase*) — Porphyroïdes (schistes ortho-sericiteux)
- π₁ — *Granofire* — Granophyres
- π₂ / π₃ / π₄ — *Felsofire şi Vitrofire* — Porphyres felsitiques et vitreux
- *Brecie-filon eruptiv* — Brèche-filon éruptif
- π₄ — *Microgranit cu Biotit, în filoane* — Microgranite à Biotite, en filons
- λ / α — *Cuarţ în filoane, Pegmatite* — Quartz en filons, Pegmatites
- *Amfibolite-Hornblendite în filoane* — Amphibolites-Hornblendites en filons
- β — *Brecii de fricţiune, porfirice, pe linii de fractură* — Brèches de friction, porphyriques, sur les lignes de fracture
- F — *Falie* — Faille
- I----- — *Linie de încălicare* — Ligne de chevauchement
- *Inclinarea stratelor* — Inclinaison des couches
- *Isvor de apă* — Source d'eau
- I - III — *Direcţia profilelor* — Direction des coupes



Scara profilelor
Echelle des profils
0 250 500 750 1000 m

DESEN. F. WAHNIG

LITO · CARAIANU & C°

Institutul Geologic al României

PLANȘA I-a

Institutul Geologic al României

Pl. I.

I

MICROGRANITE
Nicols +. Gross, 40 f.
pâte hollo- et crypto-cristall.
q Quartz corrodé
f Orthose microperthitique avec la macle de Karlsbad.

II

MICROGRANITE
Nicols +. Gross. 40 f.
pâte hollo- et micro-cristall.
Quartz corrodé avec poches internes de corrosion.

III

MICROGRANITE
Nicols +. Gross. 40 f.
Feldspath potassique avec la macle de Baveno.

IV

MICROGRANITE
Gross. 40 f.
Nicols II. Nicols +.
q Quartz
f Anorthose avec la macle de Manebach.

V

MICROGR.-GRANOPH.
Gross. 40 f.
Nicols II Nicols +
Pâte hollo- et crypto-cristall.
f Feldspath sodo-potassique avec le cas particulier de Schachbretalbite
t Ferrite.

VI

MICROGRANULITE-APLITE
Gross. 40 f.
Nicols II. Nicols +
Pâte hollo-cristalline microgranitique
Les „Schlieren" sont microgranulitiques
Les phénocrist. manquent.

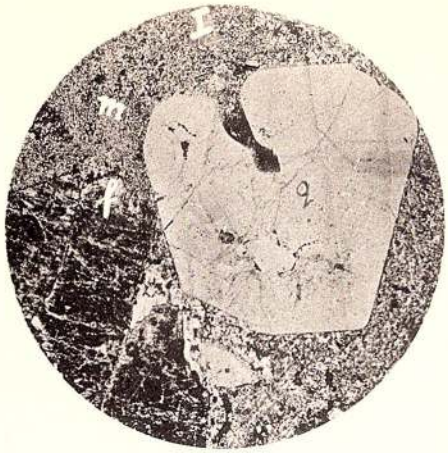
VII

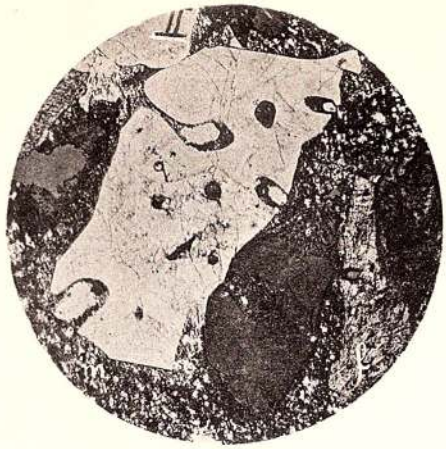
MICROGRANITE DE FILON
avec biotite
Nicols II. Gross. 40 f.
Pâte hollo- et crypto-cristall.
b Biotite, *f* Feldspath potassique avec la macle de Manebach (Four la B.)
q Quartz.

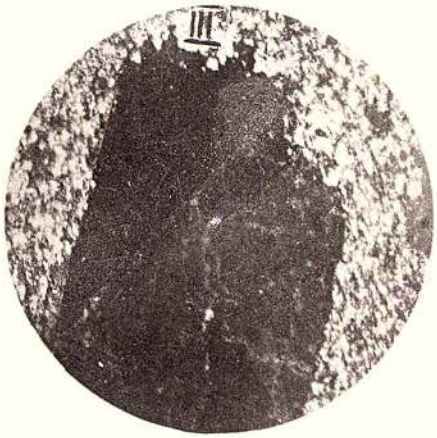
VIII

La même que VII entre les Nicols +.

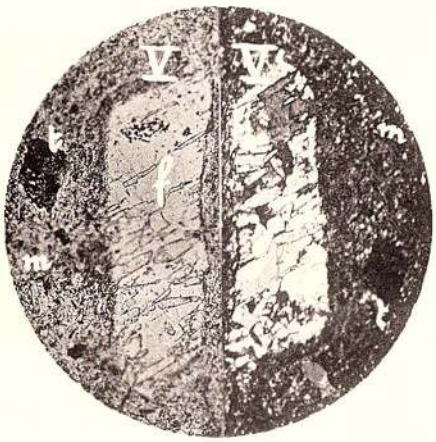
Institutul Geologic al României

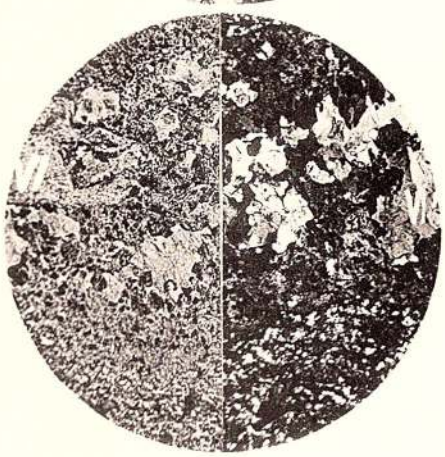


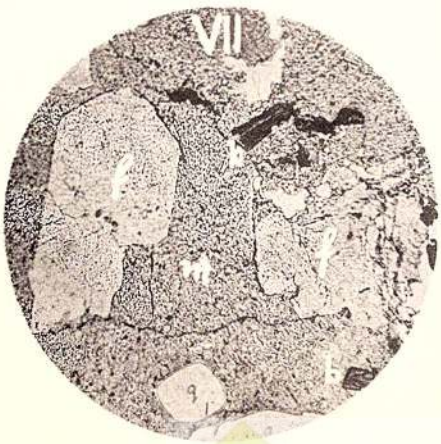














Institutul Geologic al României

PLANȘA II-a

Institutul Geologic al României

IX

MICROGRANITE-GRANOPH.
Nicols II. Gross. 40 f.
q Quartz, *g* Lentile granophyrique.

X

GRANOPHYRE
Nicols II. Gross. 40 f.
mg Pâte granophyrique micropeg.
t ferrite
f Petites prismes des microlithes de feldspath, seulement agglomérées
q Quartz.

XI

GRANOPHYRE
Gross. 40 f.
Nicols II. Nicols +.
s Sphérolites de feldspath avec une imparfaite croix noire, moulées par le quartz granophyrique (globulaire) *q*

XII

GRANOPHYRE
Gross. 40 f.
Nicols II. Nicols +.
q Phénocristal de quartz
s Petites gouttes de quartz, qui entre les nicols croisés, se partagent en deux moitiés, ou en trois secteurs, avec orientation optique différente.

XIII

PISOLITE-GRANOPHYRE
Gross. 40 f.
Nicols II. Nicols +.
Pâte felsitique-pilotaxique au pseudo-sphérolite.

XIV

ROCHE
due à l'action hydrothermale
Nicols +. Gross. 40 f.
s Calcédoine en sphérolites fibreuses zonnaires et concentriques, avec une parfaite croix noire
s' Calcédonite en huppes.

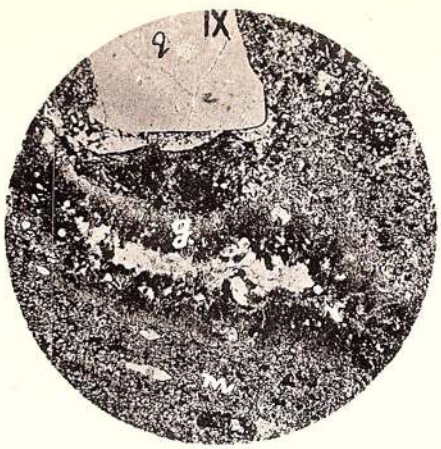
XV

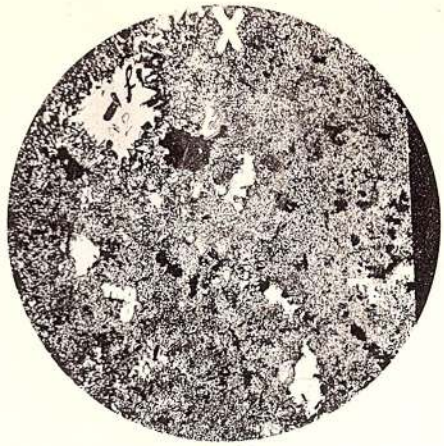
ROCHE
due à l'action hydrothermale
Nicols +. Gros. 40 f.
Petites sphérolites fibreuses brunes de calcédoine avec une parfaite croix noire,

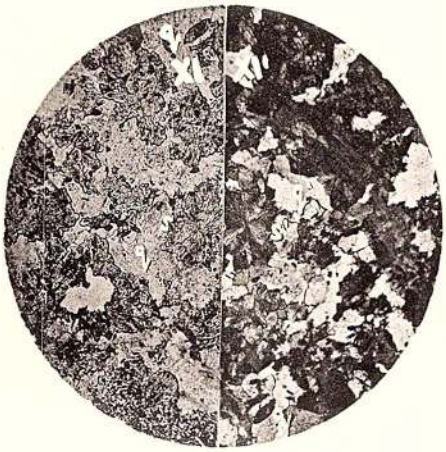
XVI

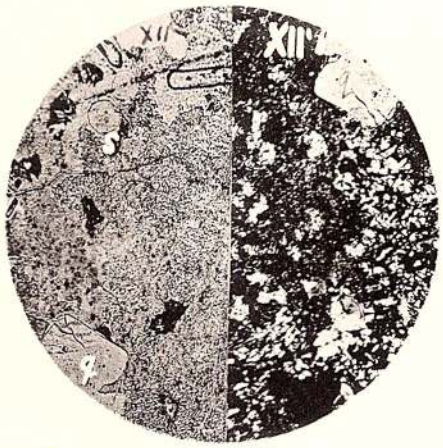
ROCHE
due à l'action hydrothermale
Nicols +. Gros. 40 f.
c Panache de quartz roulé (Umdrehte Quarz) autour d'un petit cristal de quartz *q'*

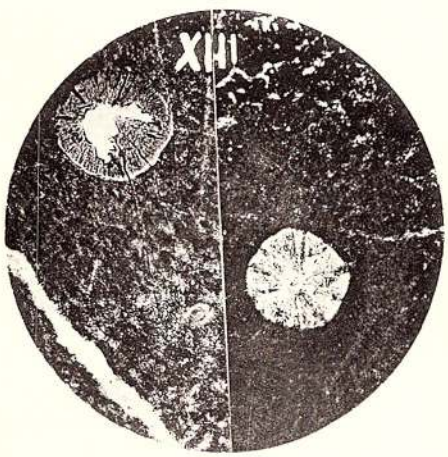
Institutul Geologic al României

















Institutul Geologic al României

PLANȘA III-a

Institutul Geologic al României

XVII

MICROPEGMAT-FELSOPH.
Nicols + Gross. 40 f
mf pâte micro-felsitique
q quartz
t pegmatite graphique

XVIII

FELSOPHIRE-MICROGR.
Nicols II Gross. 40 f.
pâte microfelsitique avec des petites craquelures
q quartz avec inclusions vitreuses en cristaux négatifs
f feldspath
a éponge de ferrite

XIX

FELSOPHIRE-MICROGR.
Nicols II. Gross. 40 f.
Structure felsitique fluidale

XX

BRECHE DE FILON FELSO-VYTROPHIRYQUE
Nicols II Gross. 40 f.
q' perlites de quartz
f feldspath
q quartz

XXI

VYTROPHIRE
Nicols II Nicols +
q phénocristal de quartz
p verre en perlites

XXII

MICROPEGMATITE
Nicols +. Gross. 40 f.
m pâte microgranitique
f feldspath orthose
un phénocristal de pégmatite graphique

XXIII

GRANOPHYRE
Nicols +. Gross. 40 f,
avec des petites prismes de feldspath agglomérées et du quartz globulaire

XXIV

Gross. 40 f.
Nicols II Nicols +
/ cristal de feldspath microperthithique allongé d'aprés *pg*1 (001,010) et entouré par un cristal de quartz *q*

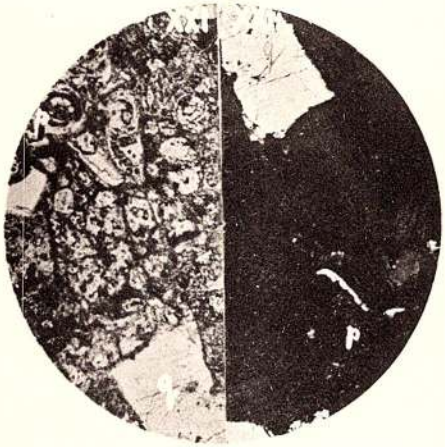
Institutul Geologic al României



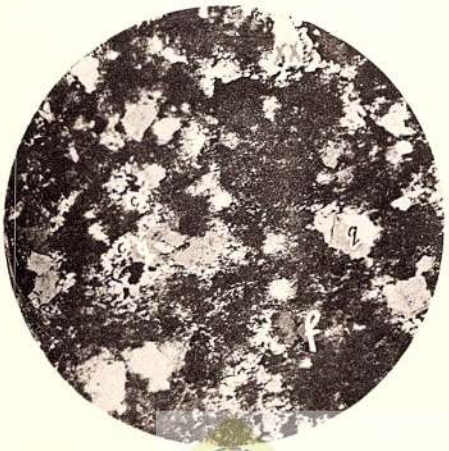


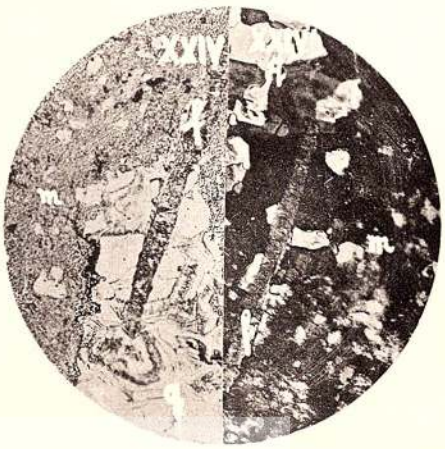












Institutul Geologic al României

PLANȘA IV-a

Institutul Geologic al României

XXV

GRANOPHYRE
la structure micro-poïkilitique
Nicols II Gross. 40 f.
Les nombres indiquent les régions irregulières occupées par du quartz granophyrique

XXVI

Le même que XXV, entre les nicols croisés

XXVII

GRANOPHYRE
Gross. 40 f.
Nicols II Nicols +
q' cristal de quartz auréolé
q quartz

XXVIII

AMPHIBOLYTE
Gross. 40 f. Nicols II
Sect. parallèle à la schistosité Sect. normale à la schistosité
a amphibole
m plagioclase

XXIX

FELSO-VYTROPHYRE
Nicols II. Gross. 40 f.

XXX

BRECHE FILONIENNE
FELSO-VYTROPHYRIQUE
Nicols II. Gross. 40 f.
Contenant des enclaves granophyriques en partie assimilées

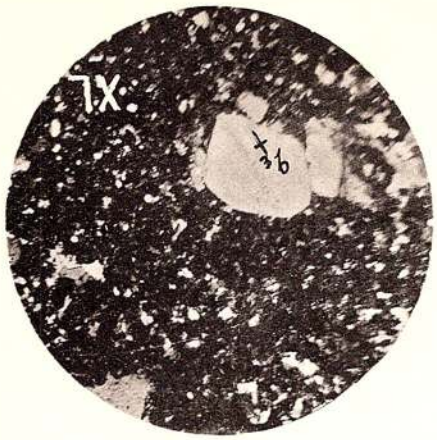
XXXI

TUFFITE (CINERITE)
porphyrique silicifiée
Nicols II. Gross. 40 f.

XXXII

GRES DE CARAPELIT
Nicols II. Gross. 40 f.

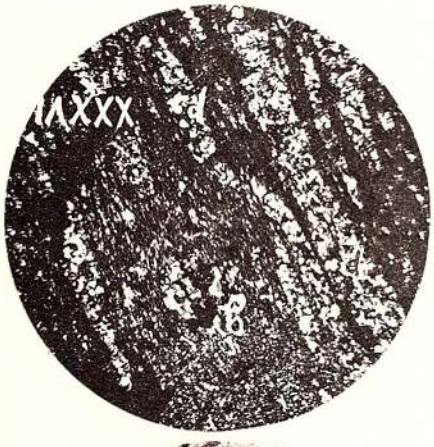
Institutul Geologic al României



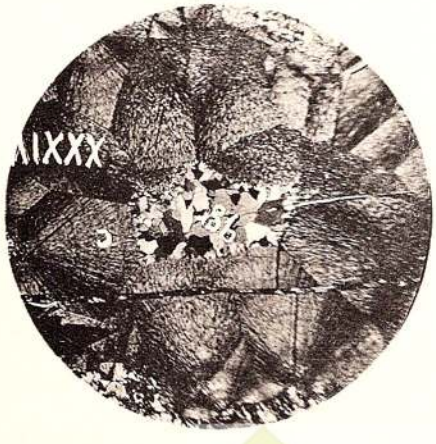














Institutul Geologic al României

L. EDELEANU și SILVIA DULUGEA. O metodă de separațiune a hidrocarburilor aromatice și a produselor reșinoase din petrolurile brute.
Séparation des hydrocarbures aromatiques et des produits résineux du pétrole brut par l'acide sulfurique.

C. TH. PETRONI. Coeficenții de dilatație a petrolurilor brute din România și a derivatelor lor.
Les cœfficientes de dilatation des pétroles bruts de Roumanie et de leur d'rivés.

C. TH. PETRONI. Studiu comparativ în're punctele de înflamabilitate a petrolurilor lampante determinate cu aparatele Abel-Pensky și Granier.
Étude comparative entre les points d'inflamabilité des petroles lampants-déterm nès á l'aide des appareils Abel Pensky et Granier.

V. DUMITRIU. Compoziținea gazului obținut prin destilațiunea uscată a Lignitului din România.
Note préliminaire sur la composition du Gaz quì résulte de la distillation séche 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 și Egirin dela Muntele Carol și Piatra Roșie.
Vorläufige Mitteilung über den Riebeckit und Aegyringranit des Muntele Carol.

RADU PASCU Cercetări preliminare asupra lacului Techirghiol.
Vorläufiger Bericht über den Techirghiolsee.

R. SEVASTOS. Geologia regiunii Mogoșești din nordul Moldovei.
Description géologique de la région Mogoșești (N. de la Moldavie).

MAX REINHARD. Cercetări în partea orientală a Munților Făgărașului.
Geologische Beobachtungen aus dem östlichen Theil des Făgărașergebirges.

MAX REINHARD. Cercetări în regiunile șisturilor cristaline ale Carpaților meridionali și orientali.
Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete der krystalinen-Schifer der Sud-und Ostkarpaten.

I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuni la studiul faunei calcarului numulitic dela Albești (Muscel).
Contributions à l'étude de la faune du Calcaire nummilutique d'Albeșt (Muscel).

I. SIMIONESCU. Jurasicul dela Cârjelar (Dobrogea).
Note sur le jurassique de Carjelar (Dobrogea).

D. M. CĂDERE Notă asupra granitului dela Măcin.
Note sur le Granit de Măcin (Dobrogea).

AUREL PANĂ. Cursul inferior al Calmățuiului.
Étude morphologique de la vallée inféricure de Calmațui.

GR. ANTIPA. Das Ueberschwemmungsgebiet der unteren Donau.

G. PAMFIL et G. BAUME. Contributions à l'étude des gaz des roches.

Institutul Geologic al României

Vol. V. 1911.

FR. BARON NOPCSA. Zur Geologie und Petrographie des Vilajets Skutari in Nordalbanien.

L. EDELEANU. La dissociation des produits de distillation du pétrole.
Disociația produselor de distilație a petrolului.

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. TĂNASESCU. Studii preliminare asupra regimului termic în regiunile petrolifere din România.
Études préliminaires sur le régime thermique dans les régions pétrolifères de la Roumanie.

I. TANĂSESCU. 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 pînzelor 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 pétrol brut de Bușteni (Roumanie) et des ses derivés.

I. TĂNĂSESCU. Considerațiuni asupra variațiunei de temperatură a petrolului brut în conducta Băicoi-Constantza.
Considérations sur la variation de température du pétrole brut dans la conduite de Baïcoi-Constanța.

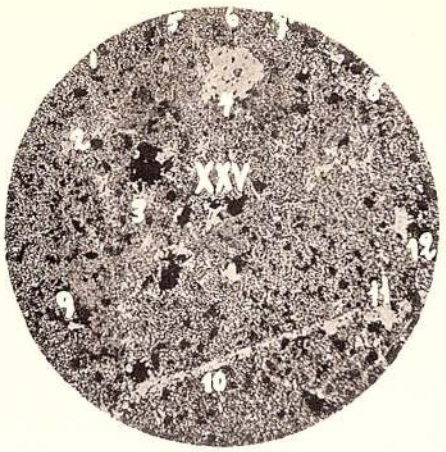
A. OSTROGOVICH. Étude chimique d'un pètrole brut de Hârja, district de Bacău (Moldavie).

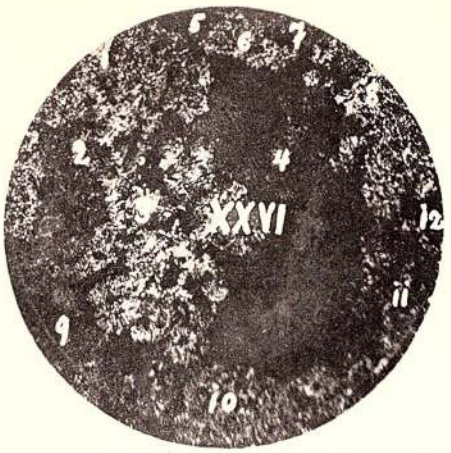
I. POPESCU-VOITEȘTI. Date noi asupra prezenței Tortonianului fosilifer în zona flișului Subcarpaților meridionali cu considerațiinni asupra vechimii saliferului în general.
Nouvelles données sur la présence du Tortonien fossilifére dans la zone du flysch des Subcarpathes méridionales avec quelques considérations sur l'âge de la formations salifère en général.

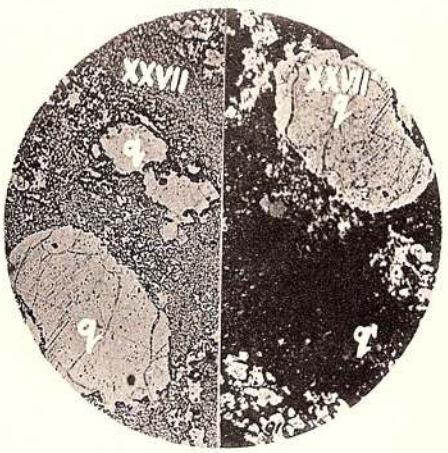
SAVA ATHANASIU. Resturile de mamifere cuartenare dela Măluști, în districtul Covurlui.
Mammifères quaternaires de Maluști, district de Covurlui, Moldavie.

SAVA ATHANASIU. Resturile de mamifere pliocene superioare dela Tulucești în districtul Covurlui.
Mammifères pliocénes de Tulucești, district de Covurlui, prés de Galatz.

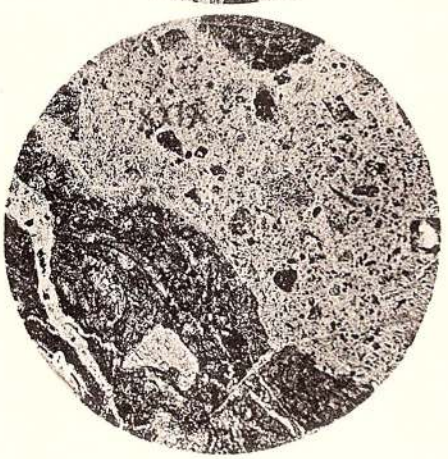
Institutul Geologic al României





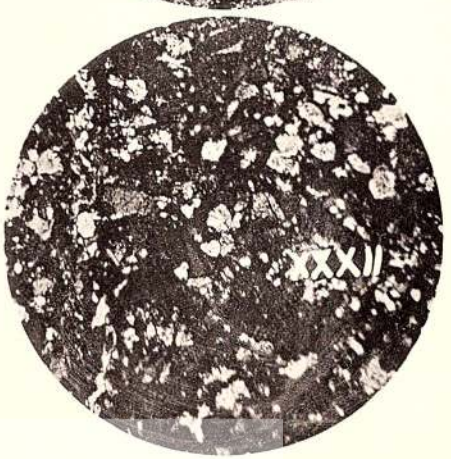












Institutul Geologic al României

de TERMIER, les porphyres quartzifères se groupent dans la famille des granits; quant aux amphibolites, elles entrent dans la famille de diorites.

L'étude chimique des roches éruptives de Camena, cela va de soi, ne peuvent pas offrir un matériel suffisant pour que l'on puisse se rendre compte des différentiations magmatiques du bassin éruptif de la Dobrogea. Ce n'est qu'en y ajoutant les études chimiques que l'on a poursuivies à Greci, au Mt. Carol-Piatra Roșie, à Màcin, à Carcaliu, ainsi que les études que l'on devra entreprendre sur les diabase-porphyrites de Cocoș, sur les granits d'Atmagea et de Cicurova, sur les porphyres de Cârjelari et de Consul, etc. que l'on pourra mener à bonne fin une telle étude.

CONCLUSIONS GENERALES

En résumé, les roches éruptives de Camena:

a) Sont, en partie effusives, en partie hypabyssales, et sont représentées par les microgranits, les microgranulites-aplites, les micropegmatites, les granophyres, les felsophyres et les vitrophyres, accompagnés de filons, les uns non différenciés — tels les filons de porphyre qui sont en partie non métamorphosés (comme le microgranit à biotite) en partie transformés en schistes ortho-sériciteux — ; les autres diffétenciés, soit en filons leucocrates acides, comme les pegmatites, le quartz pegmatitique et granulitique, soit en filons mélanocrates, tels que les diorites métamorphosées en amphibolites. Il y a encore des roches accidentelles à matériel éruptif, entre autres les brèches et les cinérites. On constate en outre les traces et les effets d'une séconde activité post-volcanique, qu'il s'agisse de solutions minéralisatrices ou bien action hydrothermales qui à laissè de nombreuses traces de silification dans la masse du porphyre et dans les schistes avoisinants ;

b) Le dyke porphyrique se trouve sur la ligne de moindre résistance Picineaga — Başpunar — Camena, dans un synclinal dévonique, recouvert de conglomérats schisteux et de schistes carbonifères, dits de Carapélit, par-dessus lequel le porphyre a débordé. Ce synclinal est, selon toute vraisemblance, dans le prolongement du synclinal Kitlau — S Greci — Carapelit — Atmagea. Par-dessus le porphyre se sont étagés les calcaires triasiques, les conglomérats, les grès néocrétaciques et le lœss;

Institutul Geologic al României

c) L'arrivée du porphyre doit avoir eu lieu après le dépôt du carbonifère, dit de Carapélit et, probablement, avant la sédimentation des calcaires triassiques; nous nous trouvons donc en présence d'une éruption carbonifèro-permique, ou post-permique, mais antérieure à la fin du Trias;

d) A part les injections de minéralisateurs et de quartz pegmatite dans les schistes voisins, injections qui ont donné naisance aux gisements de sulfures de fer et de cuivre, ainsi qu'aux grenats des micaschistes, on ne relève pas d'autres traces de métamorphisme qui soient dues à l'arrivée du pophyre;

e) La ligne de faible résistence Picineaga — Başpunar — Camena est marquée par le chevauchement des schistes cristallins, accompagnés des roches vertes, par-dessus le synclinal dévonique; ansi que par les failles orientées, suivant généralement une ligne parallèle à la ligne de chevauchement. Cette ligne a joué à trois époques géologiques différentes, provoquant l'enfouissement de la moitié occidentale du dyke porphyrique et causant des effets de dynamométamorphisme, que nous rencontrons dans le porphyre quartzifère et dans les amphibolites, depuis les simples crevasses et les extinctions ondulatrices, jusqu'à la schistosisation des filons;

f) Les porphyres quartzifères de Camena sont des roches à acidité trés élevée, à grande alcalinité, relativement peu riches en Al_2O_3, comportant d'assez grandes quantités d'oxydes de fer et des quantités relativement petites de CaO et de MgO.

Comme conséquence de cette composition chimique, les porphyres quartzifères de Camena sont riches — d'une manière tout à fait exceptionnele — en feldspaths potassiques et sodo-potassiques. Il n'y a que dans les felsophyres et les vitrophyres que l'on rencontre aussi des plagioclases acides individualisés. A titre également exceptionnel les feldspaths potasiques et sodo-potassiques abondent en formations perthitiques;

g) Accessoirement, les porphyres quartzifères renferment de l'ilménite et des oxydes de fer en quantités variables; il y a peu de zirconium, mais on l'y rencontre d'une façon constante, et trés fréquemment entouré d'un nid de ferrite. Dans tous les porphyres quartzifères, aussi bien que dans les amphibolites, on trouve du CuO, reste des minéralisateurs qui ont également imprégné les schistes voisins de sulfures de fer et de cuivre. C'est en liaison avec ce fait qu'il nous faut considérer le gisement minier d'Altân Tepe comme dû à l'arrivée du porphyre;

h) Les porphyres quartzifères de Camena constituent une segmentation alcali-potassique du bassin magmatique dobrogéen. Ils se séparent — pour ce qui regarde les quantités relatives de K_2O et de Na_2O — en deux facies: l'un, plus profond, qui est **perpotassique**, l'autre, plus superficiel, qui est **mégapotassique**.

Institutul Geologic al României

Ces porphyres appartiennent à la granda famille des alcaligranite tandis que les amphibolites sont persodiques et appartiennent à la famille des diorites;

i) Les roches éruptives da Camena appartiennent à une série intermédiaire entre la série pacifique et la série atlantique, avec tendance de rapprochement vers la série pacifique.

Laboratoire de minéralogie et de pétrographie
de l'Université de Jassy.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚIUNI
LA
STUDIUL GEOLOGIC AL IMPREJURIMILOR ORAȘULUI HAȚEG

CU O HARTĂ GEOLOGICĂ, O TABLĂ DE PROFILE ȘI 4 PROFILE ÎN TEXT

DE

Dr. F. LAUFER

Haga, Olanda.

INTRODUCERE

Depresiunea Hațegului e situată în partea de sudvest a Transilvaniei, la poalele de nord a masivului Retezatului, înalt de peste 2500 m. Inconjurată de jur-împrejur de regiuni muntoase și având în trăsături mari caracterul unei regiuni de terase, ea oferă o priveliște surprinzătoare călătorului, care, venind din Valea Mureșului, și-a ales calea către sud dealungul Văei Streiului. Privind dela fortăreața romană de pe Orlea lângă Subcetate, se văd în fund munții înalți din roce cristaline ai Retezatului, ale cărui vârfuri pleșuve aproape tot timpul anului sunt acoperite de zăpadă. Din aceste vârfuri se întind către nord o mulțime de coame masive și păduroase, egal de înalte, largi și separate unele de altele prin văi adânci. Către nord, aceste coame sunt tăiate toate brusc, dealungul unei linii est-vest, mărginindu-se printr'un povârniș repede cu șesul înalt diluvial, pe care par a fi așezați ca pe un soclu munții Retezat.

Șesul acesta înalt e format în cea mai mare parte din depozite diluviale, iar în parte mai mică din roce mai vechi; el se întinde în formă de triunghiu până la Bărești. Laturile libere ale triunghiului sunt cuprinse de cele două ramuri principale ale Streiului; ramura stângă numită Râu Mare, coboară din Munții Retezat, străbate pe o zonă largă terasa superioară dela Clopotiva și curge apoi pe terasa diluvială inferioară și mai tânără, care este șesul larg al Hațegului, în care împreună cu afluenții săi, sapă mici adâncituri.

Marginea ascuțită a terasei superioare e situată la Bărești la vr'o

Institutul Geologic al României

40 m, iar la Unciuc la 100 m. deasupra terasei inferioare; deși numeroase pârae și-au săpat cursul prin erosiune regresivă în terasa superioară, totuși marginea ei ese clar în relief. Se poate observa cum șesul înalt diluvial ce se înalță înspre sud-vest, se reazămă pe șesul Hațegului. Acesta din urmă are o altitudine de 300—400 m, deasupra mării.

Aceeaș imagine clară se vede, când privim din Dealul Măgura dela nord de Pui, în direcția sud-vest: munții înalți cu codrii lor întunecați și cu poienile lor de culoare verde-deschisă, scoborându-se deodată dealungul unei linii cu direcția V.N.V.—E.S.E., către terasa superioară, care se întinde în fața acestora ca un con de dejecție larg și puțin înalt.

Acest con este acoperit de pajiști verzi și ogoare și este tăiat de valea Râului Bărbat și de văile multor altor pârae mai mici, care, curgând în spre nord, își sapă albia până la nivelul albiei Streiului superior. Terasa inferioară a Văei Hațegului, în partea aceasta e desvoltată rudimentar numai în regiunea Băieștilor.

Depresiunea Hațegului se pierde spre apus la trecătoarea Porții de Fer dela Zăicani (vechea șosea romană: „Drumul lui Traian"), iar către sud-est, la trecătoarea dela Bănița, care duce în valea Jiului (trecătoarea Surduc).

La nord-est și est, depresiunea Hațegului este înconjurată de ramificația apuseană a massivului cristalin dela Sebeșul Săsesc (Mühlbach), care aici la margine suportă mai ales depozite cretacice. La nord vest și vest câmpia Hațegului e închisă de munții Poiana Ruscă, tot un masiv cristalin cu depozite cretacice. In sfârșit, la nord de Hațeg, o regiune de coline miocene mărginește basinul drenat de Streiu.

Vârfurile și culmile munților Sebeșului fac parte dintr'o peneplenă ce se înalță treptat spre sud dela 1000—1600 m altitudine, care corespunde probabil peneplenei formată de culmile largi dela nord de vârful Retezatului și care a fost considerată de Nopcsa ca un vechiu șes continental din timpul Danianului (22).

Rezultatele celor mai vechi cercetări în regiunea Hațegului, din cari unele datează încă din veacul al XVIII-lea, sunt cuprinse în esențial în lucrarea lui Hauer și Stache: «Die Geologie Siebenbürgens» (9), azi învechită, pe timpul ei însă o lucrare model, care este singura descriere geologică generală a Transilvaniei, pe care o cunoaștem. Grație expunerii obiective și precise a faptelor observate și lăsând orice speculațiuni la o parte, această lucrare este încă și astăzi un izvor de informațiuni prețioase pentru multe părți ale Transilvaniei mai puțin cercetate, deși lucrarea a fost terminată la 1863.

Baronul F. Nopcsa Jun. întreprinse în 1903 studiul unei regiuni mai întinse al cărei centru îl formează basinul Hațegului; el examină toate datele cercetărilor anterioare și le completă într'o măsură largă cu

Institutul Geologic al României

studii originale, dintre cari cele mai cunoscute sunt cele asupra reptilelor cretacice superioare.

Mi-au mai stat la dispoziție datele importante asupra regiunei pe care am cercetat-o, din rapoartele cercetărilor făcute de institutul geologic ungar. Dintre hărțile geologice la scara 1 : 75.000, am putut studia foaia Hațeg care există numai în manuscris, grație amabilității D-lui Dr. J. Halavats, care a ridicat-o. D-l Director al Institutului geologic al României, profesor L. Mrazec, a avut marea bunăvoință de a-mi asigura în regiune în mod practic sprijinul autorităților locale, pentru care trebue să-i exprim aici încă odată mulțumirile mele. D-lui Dr. E. Jekelius, dela Brașov, îi rămân foarte îndatorat pentru marea amabilitate cu care a sprijinit lucrarea mea în toate privințele. Deasemenea trebue să amintesc cu recunoștință de ospitalitatea într'adevăr foarte mare cu care am fost primit în timpul lucrărei pe teren în casa diferitelor familii ungurești, românești și nemțești.

FORMAȚIUNI GEOLOGICE

Regiunea pe care am studiat-o e constituită din următoarele formațiuni geologice :

A. Formațiuni cristaline : . . . . { I. Șisturi cristaline. / II. Granit.

B. Formațiuni sedimentare mesozoice și roce eruptive noi : . . { III. Sedimente mesozoice vechi. / IV. Titonic-Neocomian. / V. Cretacic superior și porfirite.

C. Terțiar : . . . . . { VI. Miocen. / VII. Pliocen.

D. Cuaternar . . . . . VIII. Diluviu și Aluviu.

I. Șisturile Cristaline

In Carpații de sud se deosebesc în general trei grupe de șisturi metamorfice ; caracterul primordial al celor două grupe mai vechi nu se mai poate recunoaște, în schimb grupa a treia ne îngădue în diferite locuri să o interpretăm ca o serie sedimentară și eruptivă regional metamorfică.

Această a treia serie e socotită în general ca cea mai tânără, făcând abstracție de vârsta ei geologică, care probabil variază după regiune. Existența ei în regiunea noastră nu era cunoscută până acuma ; grupa aceasta e numită grupa III-a cristalină.

Celelalte două serii, grupa II-a cristalină și grupa I-a cristalină sunt deci mai vechi și anume, geologii unguri socotesc grupa I-a ca cea mai

Institutul Geologic al României

veche; cercetătorii români, dimpotrivă, sunt de altă părere, susținând că numai gradul de metamoforzare deosebește grupa I-a și a II-a între ele.

După caracterele petrografice putem deci deosebì în regiunea noastră următoarele grupe de șisturi cristaline:

Grupa I-a cuprinzând mai ales: gneis cu biotit, gneis cu biotit și muscovit, gneis cu amfibol, micașist cu muscovit. In acestea se găsesc adesea pegmatite și nu rareori intrusiuni de granit. Ca elemente accesorii se găsesc în general destul de răspândite grenați, zircon, cianit și turmalină.

Grupa II este caracterizată prin următoarele roce: șisturi sericitoase, șisturi cloritoase, micașisturi cu intercalațiuni de marmore, cuarțite cu muscovit, șisturi filitice și în parte grafitice.

Grupa III, mai tânără, e alcătuită în regiunea noastră mai ales din amfibolite, șisturi verzi și filite afanitice, la care se mai adaugă în alte părți șisturi calcaroase, șisturi talcoase și alte roce, care însă nu au fost găsite aici.

Pe lângă această grupă de șisturi verzi se mai întâlnesc, după Nopcsa, la sud de regiunea noastră, diferite roce metamorfice de natură mai mult conglomeratică, însă nu în totdeauna, care sunt dispuse ca o mantă în jurul masivului Retezatului și cutate împreună cu gneisul de acolo, roce care, după cât se pare, ating într'un loc (la sud de Șerel) marginea basinului sedimentar tânăr.

Șisturile cristaline din grupa I și II au fost studiate cu deamănuntul mai ales de Schafarzik. La cele cunoscute deja se mai pot adăugà numai următoarele:

Grupa I-a cristalină, în cuprinsul regiunei cartate, are o răspândire mai mare la răsăritul văei Streiului, unde constitue partea de apus a Munților Sebeșului, întrucât nu este acoperită de Cretacicul dela Pui.

Se pot deosebì aici, la nord lângă Gonțaga o zonă frământată de șisturi verzi din grupa III-a, și la sud, o zonă de roce de origină granitică, care se întinde dealungul marginei de nord a basinului sedimentar (vezi harta). Restul regiunii este constituit din micașisturi și gneisuri, care în opoziție cu alte zone gneisice ale Munților Sebeșului și în comparație cu șișturile cristaline ale grupei I din partea de nord-vest a Retezatului, nu prezintă bogăția în grenați a acestora.

Roca prezintă, paralel cu șistozitatea, o mulțime de nodule oculare de pegmatit, de mărimi foarte variate. In mod excepțional se întâlnesc filoane mici de pegmatit de grosimea unui deget, a căror direcție e transversală pe șistozitate. Acestea fac impresia de a fi mai tinere și formează de fapt o venire ulterioară a intrusiunei pegmatitice.

Zona cristalină Ciopea-Luncani, după constituția sa petrografică și după direcția sa, aparține zonei nordice a Masivului dela Sebeșul Săsesc (Mühlbach) a lui Nopcsa (22).

Institutul Geologic al României

La poalele de vest ale muntelui Orlea, ca și la marginea terasei Streiului la nord de Bucium, ne atrag atenția niște cuarțite micacee; iar pe Orlea se găsește un gneis conglomeratic care prin alterație devine roșu, și care seamănă cu un micașist lenticular plin de bucăți rotunzite de cuarț, în formă oculară strivite, și de mărimea unei alune. In fine, într'un mic defileu imediat la nord de Subcetate se găsește un amfibolit de un tip care diferă de șisturile verzi din grupa III dela Gonțaga.

Toate aceste roce aparțin grupei I cristaline.

Grupa II-a cristalină cuprinde, afară de regiunile desemnate pe hartă după Nopcsa (22), micașisturile dela sud-est de Vâlcelele Bune, care au aceiași direcție ca zona de șisturi verzi din grupa II-a cu care stau în strânse raporturi tectonice.

Acestea sunt șisturi întunecate, cu luciu plumburiu, ce se desfac în solzi și care prin alterație devin argiloase-unsuroase, având uneori o suprafață grafitoasă; alteori cu oglinzi mari si subțiri de muscovit cu care e îmbrăcată suprafața vălurată lenticulară a acestor șisturi. Ele sunt puternic înclinate și înconjură un stâlp de porfir feldspatic alb, ale cărui apofize străbat pe alocuri șisturile sub formă de pături subțiri și paralele cu șistozitatea.

In locul unde se bifurcă în sus partea de sud a văei Vâlcelele Bune, se ivește în cuprinsul acestor șisturi sau la limita lor superioară o argilă cenușie cu blocuri de gneis si nenumărate grăunțe de cuarț rotunzite, cu grenați corodați și fluturași de mică albă.

Din cauza întinderii extrem de limitată nu s'a putut explica poziția acestui element tânăr și foarte curios în mijlocul cristalinului. Aceasta ne amintește două iviri analoage, de aceiași întindere, pe care Nopcsa le-a considerat ca Dogger?, ceeace nu se poate dovedi mai deaproape (22).

Șisturile plumburii-cenușii descrise mai sus mai apar în două locuri pe valea Gonțaga. la contact cu șisturile verzi (vezi harta).

Grupa III-a cristalină cu șisturile puternic înclinate se desvoltă în formă de potcoavă în colțul de nord-vest al Masivului Sebeșului, în apropiere de Gonțaga. Această ivire are o poziție mai complicată și face impresia că se reazimă pe rocele grupei I și II cristalină, formând o cută prinsă în acestea.

In această ivire se deosebesc diferite tipuri de roce:

1. Șisturi cristaline de origină eruptivă, ca:

a) amfibolite cu zoisit, de tip dioritic, amfibolite cu zoisit, de tip gabroitic;

b) injecțiuni de porfir feldspatic.

2. Șisturi cristaline de origine sedimentară, ca:

a) sisturi grafitoase cenușii-negricioase;

b) filite verzi, dure cu pături subțiri de cuarțit;

Institutul Geologic al României

c) filite verzi-albăstrii, lucioase și unsuroase la pipăit.

Toate aceste roce sunt, macroscopic, cu totul lipsite de mică.

Acolo unde valea Gonțaga își schimbă direcția dela sud la nord în aceea către V.N.N., se găsește pe partea stângă un amfibolit ale cărui elemente prezintă o foarte slabă orientare paralelă. El constă dintr'un amestec aproape egal de hornblendă verde și zoisit alb și are astfel un tip dioritic (plagioclazul a fost transformat în zoisit). Afară de aceste elemente principale, la microscop se observă la unele amfibolite, indivizi de plagioclaz ; aceștia sunt însă în parte saussuritizați. Cuarțul se găsește numai rareori și foarte puțin.

Aceste minerale constitue șisturile cristaline din dealul dela nord de valea Gonțaga. Conținutul în hornblendă variază, pe alocuri, hornblenda e îngrămădită ca o pâslă sau în cuiburi mici, pe când zoisitul alb predomină, astfel că trebue să considerăm roca, de tip gabroid. Alte amfibolite sunt verzi închise, din cauza predominării hornblendei. Șisturile verzi afanitice au mai mult o culoare deschisă verde-albăstrie și sunt unsuroase la pipăit. Aceasta le deosebește între altele de filitele propriu-zise ale acestei zone, care au mai ales un luciu gălbui sericitos și sunt cuarțoase.

Porfirul feldspatic, alb-verde deschis, formează o masă intrusivă, lungă de vr'o 800 m. și lată de 300 m., în partea superioară a văei Vălcelele Bune ; prin alterație se separă în bucăți de formă oculară și se transformă într'o argilă albă și un nisip cuarțos, pe care pârâul îl răspândește în drumul său prin satul din apropiere formându-și un pat larg de nisip. Această masă porfirică prezintă o șistozitate foarte pronunțată. Mai departe spre sud la contactul imediat cu șisturile verzi se pot observa de mai multe ori filoane stratificate de porfir feldspatic.

Dacă mergem dela Gonțaga înspre NE și traversăm și scursura a treia, obținem un profil din care se poate vedea poziția rocelor filitice între gneisul grupei I cristalină și amfibolit. Tot astfel, în valea Gonțaga, amfibolitul se reazămă peste șisturile grafitoase.

II. Granitul

Ortogneisul dela marginea de nord a basinului sedimentar dela Pui are, mai ales în sâmbure, numai o slabă textură paralelă. Roca constă din indivizi de feldspat până la mărimea unui centimetru cub, colorați în alb și roșu deschis, adesea concrescuți cu cuarțul în felul granitului grafic. Aceste elemente leucocrate sunt învelite de o pâslă de lamele de biotit, care sunt, fie răspândite în formă de rețele neorientate, mai mult sau mai puțin înlănțuite unele cu altele, fie dispuse paralel. Acesta este cazul mai ales în zona marginală a masivului, încât nu putem pune

Institutul Geologic al României

o limită netă între acest ortogneis, a cărui structură devine din ce în ce mai fină, și paragneisul pegmatitic care îl înconjoară. Acelaș fapt îl menționează LIFFA și VENDL despre granitul și ortogneisul din Munții centrali ai Sebeșului (16). Acest fenomen stă în opoziție cu raporturile ortogneisului de altfel asemănător din masivul Retezatului, despre care SCHAFARZIK (33) a făcut o amănunțită dare de seamă, și care străpunge gneisele înconjurătoare.

O mică fâșie din acest ortogneis cu bobul mare am mai observat și în partea superioară a văei Gonțaga. In sfârșit o a treia ivire se găsește la Odaia Criva, în marginea de vest a hărții. Aceasta se continuă spre sudvest (37).

Din harta generală a lui NOPCSA (22) rezultă că zona marginală a șisturilor cristaline dela Gonțaga spre NE formează în acelaș timp zona de limită între grupa I-a și II-a cristalină. Grupa II-a, ca prelungire răsăriteană a masivului Poiana Ruscă, se întâlnește la 10—16 km. la sud de Sebeșul Săsesc. E întrebare dacă șisturile verzi descrise apar mai des la limita între regiunile grupei I și II cristalină, ori poate au o importanță mai mare.

Făcând abstracție de multe alte regiuni, în care s'au putut separa șisturi de tipul grupei a III-a, ca de ex. cele din Formațiunea de Schela a lui MRAZEC de pe Parângu și din basenul Schelei și cele dela baza conglomeratelor carbonifere dela Vârfu Nevoia (38), șisturile verzi dela Gonțaga par a avea o înrudire mai apropiată. Pentru aceasta mă refer la datele lui HAUER și STACHE asupra aparițiunilor de șisturi argiloase, sisturi argiloase micacee și șisturi amfibolice din munții Transilvaniei de sud (9). După toate acestea e foarte probabil ca șisturile verzi dela Gonțaga să nu fie decât capătul de apus al unei fâșii unitare, care înconjoară tot masivul Sebeșului până la Sibiu, ba chiar se poate ca grupa a III-a cristalină să aibă o însemnătate încă și mai generală pentru tectonica cristalinului.

III. Sedimente mesozoice vechi

Prin lucrările lui HALAVATS (4; 5) se cunosc în regiunea Cioclovinei, la capătul de nord al basenului cretacic dela Pui, niște gresii cari se razimă pe gneis, cum se poate vedea sub «Ponorul» de acolo. (Ponor se numește aici un părete de calcar înalt de vr'o 15 m. și de sub care isvorește pârâul Luncanilor ; vezi Fig. 1). HALAVATS a identificat aceste grezii cu stratele de bază ale Cenomanului.

O descoperire norocoasă de fosile mi-a dat posibilitatea să fac aici o rectificare. La vr'o 300 m. la nord de intrarea grotei, în coasta stângă a pârâului principal al Luncanilor, la aproximativ 40 m. deasupra albiei

Institutul Geologic al României

pârâului, este o deschidere în care se vede așezarea complexului de gresii pe gneis. Stratele inferioare ale complexului transgresiv formează aici bancuri cu stratificație neregulată de gresii bogate în mică, care

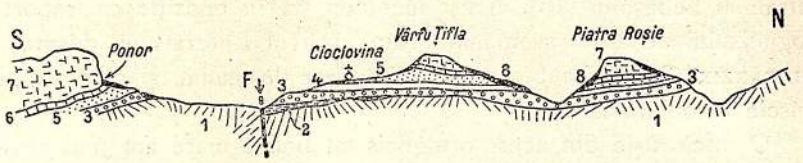


Fig. 1 Profil prin Vârful Țiflea, lângă Cioclovina.

1. Gneis.
2. Detritus roșu al Cristalinului.
3. Conglomerate, gresii feruginoase. } Lias
4. Gresii.
5. Gresie pestriță cu urme de cărbuni.
6. Gresie marină din Doggerul Superior.
7. Calcar titonic-neocomian.
8. Grohoțișul calcarelor.

F = falie.

sunt produsul unei remanieri locale a fundamentului cristalin. In păturile de nisip cu bobul fin s'au putut recunoaște următoarele impresiuni de plante:

Cladophlebis lobifolia PHILLIPS sp.
» cf. *denticulata* BRONGN.
» *Roesserti* PRESL. sp.
» *Raciborskii* ZEILLER,
Dictyophyllum acutilobum BRAUN.
Taeniopteris sp.
Sagenopteris cf. rhoifolia PRESL.
Baiera Lindleyana SCHIMP.
Ctenis Orovillensis FONTAINE.
Pterophyllum sp.
Cheirolepis Muensteri SCHIMP.

Aceasta este o floră retică-liasică normală, care ne surprinde cu atât mai mult, cu cât, prin lucrările lui NOPCSA (22) și SCHAFARZIK (33; 34), ne-am făcut până acuma o idee cu totul diferită asupra formațiunilor liasice din regiunea Munților Retezatului. E greu de făcut o comparație cu florele liasice dela Steierdorf-Anina în Banat și dela Holbav și Vulcan din regiunea Brașovului, deoarece plantele de acolo au nevoie urgentă de o nouă determinare. Resturile de plante din ambele regiuni se găsesc atât în stratele inferioare cât și în cele superioare ale Liasicului, iar rocele sunt mai ales argile șistoase de culoare închisă și gresii cuarțoase de culoare deschisă, asemănător cu Liasicul de pe partea de sud a Retezatului.

Institutul Geologic al României

Orizontul ce conține resturile de plante dela Cioclovina se află la baza unui complex de gresii și conglomerate având o grosime maximă de vr'o 150 m., și peste care se așează calcarul titonic-neocomian din regiunea menționată. Acest complex se divide în două părți, un orizont inferior, cu un caracter fluvio-lacustru și un orizont superior marin.

Acesta din urmă are o grosime mai mică, însă în schimb, o răspândire mai mare: el se întinde fără discordanță vizibilă, la baza calcarului titonic-neocomian până dincolo de Ponorici, cum reese din deschiderile izolate. La sud de Cioclovina se recunoaște după câteva blocuri de gresie dură glauconitică și calcaroasă cu *Belemniți canaliculați* și o spiculă de *Rhabdocidaris copeoides*.

Blocurile nu pot proveni decât din patul calcarelor. Aceste fosile, ca și caracterul petrografic și răspândirea orizontului marin dovedesc că avem de a face aici cu acele iviri de Dogger superior, pe care le menționează, între alții, Lóczy jun. (17) în Carpații de sud și care trebuese socotite ca Strate de Klaus.

Partea inferioară fluvio-lacustră a stratelor dela Cioclovina se efilează repede către est, având însă în numitul sat o grosime însemnată. Ea constă din conglomerate și gresii în care se găsesc mai multe pături feruginoase de coloare roșie-închisă. La sud de vârful Țiflea se ivește o serie de gresii pestrițe cu inclusiuni cărbunoase. In malul drept al pârâului principal al Luncanilor se observă lângă satul Cioclovina niște conglomerate de o grosime importantă, care reprezintă stratele cele mai inferioare ale întregei serii. Formațiunile fluvio-lacustre au caracterul unui depozit local, care s'a putut păstra într'o scufundătură. Acest depozit trebue socotit ca liasic. Impregnarea cu fier a acestor strate este cu totul asemănătoare cu aceea a sedimentelor daniane. Originea ei trebue comparată mai degrabă cu geneza minereurilor de fier marine din Finlanda, decât cu lateritizarea (vezi și Danianul).

IV. Titonic-Neocomian.

Calcarul titonic-neocomian sărac în fosile, de culoare cenușie deschisă până la cenușiu-albăstriu, adesea roșcat, transgresează în regiunea noastră peste suprafețe întinse.

Varsta lui s'a determinat prin comparație cu alte iviri din marea sa arie de răspândire mai ales cu cele din împrejurimile Brașovului și din Banat. Fapte noi, din punct de vedere petrografic și faunistic, afară de găsirea unui singur *Belemnites cf. pistiliformis*, nu mai sunt decât puține de adăogat la cele cunoscute până azi. Sub microscop se văd în calcar, ici colo, radiolari, care sunt foarte abundenți în concrețiunile de cremene, pe care le prezintă calcarul.

Institutul Geologic al României

Calcarul, a cărei grosime trece de 250 m, ocupă pe hartă împrejurul basenului dela Pui ca bază a Cretacicului superior, o suprafață mai mare. El este de obiceiu compact și masiv și numai pe alocuri e stratificat în bancuri groase. Raportul cu gresia din Doggerul de desubt este concordant, cum am mai văzut, încolo calcarul transgresează peste cristalin.

Peisajul carstian, care s'a desvoltat pe suprafața terenului calcaros, se găsește descris în lucrarea lui HALAVÁTS (4). O peșteră adâncă de câteva sute de metri, a cărei intrare se găsește la peste 50 m. deasupra Ponorului dela Cioclovina a fost descrisă de SCHRÉTER *). Peste tot în regiunea calcaroasă, se pot găsi îngrămădiri mici de terra-rossa. Mai departe, dealungul marei linii de falie dela nordul Munților Retezatului se găsesc în cinci locuri petece subțiri de acelaș calcar, și anume la Zăicani, Suseni, Coroești, Șerel și Valea Lupului-Baru.

Cele două fâșii de calcar dela Păroși-Peștere se recunosc ușor din depărtare și de aceea le-am însemnat pe hartă.

V. Cretacic superior și porfirit.

Cretaciul dela Păroși-Peștere. Această regiune a fost numai sumar cercetată. Ea e constituită mai ales din gresii. Intr'un strat argilos din aceste gresii am găsit un *Inoceramus labiatus* care caracterizează Turonianul.

Cretaciul dela Pui. Cercetătorii unguri care au vizitat regiunea aceasta, înaintea mea, și-au îndreptat privirea numai asupra discordanței Campanianului și asupra orizontului fosilifer al Rhotomagianului, neglijând astfel stratele intermediare, deși se găsesc în ele elemente de un facies cu totul caracteristic, care ne îndeamnă la o comparație cu celelalte iviri cretacice din sudvestul Transilvaniei.

a) Partea inferioară a Cretacicului superior dela Pui.

Intinderea stratelor cretacice este legată de aceea a calcarului din bază. Acolo unde Cretacicul vine în atingere cu Cristalinul, sedimentele sunt scufundate dealungul unei falii; calcarul se află în adâncime sub acestea.

Termenul cel mai adânc al seriei îl formează niște gresii roșii la Ohaba-Ponor. La Federi se întâlnesc gresii dure cuarțoase și calcaroase, de culoare deschisă și cu bobul mare, care aparțin aproximativ aceluiaș

*) Lucrarea apărută în 1917 în buletinul trimestrial al secțiunei speciale Speleologie a soc. geol. ungare, nu am avut-o la dispoziție.

Institutul Geologic al României

nivel. Către partea superioară gresia devine galbenă și bobul mai fin și mai bogată în mică ; în aceasta apar strate de argilă nisipoasă, cărbunoasă și adesea se găsesc lentile de Glanzkohle, care au dat prilej la mai multe lucrări de explorare fără rezultat. Lentilele abia ajung câțiva metri în lungime și câțiva țoli în grosime.

In Valea Dreptului ultimele strate de mai sus par a se rezimă direct pe calcare și au o poziție orizontală. Ele umplu aici golurile dintre ridicăturile de calcar, care sunt ferestruite de apă în patul văii. In apropierea calcarului se observă și aici o colorațiune roșie datorită fierului. Acesta provine de sigur din conținutul în terra-rossa al substratului.

Grosimea întregului complex inferior de gresii variază între 100-200 m. Deasupra urmează strate bogate în fosile : la Ohaba-Ponor se deosibesc trei orizonturi de fosile, unul inferior, alcătuit din marne dure cuprinse în nisipuri, gresii și argile nisipoase și care conține o serie de lamellibranchiate și gasteropode, apoi mai multe specii de *Acanthoceras*, între alții și *Acanthoceras Rhotomagense*. Dintre bivalve notez *Isocardia aquilina*. o formă care atrage atenția prin desimea ei.

Stratigraficește ceva mai sus se găsesc două orizonturi, pe care le-am puteà numì conglomeratele cu *Acteonelle* și conglomeratele cu *Nerinee*, din cauza bogăției lor în aceste fosile. La nord-est de Muntele Măgura, pe drumul de pe culme se întâlnește o marnă dură bogată în *Orbitolina lenticularis* care se reazămă, nu departe, pe o gresie calcaroasă cu *Nerince, Acteonelle, Rudiști* și *Pecten*. Nopcsa e înclinat să identifice marnele cu *Orbitolina* cu orizontul cu *Acantlioceras*, de oarece roca este identică.

Pe drumul dela Dealu Robului, la marginea calcarului într'o deschidere se găsește o gresie galbenă, foarte bogată în : *Nerinea (Ptygmatis) aff. olisiponensis* Sharpe *Pecten* sp. Apoi, am găsit bine păstrate : *Arca (Trigonoarca) Moutoniana, Isastrea morchella.*

In Valea Dreptului se întâlnește acelaș banc cu *Ptygmatis*. Marna dură bogată în fosile este dejà de mult cunoscută și aparține Rhotomagianului. Bancurile cu *Ptygmatis* din acoperiș le consider însă dejà ca Turonian inferior. Prin urmare Rhotomagianul lipsește la Dealu Robului ; deasemenea pare a lipsi și mai departe, spre sud-est de Ohaba-Ponor.

Peste bancurile cu *Ptygmatis* urmează un depozit de o grosime de vr'o 250 m. alcătuit din gresii, nisipuri și argile nisipoase cenușii, deobiceiu foarte bogate în mică, care, afară de *Acteonella* sp., cuprinde exemplare foarte numeroase de *Exogyra columba*, atât în stratele inferioare cât și în cele mai deasupra. Stratele mai sunt caracterizate prin lentile mici de Glanzkohle cu aceleaș dimensiuni ca cele din complexul de gresii de desubt.

Institutul Geologic al României

Desvoltarea stratelor cu *Exogyra columba* se poate vedea pe hartă (Turon). Dela Ohaba-Ponor spre sud-est și sud se schimbă faciesul lor puțin, prin faptul că nu se mai găsesc deloc fosile, iar rocele devin și mai nisipoase. Astfel se continuă seria cu direcția nord-sud până în văile dela Dumbrava, la est de Ponor.

Muntele Măgura de lângă Pui este constituit în partea sa de sud-vest dintr'o serie, groasă de 150 m., de gresii albe cuarțitice, calcaroase, stratificate și cu bobul mare, conținând Rudiști și spicule de *Cidaris*, rău conservate. Adesea se observă o stratificație oblică în gresiile, care conțin mai multe bancuri de conglomerate. Pe coasta de sud a Măgurei ele cuprind și nisipuri albe cu concrețiuni sferoidale. Această „Gresie de Măgura" formează partea superioară a stratelor cu *Exogyra columba*. Un banc alcătuit din aceste Ostree și din Acteonelle se mai întâlnește în această gresie peste drum de biserica veche din Fizești. Peste acesta se așează un strat de argilă cenușie-închisă, care închee seria Gresie de Măgura, înspre partea superioară. După aceasta urmează rocele Flișului, care încep cu un conglomerat.

Considerând unitatea seriei de strate dela orizontul cu *Ptygmatis* în sus până la Gresia de Măgura inclusiv, trebue să desemnăm acest complex ca Turonian.

Continuarea spre răsărit a Gresiei de Măgura o formează o zonă îngustă, întovărășită de falii și alcătuită din brecii, conglomerate cuarțitice și gresii cuarțitice calcaroase, toate puternic înclinate, zonă strânsă între Turonian și rocele Flyschului. La urmă, această zonă se întoarce spre sud, se lărgește și dispare apoi în adâncime la marginea calcarului Titonic-Neocomian, la nord-est de Ponor.

In cele mai multe locuri, unde se poate observà, aici la est, zona aceasta, apare imediat deasupra conglomeratelor o gresie bătătoare la ochi. Aceasta este o rocă marnoasă, omogenă, fin grăunțoasă și moale, de culoare albăstrie-deschisă, în care afară de fluturasii de muscovit ne atrag atenția biotiți mici negri.

Această gresie are o mare desvoltare, în partea de nord-vest a văei Fizeștilor. Afară de un singur echinid nedeterminabil care se apropie de genurile *Micraster-Hemiaster*, am găsit în această gresie niște secțiuni de *Inoceramus*, având până la 36 cm. lungime și numai câțiva mm. grosime. Cochilia e puternic ondulată și aparține grupei lui *Inoceramus labiatus*.

Se mai găsesc adesea forme asemănătoare cu fucoidele. Această rocă care are o grosime de ca. 150 m, este în toată întinderea sa absolut omogenă, cu singura deosebire că este uneori separată în bancuri groase, alteori în plăci subțiri. Pe crăpături se întâlnește adesea gips fibros.

Institutul Geologic al României

Aceste sedimente numite Gresia de Fizești, formează partea cea mai de jos a Flyschului, care probabil e depus pe Turon, ușor discordant. Din această cauză se efilează la suprafața Gresiei de Măgura.

Gresia de Fizești trece înspre partea superioară în argile șistoase, marnoase, albastre, care alternează cu gresii galbene în plăci sau cu pături de nisip.

Bancurile de gresii sunt bogate în urme de viermi și alte hieroglife ; grosimea lor în apropierea Gresiei de Fizești este de câțiva țoli, înspre partea superioară însă ea crește considerabil, așa încât putem vorbi de un Flysch inferior marnos și de unul superior grezos. Și aici se întâlnește peste tot locul gips fibros pe crăpături.

Flyschul se întâlnește la marginea cristalinului lângă Hațeg, Sânta-Măria și Valea Bălții, puternic dislocat, în niște deschideri mici, iar dela Ohaba de sub Piatră se desvoltă mai puternic. Mai departe spre sud-est, Flyschul se întinde în malul drept al Streiului între Pui și Ponor și se poate urmări ca o fâșie îngustă în baza Campanianului, formând un arc, până dincolo de drumul care urcă dela Ponor spre răsărit.

Aici zona încetează de a fi continuă, stratele îngrămădindu-se într'un vârf, alcătuit din marnă albastră, plastică și șistoasă, care se pierde în basenul văei Dumbrava, la est de Ponor, în apropierea marginei Calcarului, sub gresiile mai tinere (Campanian).

La Ponor pe Strei se observă cum stratele Flyschului devin tot mai bogate în gresii către partea superioară până ce deschiderile încetează înzpre Strei, cu câteva bancuri verticale de conglomerate cu *Acteonella gigantea*. Acestea din urmă sunt acoperite discordant de o argilă fărâmicioasă și nisipoasă din orizonturile superioare ale Cretacicului superior, care însă nu se mai poate urmări mai departe pe direcția ei. Zadarnic o căutăm și în Flyschul din regiunea Fizeștilor. Aici predomină, în partea de vest, gresiile.

Grosimea rocelor Flyschului, inclusiv Gresia de Fizești, atinge probabil 750 m. Deoarece aceste strate se află între Campanian și Turonian, ele trebue să aparțină Emscherianului.

In partea de sud a Flyschului cretacic, la nord de Galați se găsește o serie superioară de gresii și argile șistoase nisipoase care au o grosime aproximativă de vr'o 200 m. Ele sunt tot așa de lipsite de fosile ca și Flyschul, cu care mai au comun hieroglifele. După înfățișarea rocei însă acest complex se deosebește ceva de Flysch și seamănă mai mult cu rocele Campanianului din împrejurimile Ponorului. Deși din așezarea stratelor nu se observă vr'o discordanță, totuși aceasta nu e exclusă.

Institutul Geologic al României

b) Partea superioară a Cretacicului superior dela Pui.

Discordanța dintre argilele nisipoase și gresiile acestor strate și între Flysch, este clară la conglomeratele cu *Acteonella gigantea*, din apropiere de Ponor. E mai greu de urmărit mai departe limita între ambele formațiuni și mai ales întinderea Campanianului. In primul loc e important pentru aceasta faptul, că în regiunea Dumbravei, la est de Ponor, gresiile micacee albe, calcaroase și nisipurile peste care e așezat Campanianul nisipos argilos, transgresează peste Flyschul marnos până ce la urmă îl acopere de tot. Apoi ne atrage atenția poziția liniștită a gresiei, care, cu o grosime, probabil, de 150 m., se poate urmări până dincolo de Livadia fără dislocări importante. De aici faciesul devine tot mai conglomeratic înspre sudest, ceeace înseamnă că ne aflăm în nemijlocita apropiere a vechiei coaste marine. Transgresiunea conglomeratelor Campanianului inferior se vede aici într'o vale bine deschisă.

In văile Dumbravei se observă că toate formațiunile cretacice mai vechi dispar brusc către sud, la o mică depărtare de marginea dela suprafață a calcarelor — probabil că se scufundă în adâncime dealungul unei falii în direcția nord-sud, lângă marginea propriu zisă a calcarelor — pe când gresiile dela Livadia neînfluințate de aceasta, se desvoltă larg, în strate slab ondulate. De aceea, fără nici o îndoială, acestea reprezintă partea inferioară a Campanianului transgresiv. La Livadia am găsit în ele :

Exogyra lateralis
Dorocidaris vesiculosa
Tylocidaris velifera
Radiolites sp.
Elasmostoma cf. *consobrinum*
Briozoare și tuburi de Serpule.

Exogyra este foarte probabil identică cu aceea desemnată de PÁLFY ca *Exogyra ostracina* LAM. din Campanianul dela Vințul de Jos (27, Pl. I, Fig. 2).

Inspre Ponor «Gresia de Livadia» este acoperită transgresiv, de strate ceva mai argiloase.

Aproape de bifurcarea văei, la un km. în sus de Ponor, nu se mai întâlnește gresia. Aici, limita între Campanianul superior și Flysch este cu totul nesigură, de oarece ambele formațiuni constau dintr'o alternanță de marne cenușii-albăstrii și strate subțiri de nisipuri și gresii. Stratele Campanianului conțin aici *Cristellarii* foarte rare și alte resturi fosile încă și mai rare. HALAVATS a găsit un *Gaudryceras* sp. Grosimea Campanianului superior are poate vr'o 200—300 m.

Pentru completarea listei de fosile, pe care a publicat-o de curând

Institutul Geologic al României

Nopcsa (25) din Campanianul dela Ponor, mai trebuesc adăugate următoarele, afară de resturile deja pomenite din gresia inferioară a Campanianului superior:

Limopsis calva var. *subcalva* Boehm
Leda cf. *complanata* Palfy
Lispodesthes sp.

Leda are dințătura ca *Leda Foersteri* Müll., încolo este identică cu *Leda complanata*, a cărei regiune cardinală nu a fost nici figurată, nici descrisă de Palfy (27).

Lispodesthes ar fi trebuit să fie identică cu aceea denumită de Palfy l. c., ca *L. cf. Schlotheimi*. Exemplarul meu are partea exterioară a aripei aproape completă; forma și sculptura ei însă se deosebesc într'atâta de *L. Schlotheimi*, încât aici nu poate fi vorba nici măcar de o variațiune a ei.

Aruncând o privire generală asupra formațiunilor cretacice din basenul dela Pui, ajungem la următoarea diviziune în patru:

Campanian
Discordanță
Emscherian cu facies de Flysch
Discordanță mică
Turonian
Cenomanian

Cretaciul superior dela Răchitova.

Stratele de Flysch care se întâlnesc aici sunt aceleași ca acelea dela Pui. In partea cea mai inferioară se află un conglomerat transgresiv; acolo unde acesta lipsește avem deaface de cele mai multe ori cu o dislocație. Și în cuprinsul Flyschului se întâlnește ici-colo câte un banc de conglomerate; încolo nu e decât o alternanță monotonă de marne argiloase și gresii în plăci.

Campanianul lipsește; peste Flyschul gros de ca. 400 m., se așează în cea mai mare parte concordant, o serie de conglomerate de culoare închisă, gresii și tufuri, care aparțin Danianului.

Până ce nu se vor face comparații paleontologice mai exacte între diferitele iviri cretacice din sud-vestul Transilvaniei, este în tot cazul interesant de a stabili următoarele:

1. Nopcsa consideră Flyschul din regiunea Vințului de Jos, peste care se așează discordant Campanianul ca și la Ponor, de vârstă cretacică superioară.

2. Flyschul este foarte răspândit în partea de nord-vest a Munților

Institutul Geologic al României

Metalici, în Valea Arieșului și pare a formă acolo acoperișul unei «Formațiuni de Gosau» (18; 30; 31; 32).

3. Succesiunea de strate cenomaniane-turoniane din basenul dela Pui are o mare asemănare cu stratele cretacice de lângă Cisnădioara dela sud de Sibiu (vezi BLAKENHORN) (1).

4) Cretacicul dela Deva cu *Exogyra Columba*, ca și regiunea mai bine cunoscută dela Săscior (Szászcsor) și Șebeșul (Sebshely), dela sud de Sebeșul Săsesc, care cuprinde lentile de lignit, seamănă extraordinar cu Turonianul dela Pui. SCHMIDT (40) a considerat sedimentele lignitifere dela Săscior tot ca formațiuni de Gosau și le-a pus în Turonian ca și PALFY.

5) Flyschul are o desvoltare normală și o grosime apreciabilă chiar și în regiunile noastre marginale extreme. El este transgresiv. Faciesul de Flysch apare în acelaș timp peste tot, în sud-vestul Transilvaniei.

Danianul; în parte? Paleogen.

Se deosebește un facies inferior de tufuri și un facies fluvio-lacustru.

Faciesul de tufuri. In regiunea Demsuș-Răchitova se întâlnește o serie de roce conglomeratice colorate închis și de tufuri cu revărsări de porfirite, a cărei grosime nu s'a putut determină cu exactitate din cauza unei repetițiuni parțiale a stratelor datorită scufundărilor în trepte; oricum însă, grosimea ei trebue să fie de mai multe sute de metri. Această serie e desvoltată numai în această regiune apuseană și reprezintă termenul cel mai vechiu al Danianului. Stratele transgresează peste Fliș, în general însă concordă bine cu stratificația acestuia. De fapt afară de elementele tectonice mai mari, Flișul mai prezintă și o cutare secundară intensivă căreia bancurile dure de conglomerate nu i s'au putut accomodà decât prin mici falii. Aceasta își găsește explicațiunea în deosebirea de plasticitate a ambelor roce *). Elementele tectonice principale sunt desvoltate în aceeași măsură, la ambele roce.

Tufurile întunecate și fine prezintă aceleași resturi de plante, admirabil păstrate, pe care le-a descris TUZSON (48) dela Rusca Montană (Ruszkabánya). *Sabal major* predomină puternic.

Merită să menționez încă găsirea părții superioare lungă de 30 cm. a unei frunze de plantă monocotiledonată, lată de 7 cm., având forma de spadă și lipsită de țepi marginali. Este întemeiată speranța, că acest

*) V. LOCZY JUN. (18) a descris din regiunea cretacică a Văii Arieșului, raporturi cu totul asemănătoare între sedimentelele Flișului și formațiunea de Gosau, mai compactă. Aceasta este mult mai puțin cutată, ceeace l-a determinat pe v. L. să considere Flișul mai vechi decât aceasta, deși condițiunile stratigrafice dovedesc contrarul.

Institutul Geologic al României

tuf ar putea oferi resturi chiar mult mai complete decât cele găsite de mine, dacă ar fi exploatat metodic.

Afară de acest tuf mărunt se mai ivește și unul mai grosier, care este plin de plagioclazi mici, albi.

Conglomeratele conțin pietrișuri de mărimea pumnului și chiar mai mare, formând o colecție de eșantilioane de porfirite, pe care le-a descris Schafarzik (36) din culmile apusene ale Masivului Poiana Ruscă. (Tufurile corespund aceleiași grupe diorit-porfiritice). La acestea se mai asociază blocuri de șisturi silicioase negre și din cristalinul dimprejur. Roca de origină a șisturilor silicioase nu o cunosc.

Intre Demsuș și Ciula mică se găsește în acoperișul faciesului de tufuri o pânză de porfirit, care este întovărășită de un tuf cenușiu-galben, foarte dur. Grosimea acestora variază între câțiva metri și mai multe zeci de metri. In valea Bora, care curge spre Peșteniță, se găsește bine deschis atât porfiritul cât și stratele ce-l înconjură. In acoperiș se găsesc puternic ridicate în picioare, nisipuri puternice, gresii, bancuri de conglomerate bogate în cuarț și argile nisipoase roșii și cenușii. Sub acestea urmează porfiritul, cu o grosime de vr'o 40 m., și separat în bancuri groase. El se compune dintr'o pastă felsitică, brună-galbenă variind până la violet, în care sunt separați numai plagioclazii, ca indivizi mici. Mai în jos urmează bancuri de tufuri negre, silicifiate, care sunt foarte bogate în fenocristale de plagioclaz.

Ele au o grosime de 50 până la 100 m. Sub acestea urmează șisturi negre, foarte calcaroase, și bituminoase, care conțin numeroase gasteropode turtite, probabil Limnei; afară de acestea ele sunt tixite de Cytheridee.

Această ivire ne amintește foarte mult Stratele de Cosina ale lui Stache (44) și șisturile de apă dulce dela Jibău de pe Someș, descrise de Koch (13).

In Valea Bora urmează sub aceste strate, iarăsi roce de tufuri închise, compacte și cu spărtura aschioasă, care în jos sunt înlocuite de gresii de o culoare mai deschisă și care se află în direcția faciesului de tufuri dela Demsuș. Acestea din urmă sunt deja efilate aici.

Faciesul fluvio-lacustru. In ceeace privește descrierea generală a acestor strate rămâne să repetăm descrierile lui Nopcsa (22). Complexul acesta uniform de depozite continentale, care are o desvoltare foarte mare și o grosime de aproape 4000 m. și a cărui vârstă, în baza resturilor de vertebrate găsite aici, a fost stabilită de Nopcsa ca daniană, este alcătuit din gresii și argile roșii, brune, galbene, verde-murdare și cenușii, și din conglomerate, în parte roșii-închise și bogate în oxizi de fer, în parte însă și necolorate.

Peste tot locul, cel mai clar însă în regiunea Valea Poienii-Brea-

Institutul Geologic al României

zova, se poate vedea că colorațiunea roșie nu este limitată la anumite orizonturi, ci este independentă de direcția stratelor. Ea este influențată de apropierea cristalinului, așa încât trebue să admitem că fierul provine mai ales din șisturile cristaline și apoi că o oarecare apropiere a țărmului și o adâncime mică, au fost hotărâtoare pentru acumularea oxidului de fer. Pentru a explica îmbogățirea în fer, nu e nevoe să recurgem la resturile de alterație ale calcarelor titonice neocomiane.

Sedimentele liasice dela Cioclovina, care reprezintă acelaș facies, conțin strate roșii în totul asemănătoare. In acest caz ferul provine absolut sigur din șisturile cristaline.

Acuma este întrebarea dacă oxidul de fer provine ca atare din pătura de alterație a cristalinului înconjurător și a fost cărat în sedimentele Danianului, sau dacă îmbogățirea în fer a acestor strate a luat naștere în felul zăcămintelor de minereuri marine din Fenno-Scandinavia prin precipitare din combinațiuni în soluție sau soli.

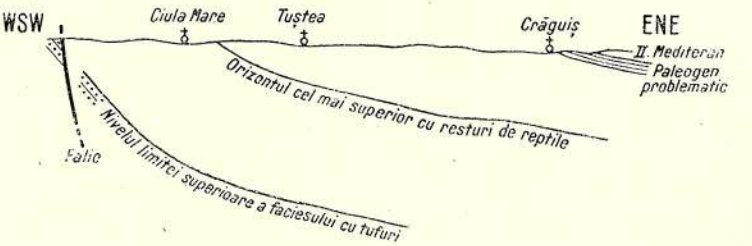


Fig. 2. Secțiune transversală prin stratele Danianului, dela faciesul cu tufuri de lângă Demsuș până în Paleogenul problematic dela Crăguiș.

Până acuma nu s'au găsit resturi de vertebrate în părțile mai noi ale faciesului fluvio-lacustru, ci numai în cei 2500 m. din partea inferioară (Fig. 2). De oarece formațiunile până la conglomeratele dela Crăguiș (vezi mai jos) sunt uniforme, trebue să le considerăm tot ca daniane, cât timp nu se va dovedi paleontologicește contrariul *).

Astfel se prezintă condițiunile în părțile cele mai de sus, care încep la Crăguiș cu o duzină de bancuri de conglomerate.

Aceste bancuri sunt acoperite de strate argiloase și nisipoase, albe, verzui și roșcate, care se ivesc la capătul de est al profilului din fig. 2 și care trec acolo la argile și marne, în parte foarte calcaroase slab înclinate, cenușii, albicioase cenușii-verzui și cu pete roșii, care se ivesc în partea inferioară a Pârâului Crăguiș. La capătul superior al acestui

*) Acesta a fost cazul cu o parte din complexul de strate de lângă Sebeșul Săsesc, unde HALAVATS a colecționat în 1916, din conglomerate câteva blocuri de calcar cu niște foraminifere. Fauna de acolo descrisă de v. LÓCZY (19) ne face să conchidem, și după spusa lui STEINMANN, asupra vârstei eocene a calcarului acestuia

Institutul Geologic al României

pârâu, urmează peste acestea, fără a se putea recunoaște în mod clar vr'o schimbare prin intercalarea unor strate de gresie, marnele albicioase mediteraniane superioare, cu ostracode și cu *Ostrea Cochlear* (fig. 3).

E probabil că la baza conglomeratelor dela Crăguiș se găsește marea lacună stratigrafică a Terțiarului vechiu, dacă nu cumva, partea superioară groasă de 1500 m. a formațiunilor fluvio-lacustre nu conține deja Paleogen. De aceea nu este încă hotărîtă vârsta stratelor dintre conglomeratele dela Crăguiș și marnele mediteraniane sigure (stratul 1, fig. 3). In lipsă de altceva mai bun, ele au fost desemnate pe hartă și în profile ca «Paleogen problematic».

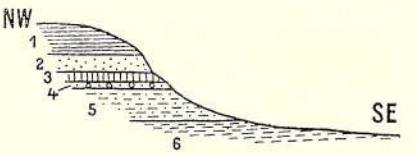


Fig. 3. Profil prin partea superioară a pârâului Crăguiș

1. Marne mediteraniane deschise, pături subțiri de nisip.
2. Nisipuri cu pături subțiri de marne.
3. Argilă cenușie cu fragmente de fosile cu scoica subțire.
4. Nisipuri cu strate lenticulare de pietriș grosolan.
5. Argilă nisipoasă cenușie și nisip argilos.
6. Marnă solidă verde-albastră până la cenușie-albicioasă; concrețiuni calcaroase ; pete roșii.

Argilele nisipoase din Valea Slivuțului considerate pe harta lui Nopcsa ca Danian sunt fără îndoială miocene, ba chiar se află așezate deasupra nivelului marnei cenușii-albicioase cu ostracode. In schimb, în partea inferioară a Văei Slivuțului se găsește o ivire în formă de insulă de «Paleogen problematic», ale cărui strate, înclinate de 50° în mijlocul Miocenului nedislocat, formează un element străin.

VI. Miocen

In ceeace privește mai ales fosilele ce se găsesc în Miocenul din regiunea noastră, a se vedea lucrările cercetătorilor unguri (3; 6; 7 ; 15; 21; 22; 35).

Terțiarul transgresează peste regiunea depresiunii Hațegului, adânc scufundată în timpul și după Cretacic, și atinge cristalinul numai la margine.

Se deosebesc : Mediteranul al II-lea, Sarmatic și Pliocen; despre acesta din urmă vom vorbi în capitolul următor.

In partea de nord a regiunei cuprinsă în harta noastră, găsim numai Mediteranul al II-lea; tot așa pare a fi și în regiunea puțin deschisă dela Grădiște. In schimb se desvoltă puternic sub terasa superioară

Institutul Geologic al României

între Râu Mare și Strei, și Sarmaticul, încunjurat pe margine la Băiești-Galați, de Mediteran superior slab înclinat spre sud. In fine, la Răchitova se află o mică rămășiță de marne mediterane și calcar de Leitha pe Flișul cretacic.

Mediteranul al II-lea

Mediteranul superior dela nord de Hațeg se poate împărți în două părți: partea inferioară de vr'o 50 m. grosime, alcătuită din marne plastice cenușii-albicioase cu fâșii subțiri de nisipuri și gresii și partea superioară, constituită din nisipuri și gresii, având o grosime de câteva sute de metri. Partea superioară pare că se întinde puțin peste marginea celei inferioare.

Raporturile stratigrafice ale Mediteranului superior dela Clopotiva — Zăicani ca și ale celui dela Băiești—Galați nu se pot paraleliza cu acesta. In prima regiune sinclinală se ivesc argile cenușii-albăstrii, în parte nisipoase, din care SCHAFARZIK (35) a scos o mică faună mediteraniană superioară. Din apropiere de Grădiște menționează acest autor și un tuf andesitic fin, pe care NOPCSA îl paralelizează cu o ivire de bucăți mici de piatră ponce cărate în argila mediterană a părții inferioare a Văii Bălții. In legătură cu ivirile de cărbuni (lignit) dela Bonțari la vest de Zăicani, descrise de SCHAFARZIK l. c., se găsește o aparițiune asemănătoare aproape de marginea Cristalinului lângă Zăicani. Prima ivire de cărbuni se află imediat lângă un teren, din care se scot argile refractare; ultima ivire e întovărășită de nisip cuarțos curat si se află în stratele verticale din aripa de nord a sinclinalului. Incercările repetate de exploatare nu au reușit niciodată. Acestui orizont îi mai corespunde o a treia ivire pe care SCHAFARZIK o descrie din stratele inferioare ale aripei sudice de lângă Grădiște.

La Băiești-Galați se găsește un orizont inferior grezos, care se ascute în curând, înspre est. Peste acesta urmează o marnă argiloasă plastică, bogată în *Aporrhais pes pelecani* și *Dentalium*. In pârâul care mărginește Băieștii la est, se găsește iarăși la bază orizontul nisipos, la sud de șosea însă, argila plastică conținând aici, pe alocuri, multe *Corbula gibba*.

Inspre sud, nu departe se așează deasupra, pietrișul pliocenic. Găsirea câtorva blocuri izolate de calcare de Leitha în arături dincolo de Strei, mi-a indicat prezența orizontului inferior al Mediteranului de aici, care de altfel nu e deschis.

Calcarul de Leitha are lângă Răchitova o răspândire mai mare, dacă nu și generală, care este însemnată pe hartă. El formează aici un sinclinal în miniatură, acoperișul unei mici serii sedimentare, care, for-

Institutul Geologic al României

mând o mică albie, deschisă într'o vălcea, a fost deja descrisă și figurată de NOPCSA (22).

Sarmațianul

Sarmaticul constituit dintr'o serie de argile cenușii și nisipuri galbene se întinde într'un sinclinal larg cu marginea de obicei mai puternic îndoită, peste partea de sud a regiunii de pe hartă și acoperă de obiceiu Mediteranul, dar se întinde transgresiv și până peste Danian. Cel mai bun exemplu despre aceasta este poziția puțin înclinată a marnelor cu Ceriți peste gresiile ridicate în picioare ale Danianului dela sud de Săcel.

Din cauza deschiderilor imperfecte nu se poate face o împărțire stratigrafică a Sarmaticului, aici. După experiența mea se găsesc des în Sarmaticul superior nisipuri galbene, din a căror cauză limita cu Pliocenul e uneori nesigură.

Ivirea unui număr mai mare de strate de cărbuni, însă de grosime mică, în Sarmatic, a dat ocazie la multe încercări de explorare. NOPCSA a menționat mai toate explorările (22). La Petros, în Valea «Tinine rele» ? argilele sarmatice ridicate până în poziție verticală, formează o fâșie îngustă în baza pietrișului pliocenic și în acoperișul unor strate presupuse daniane. Argilele marnoase sunt pe alocuri bogate în *Tapes gregaria.*

In ele se găsesc mai multe strate de cărbuni de grosimi până la un metru. Capătul lor sudestic trece dincolo de marginea hărții. Foarte probabil că de aici provine «lignitul dela Crivadia», pe care l-a cercetat KALESCINSZKY (12).

Lignitul lipsește la marginea de nord a Sinclinalului sarmatic, unde suntem oarecum îndreptățiți să considerăm marnele cu Ceriți, transgresive, dela sud de Săcel, ca stratele cele mai vechi ale Sarmaticului. El capătă prin aceasta caracterul unei formațiuni, care a luat naștere la marginea de sud a golfului marin sarmatic puțin adânc, o formațiune de țărm puțin adânc, care nu ne dă speranțe mai mari de găsirea unor iviri mai favorabile ca cele descoperite până acum.

VII. Pliocen

A avut dreptate NOPCSA când a considerat ca o formațiune uniformă, de vârstă pliocenică, întinsele strate de pietriș, care se găsesc în multe locuri între Sarmatic și Diluviu, în partea de sud a depresiunii Hațegului și care înaintează dela poalele Munților Retezatului ca niște limbi, către nord.

Institutul Geologic al României

Desvoltarea lor variază, mai ales în sensul că în apropierea Munților Retezatului, de unde mare parte a acestui pietriș a fost spălat la vale în regiunea noastră, materialul este grosolan, constând mai ales din așa numitul gneis central, pe când depărtându-ne de munți cuarțul predomină față de celelalte blocuri.

Mărimea pietrișului și a bolovănișului, care în apropierea munților poate să ajungă la mărimea unui butoi, ba chiar mai mare, scade totodată repede în jos până la mărimea unei nuci. Nisipurile galbene grosiere, care participă în abundență la constituția stratelor, sunt amestecate cu pietrișul sau se ivesc în strate. E de remarcat la pietrișurile pliocene, înainte de toate participarea lor importantă la mișcările tectonice.

La sud de Hobița în malul stâng al văii Râului Bărbat, așa numitele conglomerate uriașe (desvoltarea grosieră a pietrișului pliocenic; pe cea normală cu pietrișuri de mărimea unei nuci, o numește Nopcsa «pietrișul de Ploștina»), se găsesc admirabil deschise într'o trecătoare cu pereți verticali înalți de peste 150 m.

La baza pietrișului pliocenic, între Hobița și Petros se află un nisip de cuarț curat, care se ivește în formă de lentile și care se exploatează pentru scopuri industriale.

Stratele pliocene (pietrișul de Ploștina) sunt bine deschise în partea de nord a limbei largi, care se întinde până peste Mediteranul superior dela Băiești și pe sub acoperișul diluvial, până dincolo de pârâul Salașului, cum ne arată aici, două deschideri între Sălașul de jos și Ohaba de sub Piatră. Sunt de remarcat în aceste locuri blocurile de lignit printre pietrișuri.

La marginea munților, pe țărmul stâng al Râului Nucșoarei se observă sus, peste stratele roșii ridicate în picioare ale Danianului, două terase situate la 50 m. una peste alta, pe care regret că nu mi-a mai fost posibil să le cercetez mai de aproape. Atâta e sigur că substratul lor e alcătuit din pietrișuri pliocene grosiere cu nisipuri galbene, răspândite aici peste toate vârfurile (vezi harta). Având în vedere altitudinea lor înaltă — vr'o 800 m. deasupra nivelului mării — care coincide cu altitudinea pietrișurilor pliocene celor mai înalte depe Pasul Bănița, dela răsărit, este îndreptățită presupunerea, că avem de aface aici cu două terase pliocene.

Schafarzik (38) ne raportează despre niște depozite de pietrișuri pliocene-pleistocene la altitndine de 760 m deasupra mării, din apropiere de Ghelar (la vr'o 10 km la nord de Vàlioara), care înspre est se coboară până la 620 m și le compară cu niște pietrișuri găsite mai înainte de el, la Valea Poenii, pietrișuri care acoperă cristalinul. Pe de altă parte ele sunt în legătură cu ivirea dela Cernișoara menționată de Kadič (11).

Institutul Geologic al României

In fine, Nopcsa (22) pune tot la pietrișurile de Ploștina, pietrișurile de acest fel care sunt așezate pe Sarmatic, din împrejurimile de sud ale Devei până în sus la «Nandru» la o altitudine de 350—440 m.

Astfel depozitele fluviatile-lacustre ale Pliocenului capătă o desvoltare importantă, care ne schițează o imagine aproximativă a configurației de atunci a regiunei depresiunei noastre și a împrejurimilor sale. E interesant pe lângă aceasta, cum condițiunile oro-hidrografice ale Pliocenului, depresiunea Hațegului și ținuturile alăturate de dealuri joase, dela nord și răsărit au format o regiune de mlaștini și de lacuri puțin adânci, în partea de sud a căreia se ridică masivul Retezatului. In formațiunile pliocene lipsesc cu toate acestea sedimentele feruginoase.

Pietrișuri post-sarmatice, în poziție asemănătoare cu cele descrise se cunosc între altele în regiunea Sibiului (8) și în basenul neogen dela Mehadia (41). Ele se întind și mai departe peste întreaga regiune marginală a basenului pannonic (29).

VIII. Diluviu și Aluviu.

Este de remarcat, în regiunea dela sud de Hațeg, muchea unei terase înalte, care străbate ținutul pe lângă Bărești, Săcel și Unciuc. La sud-vest de această muchie, ținutul înalt este neted pe o întindere mai mare și e acoperit cu un strat de pietrișuri dela mărimea unui pumn până la aceea a unui cap de om și abia la o depărtare anumită dela margine se ridică din mijlocul lui câteva ridicături mai vechi, în formă de insulă. Suprafața aceasta se găsește la Bărești la 40 m., la Unciuc la vr'o 100 m. deasupra câmpului Hațegului.

O muche de terasă tot așa de remarcabilă, întovărășește țărmul stâng al Streiului dela Baru până la Băiesti, întreruptă la Pui de Râu Bărbat și la vale de Băiești deasemenea atacată de erosiune pe o întindere mai mare. Dela Pui în jos muchia prăpăstioasă are 40—50 m. înălțime ; înălțimea scade în susul apei și e mult mai mică, la deal de Livadia. Terasa, ridicându-se treptat în spre sud, se lărgeste mult. In spre sud, sedimentele mai vechi ies treptat la iveală.

O comparație amănunțită a altitudinei și a înclinării acestei terase înalte dela Pui cu terasa mai sus descrisă dela Bărești-Săcel-Unciuc ca și cercetarea compoziției pietrișurilor dovedesc neîndoios că amândouă sunt identice. Ele sunt separate de șirul de coline dela Valea Dâljii la Ciopea. Această suprafață a fost numită terasa superioară a basenului Hațegului.

Odinioară ea acoperea ca un con de dijecție cu căderea înspre nord, situat înaintea Retezatului, întreaga depresiune a Hațegului între liniile Grădiște-Tustea și Petros-Hațeg. Astăzi ea cuprinde, afară de părțile con-

Institutul Geologic al României

siderate până acuma, și pietrișurile lutoase de pe partea de sud a trecătoarei Porților de Fier, care acoperă aici Mediteranul și Danianul. Pe o coastă de deal la sud-vest de Demsuș se mai păstrează un mic rest din ea sub forma unei mase de argilă cu blocuri, care se reazămă orizontal peste stratele ridicate în picioare ale Danianului.

Deși nu s'a putut determină sigur până acuma vârsta terasei superioare, totuși întinderea mai restrânsă a acesteia pledează mai degrabă pentru vârsta diluvială decât pentru cea pliocenă. Ea trebue să fie chiar mult mai tânără decât formațiunile pliocene cele mai noi, a căror răspândire primordială a fost dată mai sus. In opoziție cu aceasta stă faptul că cunoaștem de ex. la Porțile de Fier, terase vechi sub nivelul fundului larg «al văii pontice». (Cvijic), cărorâ li se mai dă încă o vârstă pliocenă (2). Inaintea formării terasei superioare a existat o mare perioadă de denudațiune în Pliocenul nou.

In urma unei repetate ridicări a regiunei, cursurile de apă s'au adâncit în curând în conul de dejecție al Terasei superioare. Râu Mare a distrus partea de vest pe o mare întindere. El și-a săpat o albie neobișnuit de largă până adânc înăuntrul substratului danian și a cărat la vale materialul afânat de roce la sudul Orlei, lângă Sântă-Măria, în Strei. Astfel s'a format șesul de astăzi al Hațegului.

Streiul, dinpotrivă, n'a produs decât o brazdă de o lățime normală, la deal de confluența sa cu Râu Mare. Ea merge dealungul poalelor nordestice ale conului terasei superioare și s'a adâncit până în substratul cretacic.

Străbaterea Streiului la Ciopea și Subcetate a avut loc în timpul Pliocenului recent și Streiul diluvial trebue să fi găsit deja o adâncitură, fie chiar mică, în cristalinul de lângă Ciopea. Pe drumul de la sud de Bărești, terasei superioare îi lipsește acoperișul de pietrișuri. De oarece, astăzi ea are o altitudine de circa 400 m. deasupra mării, fără acest acoperiș, atunci se poate compară cu un mic rest de terasă, peste apă, în fața Ciopeei, a cărei suprafață o putem evaluà la 425 m. altitudine și care, dacă n'am considera-o ca aparținând la terasa superioară ar sta cu totul izolată. Movila cristalină dela vest de Ciopea (Dâlma Poenii) are înălțimea de 478 m.

Intre Orlea și cristalinul dela est trebue să fi existat deja în timpul Diluviului o adâncitură de peste 100 m, formată în timpul când a început denudarea maselor de pietrișuri pliocene.

De aceea putem vorbì cu siguranță despre un Strei de vârstă pliocenă superioară începând dela Subcetate. Cum a fost cursul afluenților superiori în spre acest râu nu știm, pentrucă din pietrișurile pliocene s'a păstrat prea puțin, ca să putem reconstruì vechile drumuri pe care ele au fost transportate la vale.

Institutul Geologic al României

Distrugerea terasei superioare a fost continuată de Râu Bărbat, care și-a adâncit albia în aceeaș măsură ca și Streiul. La aceasta s'au mai asociat și cursurile de apă mai mici ale Râului Alb, ale Pâraelor dela Părosi și Sălaș și ale diluvialului Râu Nucșoarei (Valea Bălții, vezi mai jos). Aceste patru pârae, care și-au strămutat adeseori albia, au ros în cursul timpului suprafața terasei superioare pe o zonă întinsă, în partea de sud până la Sarmatic. In felul acesta au luat naștere diferite terase care sunt greu de paralelizat unele cu altele și de aceea au fost contopite pe hartă. Cauza adevărată a originei lor nu e limpede.

Valea Bălții de astăzi este, după cum ne comunică NOPCSA după V. INKEY, albia părăsită a râului Nucșoarei, care în timpul Diluvialului, ca și numerosii săi frați dela răsărit, curgea pe teresa superioară în direcția pantei maxime fără ca să străbată regiunea de dealuri mai înalte dela Valea Dâljii la Ciopea. Firișorul de apă sărăcăcios, de astăzi, a-Văei Bălții, e imposibil să fi format valea cea largă cu terasele ei inferioare în parte bine pronunțate, ceeace este după NOPCSA o dovadă pentru vârsta recentă a strămutării albiei Râului Nucșoarei. Aceasta a fost determinată de o captare din partea unuia din numeroasele pâraie mai mici, care se adâncesc regresiv în marginea de nord a terasei superioare. O a doua ceată de astfel de scurgeri mici a ferestruit marginea nordică a terasei superioare.

In câmpia Hațegului se deosebesc mai multe părți în formă de platou ale unei mari terase inferioară diluvială, de obiceiu cu un acoperiș puternic de pietrișuri. Ele au fost scoase în evidență pe hartă prin puncte groase. Suprafața totală a terasei inferioare are forma unui con turtit a cărei linie culminantă corespunde aproximativ cursului de astăzi al Râului Mare, în câmpie. După formarea terasei inferioare urmează un spațiu de timp, când Râul Mare și Streiul și-au spălat în această terasă o albie largă de adâncime mică și au îmbrăcat-o cu pietriș. In acelaș timp a luat naștere între altele câmpia întinsă din împrejurimile Hațegului și terasa largă în acelaș nivel cu ea, de ambele părți ale Streiului din jos de sub cetate, pe care se află situată de ex. Gonțaga. Ea a fost numită terasa Hațeg-Strei.

După cum ne arată vechea albie largă prin care mai curge astăzi numai Pârâul de Câmp, Râu Mare curgea pe atunci după ce eșea din munți drept înainte spre nord către Fărcădin. Acolo se întorceà către est și curgeà dealungul poalelor dealurilor Hațegului până înspre Orlea unde se formase un basin mai larg, care aveà o scurgere îngustă în Strei. Acesta se găsește, natural, la marginea cea mai externă a conului terasei inferioare la Sântă-Măria. Aici se unea pârâul dela Săcel cu Râu Mare.

Captarea descrisă mai sus a râului Nucșoarei a avut loc în vremea diluvială mai nouă, când Râu Mare și-a strămutat albia în poziția ei de

Institutul Geologic al României

astăzi. Aceasta e mai înaltă decât precedenta, ceeace se poate ușor observà, dacă am urmări cursul celorlalte pârae din Valea Hațegului: Pârâul Heţgului evită conul terasei inferioare deja dela Breazova și urmează marginea sa joasă dela vest și nord și e interesant de văzut, cum si afluenții săi, pârâul Peșteniţa și pârâul Demsuș se îndreaptă spre nord îndată ce se lovesc de conul de dejecție. Strămutarea Râului Mare se datorește unei stăviliri a propiei sale albii. Prin albia veche șerpue astăzi un mic pârâu, unul din micile pârâiașe, pe care le trimite spre nord Râu Mare și care se varsă în pârâul Hațegulu.

Raporturile acestea, care se repetă în pârâul Cârletea, se datoresc faptului că Râu Mare își umple albia cu mase de bolovăniș mare, pe care le evită ramificându-se de mai multe ori și iarăși reunindu-se. In acelaș timp ia naşterea ocazional o ramură independentă, care curge mai înspre nord, în concordanță cu înclinarea generală către nord a uscatului.

In valea Streiul din sus de Subcetate se observă pe țărmul stâng al râului mai multe resturi de terasă, care fără o nivelare mai precisă nu se pot pune în legătură unele cu altele și cu sistemul de terase al Văei Bălții. Totuși e foarte probabil că terasa inferioară se regăsește aici.

La vale de Subcetate mai este importantă terasa cea mai de jos a regiunei noastre — probabil abia de vârstă aluvială — pe care sunt așezate satele Plopi, Covragi și Bretea. Ea pare a se contopì la deal de Subcetate cu terasa Hațeg-Strei prin micșorarea constantă în susul curentului a deosebirei de nivel, ca și deosebirea dintre terasa Hațeg-Strei și terasa inferioară.

Ca complectare mai rămâne să pomenim pe scurt masele de grohotiș, brecioase, nisipoase de o grosime până la 75 m pe coasta de sud a văei Slivuțului superior. Materialul grosier constă mai mult din fragmente de roce mediterane și cristaline din împrejurimi. E dispus în strate nisipoase, înclinate paralel cu coasta, înspre nord. Aceasta e formațiune diluvială. Asupra naşterei acestor sedimente curioase nu se știe nimic mai mult; răspândirea lor e dată pe hartă. Acelaș grohotiș se găsește în poziție orizontală în resturile unei terase, care se găsesc acolo unde se strâmtează valea Slivuțului în partea sa inferioară.

Muchia prăpăstioasă, înaltă, dintre terasa superioară și cea inferioară, cea mai bătătoare la ochi în ținutul de la sud de Hațeg, pare a fi distrusă în valea Streiului inferior. In valea Mureșului dimpotrivă, se regăsește acelaș depozit înalt, cum reese de ex. din observațiile lui Kormos (14). Probabil că urmele lui se pot urmări și mai departe înspre Dunăre. Terasa a luat naștere prin una din acele revărsări periodice de ape, care se pot constată în defileul Dunării dela Porțile de Fier și care au dus la uscarea treptată și totală a Basenului Panonic (2).

Institutul Geologic al României

TECTONICA

Regiunea noastră cuprinde, afară de o mică parte a fundamentului cristalin, numai regiunea de scufundare care a fost numită depresiunea Haţegului. O cutare propriu zisă nu se găsește aici; dislocațiunile se mărginesc la înclinările stratelor și scufundări, respectiv încalicări, cauzate de mișcările verticale, caracteristice acestei regiuni ale fundamentului cristalin, dealtfel deja rigid, mișcări, pe care le vom considera ca ecoul orogenezei ante-titonice.

Fundamentul regiunei.

Cutările și celelalte dislocații ale masivelor muntoase metamorfice nu au nici o legătură cu mișcările simple, pe care le-au încercat sedimentele din regiunea noastră. De acea Murgoci (20) trebuie să fi avut dreptate, când a afirmat că începutul orogenezei Carpaților «se pierde în noaptea primelor perioade geologice». Deja injecțiunile granitice, care după Schafarzik (38) sunt de vârstă antecarboniferă, în parte probabil antepermiană, vorbesc pentru orogeneză străveche. Lângă aceasta se mai adaugă fapte importante, pe care Nopcsa le aduce ca dovezi că în timpurile anteliasice trebue să fi existat foarte importante diferențe de înălțime. Mă refer la lipsa formațiunilor paleozoice constatată în multe locuri, la natura locală a multor conglomerate de vârstă mai veche și la cărbunii din Liasic.

In regiunea noastră cel mai vechiu sediment nemetamorfozat este Liasicul dela Cioclovina. Poziţiunea sa nedislocată contrastează cu cutarea intensivă a fundementului cristalin, peste care transgresează. Am cercetat mai de aproape o parte a cristalinului dela răsărit de Haţeg.

Direcția șisturilor cristaline este în general SV-NE; ea este exprimată cel mai bine de poziția fășiei de ortogneise și de aceea a șisturilor verzi dela Gonţaga.

Acestea din urmă fac impresia unei zone puternic înclinate și strivite de șisturi mai tinere prinse și cutate în gneis, cum s'a încercat să se reprezinte în profilul V. Faptul că întreaga zonă este de obiceiu răsturnată spre nordvest, ba chiar e încălecată dela sud-est de către gneisul din Dealu Muncelului, nu poate să ne mire, dacă avem în vedere cutele complicate ale șisturilor cristaline. In acestea din urmă predomină de altfel, aici, o înclinare către nord-vest. Cutarea zonei de șisturi verzi în gneis este sigur anteliasică.

Am atras atenția deja în partea stratigrafică asupra faptului că zona de șisturi verzi pare a înconjură pe la nord întreg masivul munţilor Sebeşului.

Institutul Geologic al României

Cristalinul dela Ciopea se continuă în spre vest cu masivul dela Bucova. SCHAFARZIC care a cartat această regiune (37), nu menționează de aici nici-o rocă, care s'ar putea asemănà su șisturile verzi.

Mișcările jurastice.

Desvoltarea continentală a Liasicului dela Cioclovina, lacuna stratigrafică dintre aceasta și Doggerul superior sunt fapte, care dovedesc existența unor mișcări mesozoice în regiunea noastră.

Amplitudinea acestor mișcări nu se poate însă judecà din acestea.

In schimb NOPCSA (22) a putut să raporteze despre dislocațiuni mari în valea Jiului în partea de sud a masivului Retezatului, între Dogger și Titonic. Ele culminează în marea încălicare dela Jieţu, o vale situată în prelungirea răsăriteană a Văei Jiului. Aici, gneisul grupei inferioare a fost împins peste Liasicul metamorfic.

Sedimentele jurasice dela Cioclovina au fost atinse numai în mod indirect de aceste mișcări, deplasându-se cel mult împreună cu substatratu lor cristalin, mai mult sau mai puțin către sud. Stratificația aproape concordantă și puțin schimbată a stratelor jurasice, cum reese din profile, ne arată că aici încă din timpul Mesozoicului au avut loc în general numai mișcări verticale.

NOPCSA a considerat fâșiile de sinclinale metamorfice ale masivului răsăritean al Retezatului ca? Liasic. Dacă această părere se confirmă, atunci acest masiv s'a comportat cu totul altfel decât masivul Sebeșului, în timpul cutării postliasice. Oricum ar fi, ivirile jurasive dela Cioclovina confirmă vederile lui MURGOCI asupra structurei generale a Carpaților de sud, întru cât masivul Sebeșului are o poziție cu totul analoagă, din punct de vedere geotectonic, cu masivul Semenicului, fundamentul cristalin al Liasicului dela Steierdorf-Anina. Amândouă sunt situate în partea interioară autochtonă a Carpaților de sud. Formațiunile liasice de pe linia Văei Jiului se află, dimpotrivă, într'o zonă de încălicare într'o regiune cutată. (Vezi 20, 22).

Calcarul titonic-neocomian transgresează peste regiuni întinse din munții aceștia și este păstrat în regiunea noastră în basenul dela Pui. Poziția sa aproape concordantă cu sedimentele jurasice dela Cioclovina este semnificativă, ca și aceea a Cretacicului superior, care la rândul lui, transgresează la fel peste calcare. Regiunea de pe harta noastră a suferit în timpul Jurasicului și Cretacicului inferior diferite oscilațiuni verticale mari; zona de cutări progresase deja mai departe spre sud.

Institutul Geologic al României

Mișcările cretacice.

In regiunea noastră Cenomanianul transgresează la răsărit peste calcarul neocomian, iar la apus Flișul Emscherianului transgresează peste șisturile cristaline. Așa dar cu începutul Cenomanianului au avut loc prăbușiri locale, favorizând în prima parte sedimentațiunea, pe când în cealaltă parte a continuat erosiunea. După toate probabilitățile depunerea Cenoman-Turonianului a avut loc într'o mare isolată puțin adâncă sau în brațe de mare puțin adânci, care au stat în legătură cu basenul Transilvaniei, între cari însă se ridicau vechile masive.

Formațiunile de Fliș arată o inundare a regiunei în partea mijlocie a Cretaciului superior, pe când lipsa Santonianului la răsărit și a Santonianului și Campanianului la apus indică o nouă exondare.

După invazia parțială a mării campaniane puțin adânci, urmează retragerea generală a apelor și formarea suprafeței continentale din Danian.

Abia marea Mediteranului II mai invadiază iarăși dela nord regiunea depresiunii și cristalinul dela margine, la vest și la nord, după care iarăși urmează o exondare treptată, care a dus la starea de astăzi.

Fenomenele tectonice la marginea dislocată de nord a masivului Retezatului.

Lipsa stratelor cretacice în basenul Văei Jiului «dovedește după Nopcsa că munții limitrofi dela sud au existat deja în timpul Cenomanianului. Caracterul local al stratelor cretacice dela Păroși-Peștere, în care predomină puternic gresiile grosiere, confirmă această părere.

In albia cretacică dela Păroși-Peștere se ivesc sedimente cretacice superioare împreună cu calcarele titonice-neocomiane. Acestea din urmă se află la sud de actuala mare linie de dislocație, însă după cum se pare, nu avea încă, față de împrejurimi, o înălțime prea mare. Dacă și marea campaniană a pătruns până aici, nu știm. Stratele Danianului se opresc la marea falie E-V, care înclinând puternic către nord, limitează masivul Retezatului. O serie de petece înguste de calcar titonic, asociat la Coroești și de ceva gresii cretacice, întovărășește marea falie și ne arată că scufundarea relativă a depresiunii Hațegului nu a început cu o ruptură distinctă, ci a început prin îndoirea în jos a formațiunilor sedimentare, ceeace se mai poate vedea și astăzi la marginea masivului Sebeșului lângă Pui-Livadia (cf. profilul VII).

Abia sedimentele daniane mai tinere au venit după aceea în contact cu cristalinul, pe măsură ce legătura între sedimentele mai vechi se desfăcea pe linia de ruptură. Marea grosime a stratelor Daniane din depresiunea Hațegului a fost pricinuită de ridicarea repede, în primul rând,

Institutul Geologic al României

a masivului Retezatului. Prin aceasta a fost cu putință o reînoire neîncetată a procesului de denudațiune, pe când pe de altă parte depresiunea se scufundà pe măsură ce se umpleà. Numai așa s'a putut ca stratele să-și păstreze un acelaș facies pe o grosime de 4000 de metri.

Sedimentele Mediteranului superior și ale Sarmaticului sunt ridicate la marginea masivului Retezatului, ca și cele cretacice; Sarmaticul a fost ridicat, lângă Petros în Valea Tinine Rele, până în poziția verticală. In fine și formațiunile pliocene, cel puțin în parte, se opresc la aceeași falie în fața cristalinului, de ex. la Hobița.

Falia despre care este vorba se află într'o linie tectonică deja veche, pe care NOPCSA o numește Sinclinalul Nucșoarei. După MURGOCI ea ar fi între Retezatul autochton și masivele Sebeșului și Poiana Ruscă, care ar reprezentà o regiune de rădăcini de pânze. Suprafața de încălicare a Jiețului s'ar prelungì atunci în șinclinalul Nucșoarei și la Sud de aceasta s'ar înălțà masele autochtone ale Pârângului și Retezatului *).

Fălia relativ tânără, pe care am studiat-o mai sus, nu urmează în totul acestei vechi urme. La vest de Grădiște scufundătura Porților de Fier umplută cu Danian și Mediteran se încrucișează cu liniile tectonice ale sisturilor cristaline, care aici se îndoaie către S-V.

Fenomenele tectonice dela marginea de vest a masivului Sebeșului.

In împrejurimile Ponorului sedimentele Campanianului sunt transgresive peste stratele Flișului puternic înclinate înspre Strei. Inaintea Campanianului, deci, începe o ridicare relativă a masivului față de regiunea depresiunii Hațegului. Campanianul însăși este o formațiune marginală, care, după cum am descris-o deja, e împărțită iarăși printr'o discordanță în două părți.

Partea inferioară nisipoasă se scufundă la Livadia sub câmpia Streiului cu totul în acelaș fel cum s'au scufundat deja în timpurile antecampaniane stratele mai vechi ale Măgurii Puiului. O zonă ridicată în picioare de sedimente cretacice de vârstă diferită întovărășește deaceea marginea de sud-vest a albiei Puiului. Printre acestea cel mai important este Flișul din cauza grosimei sale mai mari. La sudvest de această zonă ridicată în picioare, sedimentele sunt scufundate în adânc și sunt acoperite de strate Daniane și Miocene. Vezi profilul III și VII.

Poziția Danianului față de marginea masivului Sebeșului la nord de pintenul dela Ciopea, face impresia ca și când ar fi de alt gen decât cea dela sud de acest loc. Deși în această din urmă parte, deschiderile

*) NOPCSA a desenat prelungirea încălcărei dela Jieț în linia Cernei (22).

Institutul Geologic al României

sunt rare, e totuși probabil că aici stratele sunt mai puțin groase și mai puțin ridicate față de marginea masivului, decât în partea de nord, astfel că basenul danian al Hațegului s'ar putea desface în această privință într'o parte nordică mai adâncă și una sudică mai puțin adâncă.

Pe țărmul drept al Streiului la Galați se găsește un rest de Calcar de Leitha, care nu mai e vizibil pe țărmul stâng, însă există la o adâncime mică, căci stratele Mediteranului superior sunt aici, peste tot locul, numai slab înclinate spre sud și se ascut în curând atât în josul cât și în susul apei. Aceasta ne arată că ridicarea relativă a Masivului Sebeșului a încetat odată cu Mediteranul superior.

Marginea de nord și de răsărit a depresiunii Hațegului

Prezintă un interes deosebit marginea cristalinului dela Ciopea-Sântă-Măria-Hațeg întovărășită de Flișul inferior târât peste ea, margine pe care se mai reazimă numai stratele Daniane în general puternic ridicate.

Poziția în general puternic ridicată a ultimelor strate până la depărtare mare de cristalin ne dovedește că mișcarea a avut loc aici în Danianul cel mai nou și se continuă chiar până în Terțiar. E semnificativă ivirea în aceaztă unitate a stratelor «Paleogenului problematic», înclinate până la 50°, sub acoperișul de Mediteran din Valea Slivuțului. Aceasta e o ivire izolată, care cade exact în prelungirea numitei linii de dislocație.

Această linie de dislocație este urma separațiunei dintre Masivul Sebeșului și Poiana Ruscă, o separațiune care a provocat în Cretacicul superior o scufundare.

In această scufundătură s'au păstrat sedimentele cretacice, dacă nu cumva ea a făcut posibilă pătrunderea Mării cretacice până în Retezatu.

In felul de a se comporta în timpul Campanianului și Danianului se arată o oarecare independență a ambelor masive.

La Demsuș-Răchitova Flișul are aceiași înclinare față de basenul Hațegului ca și stratele de tufuri daniane care îl acoperă și mai departe spre vest în Poiana Ruscă se găsește atât Campanianul cât și faciesul cu tufuri al Danianului cu strate de pietrișuri. Lângă Pui, dimpotrivă, sedimentele Flișului sunt puternic ridicate la marginea masivului Sebeșului și Campanianul nu-l găsim decât lângă această margine. Limita răsăriteană a depresiunii Hațegului erà deja stabilită după Nopcsa în timpul Campanianului, tot așa ca și cea sudică, care de fapt e încă mai veche. Din contra ridicarea definitivă a masivului Poiana Ruscă începe abia spre sfârșitul Terțiarului. Marginea depresiunei o formează aici faliile Slivaș-Vălioara, Vălioara-Peștenița, Peștenița-Poieni și Poieni-Grădiștea.

Institutul Geologic al României

Dela Vălioara până la Poieni sedimentele daniane sunt târîte în sus aproape în toată grosimea lor pe această margine. In consecință faliile, care sunt limitele geologice ale masivului, au aici o săritură mult mai mică decât cele depe linia Poieni-Grădiște și Vălioara-Crăguiș (Slivaș). Aici stratele daniane se găsesc aproape în poziția lor primordială orizontală și baza lor trebue să fie la 3—4000 m. în adâncime. Peste falia Ciopea-Sântă-Măria-Hațeg se așează Mediteranul superior ca un acoperiș puțin ondulat dela un masiv la altul și este puțin ridicat și erodat la margine, numai la răsărit și apus. Fâșia îngustă de marne mediteraniane dela vest de Slivașul de Sus până la Mânăstirea Prislop formează o mică scufundătură.

Mica ivire de Paleogen problematic din valea Slivuțului indică limita dintre cristalinul regiunei Sebeșului pe deoparte și Danianul până la Paleogenul problematic de altă parte. Cel puțin nu există nici un motiv ca să presupunem în altă parte această limită, care se caracterizează peste tot locul la marginea depresiunei Hațegului prin falii. Acest punct de vedere este reprezentat în profilul IV.

Basenul danian: suprafața continentală daniană

Afară de mijlocul basenului, stratele bazale al Danianului sunt așezate cel mai adânc în subsolul Hațegului și Crăguișului. Aceasta ne îndreptățește să presupunem că regiunea de scufundare are o prelungire înspre nord, care se află între masivele Sebeșului și Poiana Ruscă. Această groapă a luat naștere în timpul Cretacicului superior. Depresiunea Hațegului poate fi deci considerată ca locul de întâlnire a două linii tectonice: «Graben»-ul Cretacic al Streiului, care a separat cele două masive dela nord și vechiul sinclinal al Nucșoarei, al lui Nopcsa, la marginea de nord a masivului Retezatului.

Nu este deci o întâmplare, că acestor două zone de dislocații principale, perpendiculare între ele, se subordonă un sistem de falii recente.

Deasemenea e vrednic de luat în seamă faptul că direcția stratelor daniane este constantă N-S în partea de nord a depresiunei, un fenomen asupra căruia a atras atenția mai întâi Nopcsa.

Peneplena, citată în introducere, care se ridică la nord de vârful Retezatului la o înălțime de 1700—2000 m. deasupra mării și care dacă privim acești munți dela Hațeg, este una din particularitățile acestor munți, este considerată de Nopcsa (22) ca o parte din suprafața contitinentală daniană de odinioară. E logic de a pune în legătură această veche peneplenă cu puternicile mase de pietrișuri de o grosime până la 4000 m. și alte formațiuni fluviatile și lacustre. Este numai problematic,

Institutul Geologic al României

dacă o suprafață continentală așa de veche ridicată până la 2000 m. înălțime, poate să rămână de recunoscut atâta vreme.

Infățișarea munților Sebeșului prezintă raporturi cu totul asemănătoare, cu deosebirea că peneplena e situată aici la un nivel de 1200—1600 m. deasupra mării. Există de fapt o deosebire de ridicare între cele două masive, fapt sprijinit pe observația unei slabe îndoiri a stratelor mediterane la Hațeg-Vâlcelele Bune și Galați, față de poziția verticală chiar a argilelor sarmatice dela Petros și falia conglomeratelor uriașe dela Hobița.

Tectonica formațiunilor miocene

Deși întinderea Mediteranianului al II-lea nu coincide cu aceea a Sarmaticului, totuși între sedimentările celor două formațiuni nu au avut loc decât mișcări slabe, așa încât nu se pot stabili mișcări antesarmatice sigure.

Mișcările postmiocene au fost deja menționate. E interesantă încă încălicarea marnelor sarmatice aproape verticale peste stratele daniane cu o direcție transversală acestora, la nord-est de Valea Dâljii.

Pietrișurile pliocene. In regiunea dela răsărit de Râul Alb până dincolo de Petros se poate observa, că mișcările pe care le-a suferit Sarmaticul s'au răsfrânt și asupra pietrișurilor pliocene, chiar dacă au fost de o amplitudine mai mică. Exemple pentru aceasta sunt pietrișurile pliocene înclinate spre N-E. din acoperișul Sarmaticului din Valea Tinine Rele de lângă Petros și ivirea marnelor sarmatice în micul anticlinal dela Coroești-Șerel, cu direcția E-V.

Grosimea însemnată a acestor formațiuni, pe lângă fenomenele tectonice deja menționate, ne dovedește că Retezatul și-a continuat mișcarea de ridicare în timpul Pliocenului.

Ridicarea generală a munților, care deja în Cretacicul superior a înălțat odată regiunea cu împrejurimile ei întinse deasupra nivelului mării, se repetă în Terțiar, după cum susține Nopcsa, și se continuă periodic în tot timpul Diluvialului.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

BEITRAG
ZUR
KENNTNISS DER GEOLOGIE DER UMGEBUNG VON HAȚEG

VON
Dr. F. LAUFER
aus 's-Gravenhage, Holland.

EINLEITUNG UND GEOGRAPHISCHES

Im südwestlichen Transsylvanien, am Nordfusse der über 2500 m hohen Gipfel des Retezatgebirges, dehnt sich die Depression von Hațeg aus. Ringsum von gebirgigen Gelände umschlossen bietet sie mit ihrem grosszügigen Charakter einer Terrassenlandschaft einen geradezu überraschenden Anblick dem Besucher, der, vom Maroș-Tale herkommend, seinen Weg südwärts dem Streital entlang gewählt hat. Vom Römerbau auf der Orlea bei Subcetate aus sieht man im Hintergrunde das kristalline Hohgebirge des Retezat, dessen kahle Gipfel nur wenige Monate des Jahres schneefrei sind. Von diesen Gipfeln aus erstreckt sich eine Anzahl gleich hoher, breiter, massiver Rücken, durch tiefe Täler voneinander getrennt und dichtbewaldet nach N. vor, bis sie mit einem plötzlichen scharfen Abfall alle zugleich längs einer Ostwestlinie abschneiden gegen die ihnen nördlich vorgelagerte hohe diluviale Platte, auf welcher das Retezatgebirge scheinbar ruht wie auf einem Sockel.

Diese Platte wird zum grössten Teil von diluvialer Aufschüttung, zum kleineren von ältern Gesteinen gebildet; sie streckt sich in Dreieckform bis nach Bărești vor. Die beiden freien Seiten des Dreiecks werden von den beiden Haptarmen des Streis umfasst, von denen der linke, Râu Mare gennant, auf seinem Wege aus dem Innern des Retezatgebirges die hohe Terrassenstufe bei Clopotiva auf einer breiten Zone durchbricht um die jüngere niedere Diluvialterrasse, die breite Hațeger Talebene zu erreichen, in der er zusammen mit seinen Nebengewässern flache Vertiefungen auswäscht.

Der scharfe Rand der Hochterrasse liegt bei Bărești gut 40 m,

Institutul Geologic al României

bei Unciuc 100 m über der Nieder terrasse ; trotz der zahlreichen Wasserläufe die sich rückschreitend darin eingeschnitten haben, tritt er deutlich in der Landschaft hervor Wir sehen die nach S. W. ansteigende Sockelplatte auf der Haţeger Talebene aufliegen. Letztere hat 300 — 400 m Meereshöhe.

Dasselbe klare Bild sieht man vom Berge Măgura nördlich Pui nach S. W, blickend: das hohe Gebirge mit seinen dunklen Waldungen und hellgrünen Matten plötzlich längs einer W. N. W. — E. S. E verlaufenden Linie abfallend gegen die Hochterrasse, welche als breiter flacher Schuttkegel sich vor diesem ausdehnt, auf seiner Oberfläche grüne Wiesen und Ackerfelder tragend und durhschnitten vom Tale des Râu Bărbat und von vielen kleineren Wasserrinnen, die sich alle nach N. hin bis auf das Niveau des oberen Streis einfurchen. Die Niederterrasse des Haţeger Tales ist auf dieser Seite nur in der Gegend von Băieşti rudimentär entwickelt.

Die Depression von Haţeg verliert sich gegen W. in den Eisernen Torpass bei Zaicani (die alte Römerstrasse «Traians Weg); gegen S. E. in die Passhöhe von Bănița, die in das Jiutal führt (Surducpass).

Nordöstlich und östlich wird die Haţeger Depression umstellt von dem westlichen Ausläufer des kristallinen Gebirges von Sebeşul Săsesc (Mühlbach), welches hier randlich eine hauptsächlich kretazische Auflagerung trägt. Nordwestlich und westlich schliesst das Poiana Rusca Gebirge die Ebene von Haţeg ab; es ist dies ebenfalls ein kristallines Gebirge mit Auflagerung von Kreide. Nördlich Haţeg schliesslich umsäumt miocänes Hügelland das Becken, welches seinen Abfluss in dem Strei hat.

Die Gipfel und Rücken des Mühlbacher Gebirges liegen in einer von 1000 — 1600 m Meereshöhe nach S. hin ansteigenden Fastebene, die wahrscheinlich der Peneplaine entspricht, welche die breiten Rücken nördlich der Retezatgipfel zusammen bilden und die Nopcsa als eine alte Kontinentalebene aus der Zeit der dänischen Stufe bezeichnet hat (22).

Die Ergebnisse der frühesten Untersuchungen in der Gegend von Haţeg, die bis in das 18. Jahrhundert zurückreichen, sind der Haupstache nach niedergelegt in der leider veralterten, aber für ihre Zeit vorbildlichen Arbeit von Hauer und Stache: «Die Geologie Siebenbürgens» (9), die einzige zusammenfassende geologische Beschreibung Siebenbürgens, die wir kennen. Sie ist noch heute durch ihre sachliche und genaue Darlegung des Beobachteten, aus der alle Spekulationen fern bleiben, für manche weniger erforschten Teile Siebenbürgens ein Quell wertvoller Angaben, wiewohl das Werk 1863 fertiggestellt wurde.

Die Zusammenfassung der bis 1903 erfolgten Untersuchungen in einem Gebiete, von welchem das Becken von Haţeg den zentralen Teil, bildet, unternahm in jenem Jahre Baron F. Nopcsa Jun., indem er die

Institutul Geologic al României

vorhandenen Daten sichtete und in weitem Maasse ergänzte mit eigenen Studien, von denen die über oberkretazische Saurierfunde die bekanntesten sind.

Zu den wichtigsten Daten, die aus dem begangenen Gebiete zur Verfügung standen, gehören weiter die Berichte der von der Kgl. Ungarischen Geologischen Reichsanstalt aus erfolgten Forschungen. Von den zugehörigen Kartenblättern im Maasstab 1: 75000 konnte ich das Blatt Hațeg (Hátszeg), welches nur in Manuscript existiert, durch die Gefälligkeit des Dr. J. HALAVÁTS, der dieses Blatt kartierte, studieren. Für die vielseitige Anregung, die mir hieraus entspross, bin ich dem genannten Herrn sehr zu Dank verflichtet.

Herr Ministerialdirektor Professor Dr. L. MRAZEC hatte die grosse Güte, mir bei der Feldaufnah ne die Unterstützung der örtlichen Behörden in praktischer Weise zu sichern, wofür ich hier nochmals meinen gebührenden Dank aussprechen muss. Herrn Dr. JEKELIUS aus Brașov (Kronstadt) bin ich sehr zu Dank verpflichtet für die grosse Liebenswürgkeit, mit der er meine Aufgabe in jeder Hinsicht unterstützte. Auch muss ich dankbaren Herzens der wahrlich übergrossen Gastlichkeit gedenken, mit der verschiedene Ungarische, Rumänische und Deutsche Familien mich während der Feldharbeit in ihre Wohnungen aufgenommen haben.

Gesteinsfolge.

Am Aufbau des begangenen Gebietes beteiligen sich:

A. Kristallines Grundgebirge . .	I. Kristalline Schiefer. II. Granit.
B. Mesozoisches Deckgebirge und jüngere Eruptiva	III. Aeltere mesozoiche Sedimente IV. Tithon-Neocom. V. Oberkreide u. Porphyrit.
C. Tertiär	VI. Miocän. VII. Pliocän.
D. Quaternär	VIII. Diluvium u. Alluvium.

I. Kristalline Schiefer.

In den Südkarpathen unterscheidet man im allgemeinen drei Gruppen metamorpher Schiefer, von denen die beiden ältesten ihren ursprünglichen Charakter nicht mehr erkennen lassen, während die dritte Gruppe eine Deutung als regionalmetamorphe Sediment und Eruptivserie verschiedenenorts zulässt.

Ganz abgesehen vom geologischen Alter dieser dritten Serie, welches in verschiedenen Gebieten vielleicht ein verschiedenes ist, wird

Institutul Geologic al României

sie allgemein als die jüngste anerkannt. Ihr Vorhandensein im vorliegenden Gebiet war bis jetzt nich bekannt; die Gruppe ist als Kr. III bezeichnet.

Die beiden anderen Serien Kr. II und Kr. I sind also älter und zwar halten die Ungarischern Geologen Kr. I für das Aelteste; Rumänische Forscher dagegen vertreten einen anderen Standpunkt, indem von ihnen betont wird das nur der Grad der Metamorphose die Gruppen Kr. I und Kr. II unterschiedet.

Nach petrographischen Merkmalen lassen sich demnach in unserem Gebiete untereschеiden:

Eine Gruppe kristalliner Schiefer Kr. I, vorwiegend enthaltend: Biotit und Biotitmuscovitgneis, Amphibolgneis, Muscovitglimmerschiefer. Pegmatitische Durchdrängung ist hierin häufig, Granitintrusion nicht selten. Granat, Zirkon, Cyanit und Turmalin sind als accessorische Gemengteile im allgemeinen häufig.

Eine gruppe kristalliner Schiefer Kr. II, für welche die folgenden Gesteine charakteristisch sind: Sericitt-und Chloritschiefer, Glimmerschiefer mit eingelagerten Marmoren, muscovithaltige Quarzite, phyllitische und z. T. graphitische Schiefer.

Eine jüngere Gruppe Kr. III. in unserem Gebiet wesentlich aus Amphiboliten, aphanitischen Grünschiefern und Phylliten bestehen, denen sich an anderen Orten noch Kalkschiefer, Talkschiefer und andere Gesteine zugesellen, welche hier nicht gefunden wurden.

Neben dieser Grünschiefergruppe treten nach Nopcsa mantelförmig um das Retezatmassiv angeordnet und mit dem dortigen Gneis verfaltet, im S. unseres Gebietes noch verschiedene mathamorphe Gesteine von meist, aber nicht immer conglomeratischer Natur auf, die, wie es scheint, an einer Stelle (südlich Şerel) den Rand des jungen Sedimentbeckens berühren.

Die Schiefer Kr. I und II sind namentlich von Schafarzik eingehend behandelt worden. Nur das Folgende können wir dem Bekannten noch hinzufügen:

Die Gruppe Kr. I hat innerhalb des kartierten Gebietes eine grösere Verbreitung im E, des Streitales, wo sie den westlichen Teil. des Sebeşer Mühlbacherr Gebirges bildet, für sofern die Kreidesedimente von Pui sie nicht verdecken.

Man kann hier im N. bei Gonţaga eine vorgelagerte, bezw. eingeknetete Zone von Grünschiefern Kr. III unterscheiden und im S. eine Zone von Gestein granitischen Ursprungs abtrennen, die sich längs des Nordrandes des Sedimentbeckens erstreckt (siehe Karte). Das übrigbleibende Gebiet besteht aus Glimmerschiefern und Gneisen, die im Gegenszatz zu einigen anderen Gneiszonen des Mühlbacher Gebirges, ebenso im Gegenszatz zu den Kr. I — Schiefern des nordvestlichen Retezat, nicht

Institutul Geologic al României

diesen Reichtum an Granat aufweisen. Das Gestein wird parallel zur Schieferung von Pegmatit reichlich durchschwärmt, wobei letzterer sich allgemein zu augenförmigen Knoten sehr variabeler Grösse zusammenfindet. Ausnahmsweise beobachtet man kleine fingerdicke Pegmatitgänge, die quer zur Schieferung verlaufen. Sie machen einen jüngeren Eindruck und bilden wohl einen Nachschub der Pegmatitintrusion.

Die kristalline Zone Ciopea-Luncani gehört nach ihrer petrographischen Beschaffenheit und nach ihrem Streichen der nördlichen Zone des Massives von Sebeșul Săsesc (Mühlbach) Nopcsa's an (22).

Auffällig sind noch am Westfuss des Orleaberges sowie am Terrassenrand des Streis nördlich Bucium glimmerige Quarzite; dann auf der Orlea ein rotverwitternder Conglomeratgneis als ein flaseriger Glimmerschiefer voller augenförmig ausgewaltzer Quarzgerölle von Haselnussgrösse. Schliesslich ist aus einer kleinen Schlucht gleich nördlich von Subcetate ein Amphibolit zu erwähnen von einem Typus, welcher von den Grünschiefern Kr. III von Gonțaga abweicht. Diese Gesteine gehören alle der Gruppe Kr. I an.

Die Gruppe Kr. II umfasst, ausser den auf der Karte nach Nopsca (22) angegebenen Gebieten, diejenigen Glimmerschiefer, welche südöstlich Vâlcelele Bune im Streichen der Grünschieferzone Kr. III liegen und mit dieser in tektonischem Zusammenhang stehen. Es sind dies meist schmierig-tonig verwitternde, schuppig zerfallende, dunkle, bleigrau glänzende Schiefer, teilweise mit einem graphitischen Anflug, teilweise mit grossen, dünnen Muscovitspiegeln, mit denen die welligfaserige Oberfläche dieser Schiefer überzogen ist.

Sie umfasen in steiler Stellung einen weissen Feldspathporphyrstock und sind stellenweise von dünnen, der Schieferung parallelen Lagen desselben durchsetzt.

Dort wo das südliche Tal von Vâlcelele Bune sich oben gabelt, tritt innerhalb dieser Schiefer oder an ihrer obern Grenze ein grauer Ton mit Geröllen von Gneis und zahllosen gerundeten Quarzkörnchen, korrodierten Granaten und feinem Muscovit auf. Wegen seines äusserst beschränkten Vorkommens konnte die Stellung dieses sehr merkwürdigen jungen Elementes inmitten des Kristallins nicht ergründet werden. Es erinnert an zwei ähnliche Funde von demselben Ausmaass, die Nopcsa als? Dogger bezeichnet hat, was sich aber nicht annähernd nachweisen lässt (22).

Der vorhin genannte bleigraue Schiefer kommt im Tale von Gonțaga noch an zwei Stellen im Kontakt mit den Grünschiefern vor (siehe Karte).

Die Gruppe Kr. III dehnt sich, steil gestellt, hufeisenförmig am Nordwesteck des Mühlbacher Massives in der Nähe von Gonțaga aus.

Institutul Geologic al României

Das Vorkommen macht bei seiner komplizierten Lagerurg den Eindruck, den Gesteinen der Gruppe Kr. I und II aufzuliegen und von diesen eingefaltet zu sein.

In diesem Vorkommen lassen sich verschiedene Gesteinstypen unterscheiden:

1. Schiefer eruptiven Ursprungs.
   a) als Zoisit-Amphibolite von dioritischem Typus.
   idem von gabbroidem Typus.
   b. als Injectionen von Feldspathporphyr.
2. Schiefer sedimentären Ursprungs
   a) als schwarzgrauer graphitoidischer Schiefer.
   b) als harte, grüne Phyllite mit dünnen Quarzitbändern.
   c) als fettig anfühlende, glänzende, bläulich grüne Phyllite. Alle diese Gesteine sind macroscopisch gänzlich frei von Glimmer.

Ein Amphibolit mit nur sehr schwach gerichteten Gemengteilen steht auf der linken Seite des Gonțagatales dort an, wo dieses die S. N. Richtung in die gegen W. N. W. ändert. Er besteht aus einem ungefähr gleichförmigen Gemenge von grüner Hornblende und weisem Zoisit und hat dadurch einen dioritischen Typus (der Plagioklas ist in Zoisit umgewandelt worden). U. d. M. zeigen sich ausser diesen Hauptgemengteilen in einigen der Amphibolite Plagioklasindividuen; zum Teil sind diese aber saussuritisiert. Quarz kommt nur selten und sehr spärlich vor.

Diese Mineralien bauen die Schiefer auf dem Berge nördlich des Gonțagatales auf. Der Hornblendegehalt wechselt; stellenweise ist sie in Filzen und kleinen Nestern zusammengedrängt, während der weisse Zoisit stark vorherrscht, sodass man den Schiefer als von gabbroidem Typus bezeichnen muss. Andere Amphibolite wieder sind dunkelgrün indem Hornblende stark vorherrscht. Die aphanitischen Grünschiefer haben meist eine bläulich grüne helle Farbe und fühlen fettig an. Dies unterscheidet sie u. A. von den eigentlichen Phylliten dieser Zone, die meist einen gelblichen Sericitglanz haben und quarzig sind.

Der helle, schwachgrünlich — weisse Feldspathporphyr steht, als ca. 800 m langer, 300 m breiter Stock oben im Tale von Vâlcelele Bune an und verwittert unter Absonderung augenförmiger Brocken zu weisser Tonerde und Quarzsand, der den Bach auf seinen Wege durch das nahe Dorf mit einem breiten Sandbett versieht. Der Stock trägt meist eine deutlich ausgeprägte Schieferung. Weiter südlich ist in unmittelbarem Kontakt mit den Grünschiefern der Feldspathporphyr in Lagergängen wiederholt zu beobachten.

Wenn man von Gonțaga gegen N. E. schreitet, gelangt man in der dritten Wasserrinne, die man dabei quert, zu einem Profil, welches die Lagerung der phylitischen Gesteine zwischen Gneis der Gruppe Kr. I

Institutul Geologic al României

und Amphibolit erkennen lässt. Ebenso liegt im Gonţagatal der Amphibolit über dem Graphitoidschiefer.

II. Granit.

Der Orthogneis am Nordrande des Sedimentbeckens von Pui ist namentlich in dessen Kern nur schwach parallel struiert. Das Gestein besteht aus bis Kubikcentimeter messenden Feldspathindividuen von weisser und zartroter Farbe, oft nach Art des Schriftgranites mit Quarz durchwachsen. Diese hellen Gemengteile werden von Biotitfilzen umkleidet, wobei letztere entweder richtungslos netzförmig verteilt liegen, unter sich mehr-weniger zusammenhängend, oder sich parallel anordnen. Dies ist in der Randzone des Stockes hauptsächlich der Fall und somit lässt sich dieser Orthogneis, indem er allmählich feiner struiert wird, nicht scharf abtrennen von dem umgebenden pegmatitischen Paragneis; genau so wie dies von den Granit und Orthogneiszügen des zentralen Mühlbacher Gebirges von Liffa und Vendl erwähnt wird (16). Diese Erscheinung steht im Gegensatz zu dem Verhalten des übrigens gleich gearteten Orthogneises des Retezatmassives, von welchem Schafarzik (33) ausführlich berichtete und welcher in Bezug auf die umgebenden Gneise durchgreifende Lagerung aufweist.

Ein kleiner Zug dieses groben Orthogneises wurde auch im oberen Gonţagatale beobachtet und schliesslich fällt ein drittes Vorkommen in den Westrand der Karte bei Odaia Çriva. Dieses setzt sich nach S. W. fort (37).

Aus der Uebersichtskarte Nopcsa's (22) ergibt sich, dass die Randzone des kristallinen Gebirges von Gonţaga nach N. E. gleichzeitig die Grenzzone zwischen Kr. I un Kr. II bildet. Kr. II ist als östliche Fortsetzung der Poiana Ruscă 10—15 km südlich von Mühlbach vorhanden. Es liegt die Frage nahe, ob die beschriebenen Grünschiefer öfters an der Grenze zwischen den Gebieten Kr. I und Kr. II vorkommen, oder ob ihnen sonst eine grössere Bedeutung zukommt.

Abgesehen von den vielen anderen Gebieten, in denen Schiefer des Typus Kr. III ausgeschieden werden konnten, wie z. B. die der Mrazec'schen Schelaformation des Parîng und der Schelamulde und die an der Basis der karbonischen Conglomerate von Vârfu Nevoia (33), scheinen die Grünschiefer von Gonţaga eine näherliegende Verwandtschaft zu haben. Ich verweise dazu auf die Angaben von Hauer und Stache über die Vorkommen der Ton- und Tonglimmerschiefer und der Hornblendeschiefer im südsiebenbürgischen Gebirge (9). Hiernach haben wir es in den Grünschiefern von Gonţaga sehr wahrschinlich mit dem westlichen Ende eines einheitlichen Zuges zu tun, der das ganze Mühlbacher Massiv

Institutul Geologic al României

bis nach Hermannstadt (Sibiu) hinüber umsäumt, ja möglicherweise kommt der Gruppe Kr. III eine noch allgemeinere Bedeutung für die Tektonik des Kristallins zu.

III, Aeltere mesozoische Sedimente.

Vom nördlichen Zipfel des Puier Kreidebeckens sind durch Halavats (4; 5) in der Gegend von Cioclovina Sandsteine bekannt geworden deren Auflagerung auf Gneis unterhalb des dortigen «Ponors» sichtbar ist. (Ponor heisst hier das ca. 15 m hohe Tor an der Basis der dort,

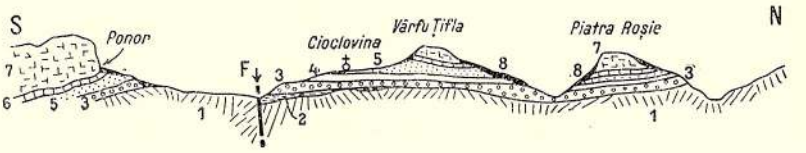


Fig. 1. Profil durch Vârfu Ţifla bei Cioclovina.
1. Gneis.
2. Roter Detritus des Kristallins.
3. Conglomerate, eisenschüssige Sandsteine. } Lias.
4. Sandsteine. } Lias.
5. Bunter Sandstein mit Kohleschmitzen. } Lias.
6. Mariner Sandstein des oberen Dogger.
7. Tithon — Neocom Kalk.
8. Schutt des Kalkes
V. Verwerfung.

vorhandenen Kalkwand, dem der Luncanier Hauptbach entspringt; siehe Fig. 1). Der genannte Autor hat diese Sandsteine identifiziert mit den basalen Schichten des Cenomans.

Ein glücklicher Fossilfund ermöglichte mir hier eine Richtigstellung. Ca. 300 m nördlich des Grottentores ist am linken Hang des Luncanier Hauptbaches ungefähr 40 m über der Talsohle die Auflagerung des Sandsteinkomplexes auf dem Gneis aufgeschlossen. Die untersten Schichten des transgredierenden Komplexes bilden hier unregelmässig geschichtete Bänke glimmerreicher Sandsteine, die das Produkt einer örtlichen Aufbereitung des kristallinnen Untergrundes sind. In den feinkörnigen Sandlagen liessen sich folgende Pflanzenabdrücke erkennen:

Cladophlebis lobifoliâ PHILLIPS sp.
C. cf. denticulata BROGN.
C Roesserti PRESL. sp.
C. Raciborsckii ZEILER.
Dictyophyllum acutilobum BRAUN.

Institutul Geologic al României

Taenioperis sp.
Sagenopteris cf. rhoifolia PRESL
Baiera Lindleyana SCHIMP.
Ctenis Orovillensis FONTAINE
Pterophyllum sp.
Cheirolepis Muensteri SCHIMP.

Dies ist eine normale Rhät-Liasflora, die um so mehr überrascht, als wir bisher von den liassischen Bildungen aus der Gegend des Retezatgebirges durch Nopcsa (22) und Schafarzik (33; 34) eine ganz andere Vorstellung hatten. Ein Vergleich mit den Liasfloren von Steierdorf im Banat und von Holbav (Holbach) und Vulcan (Wolkendorf) in der Brașover (Kronstädter) Gegend lässt sich schwer anstellen, da die Pflanzen von dort einer Neubearbeitung dringend bedürfen. Pflanzenreste kommen in beiden Gegenden sowohl in den unteren wie in den höheren Schichten des Lias vor und die Gesteine bestehen hauptsächlich aus dunklen Schiefertonen und hellen Quarzsandsteinen, analog dem Lias auf der Südseite des Retezat.

Der pflanzenführende Horizont von Cioclovina liegt an der Basis eines Sandstein und Conglomeratkomplexes, welches den Tithon-Neocomkalk in der genannten Gagend unterlagert und maximal ca. 150 m Mächtigkeit erreicht. Der Komplex zerfällt in zwei Teile, einen unteren von fluviolacustren Gepräge und einen oberen marinen Horizont.

Letzterer hat nur geringe Mächtigkeit aber dafür eine grösere Ausdehnung: er zieht sich ohne sichtbare Diskordanz an der Basis des Tithon-Neocomkalkes bis vorbei Ponorici, wie spärliche Aufschlüsse zeigen. Südlich Cioclovina ist er erkennbar an einigen Blöcken eines harten, kalkreichen, glauconitischen Sandsteins mit *canaliculaten Belemniten* und einem Stachel von *Rhabdocidaris copeoides*.

Die Blöcke können nur aus dem Liegenden des Kalksteins stammen.

Diese Fossilfunde sowie der petrographische Charakter und die Verbreitung des marinen Horizontes deuten darauf hin, dass wir es hier mit einem derjenigen Vorkommen von oberem Dogger zu tun haben, die u. A. von Lòczy Jun. (17) aus den Südkarpathen erwähnt und die wohl als Klausschichten zu bezeichnen sind.

Der untere, fluvio-lacustre Teil der Schichten von Cioclovina keilt nach E. rasch aus, hat aber beim genannten Dorfe eine ansehnliche Mächtigkeit. Er besteht aus Conglomeraten und Sandsteinen, in denen wiederholt tiefrot gefärbte eisenschüssige Lagen vorkommen, Südlich des Țifla-Gipfels tritt eine Serie von bunten Sandsteinen mit kohligen Einschlüssen auf. Am rechten Hang des Luncanier Hauptbaches beobachtet man beim Dorfe Cioclovina Conglomerate von bedeutender Mächtigkeit, die wohl die tiefsten Schichten der ganzen Serie darstellen. Die fluvio-

Institutul Geologic al României

lacustren Bildungen haben das Gepräge einer örtlichen Ablagerung, die sich in einer Senke erhalten hat. Sie ist dem Lias zuzurechen.

Die Eisenimprägnierung, welche in diesen Schichten auftritt, ist ganz analog derjeningen, die Sedimente der Dänischen Stufe kennzeichnen. Ihre Entstehung ist wohl eher mit der Bildung der Finnischen See-Eisenerze zu vergleichen, als mit Lateritverwitterung in ursächlichen Znsammenhang zu bringen (siehe auch Dänische Stufe).

IV. Tithon-Neocom.

Ueber grosse Gebiete transgrediert in unserer Gegend ein fossilarmer, heller bis bläulich grauer, oft rötlicher tithon-neocomer Kalkstein. Seine Altersbestimmung beruht auf dem Vergleich mit anderen Vorkommen seines ausgedehnten Verbreitungsgebietes, hauptsächlich der Umgebung von Kronstadt und des Banates. Petrographisch und faunistisch Neues ist dem bis jetzt Bekannten ausser dem Fund eines einzigen *Belemnites cf. pistiliformis* nur wenig zuzufügen. Unter dem Microscop fanden sich im Kalkstein hie und da Radiolarien, welche in den Hornsteinknollen, die der Kalk aufweist, stark angereichert sind.

Auf der Karte bedeckt der gut 250 m mächtige Kalkstein an der Umrandung des Beckens von Pui als Basis der oberen Kreide eine gössere Oberfläche. Er ist meist dicht und massig und nur gelegentlich in groben Bänken geschichtet. Der Verband zu dem liegenden Doggersandstein wurde schon als concordant bezeichnet, im übrigen transgrediert der Kalkstein über Kristallin.

Bezüglich der Karstlandschaft, die sich auf der Oberfläche des Kalkgeländes entwickelt hat, möchte ich auf die Beschreibung HALAVAT'S, hinweisen (4). Eine einige hundert Meter tiefe Höhle, deren Eingang, gut 50 m über dem Ponor von Cioclovina liegt, wurde von SCHRÉTER beschrieben *) Kleine Terra-rossa Ansammlungen sind in dem Kalkgebiet überall zu finden.

Es finden sich weiter längs der grossen Verwerfung am Nordabbruch des Retezatgebierges an fünf Stellen schmale aufgeschleppte Schollen, desselben Kalkes, nl. bei Zăicani, Suşeni, Coroeşti, Şerel und Valea Lupului-Baru.

Die zwei auffälligen Kalkzüge von Părosi-Peştere sind schon aus der Ferne leicht zu erkennen und deshalb auf der Karte mit eingetragen.

---

*) Die Arbeit, die 1917 in der Vierteljahrsschrift der Fachsektion für Höhlenkunde der Ung. Geol. Ges. erschien, stand mir nicht zur Verfügung.

Institutul Geologic al României

V. Obere Kreide und Porphyrit.

Die Kreidemulde von Păroşi-Peştere. Diese Gegend wurde nur kurz besichtigt. Sie wird hauptsächlich aus Sandstein aufgebaut. In einer tonigen Zwischenlage derselben fand ich einen *Inoceramus labiatus* womit Turon nachgewiesen ist.

Die Kreide von Pui.

Die Ungarischen Forscher, die vor mir dieses Gebiet begingen, haben ihren Blik nur auf die Discordanz des Campans und auf den Fossilhorizont des Rhotomagian gelenkt und dabei die zwischenliegenden Schichten vernachlässigt, trotzdem sich in ihnen faziell ganz charakteristische Elemente zeigen, die zum Vergleich mit den anderen S.W. Siebenbürgischen Kreidevorkommen einladen.

a) **Die tiefere Oberkreide von Pui.** Die Ausdehnung der Kreideschichten ist gebunden an die des liegenden Kalksteins. Wo die Kreide mit Kristallin in Berührung tritt, sind die Sedimente längs einer Verwerfung abgesenkt; der Kalk liegt in der Tiefe darunter.

Bei der Beschreibung der Serie von unten nach oben fortschreitend, finden wir als tiefstes Glied bei Ohaba-Ponor rote Sandsteine. Bei Federi treffen wir grobe, helle, kalkreiche und harte Quarzsandsteine an, die ungefähr demselben Niveau angehören. Gegen das Hangende wird der Sandstein gelb, feinkörniger und reicher an Glimmer, es treten sandige, kohlige Tonschichten darin auf und öfters findet man Linsen einer Glanzkohle, welche Veranlassung zu mehreren vergeblichen Schürfarbeiten gegeben haben. Die Linsen überschreiten kaum in der Ausdehnung einige Meter, in der Dicke einige Zoll.

In Valea Dreptului scheinen die zuletzt genannten Schichten direkt auf dem Kalk aufzuliegen. Sie füllen hier in flacher Lagerung die Lücken aus zwischen den Kalkbuckeln, die in der Talsohle angeschnitten sind. Nah am Kalk tritt auch hier eine Rotfärbung durch Eisen auf. Dieses stammt wohl aus dem Terra rossa Gehalt des Untergrundes.

Die wechselnde Mächtigkeit des gesammten unteren Sandsteinkomplexes beträgt 100 — 200 m.

Darüber folgen fossilreiche Schichten: bei Ohaba-Ponor unterscheidet man drei Fossilhorizonte, einen unteren, steinmergeligen, der in Sanden, Sandsteinen und sandigen Tonen eingebettet liegt und der eine Reihe von Lamellibranchiern und Gastropoden, dazu mehrer Acanthocerasarten, u. A. *Ac. Rhotomagense* enthält. Von den Zweischalern möchte ich als auffällige und häufige Gestalt *Isocardia aquilina* nennen. — Stratigraphisch etwas höher liegen zwei Horizonte, die man wegen ihres

Institutul Geologic al României

Reichtums an diesen Fossilien als *Acteonellen* — und *Nerineenconglomerate* bezeichnen kann. Nordöstlich des Măguraberges findet man am Gratweg einen Steinmergel, reich an *Orbitolina lenticularis*, der bald von einem kalkreichen Sandstein mit *Nerineen*, *Acteonellen*, *Rudisten*, *Pecten* unterlagert wird. Nopcsa ist geneigt, den Orbitolinamergel mit dem Acanthocerashorizont zu identifizieren, da des Gestein dasselbe ist.

Am Weg bei Dealu Robului ist am Rand des Kalkes ein gelber Sandstein aufgeschlossen, sehr reich an *Nerinea (Ptygmatis) aff. olisiponensis* Sharpe *Pecten* sp. indet. Weiter fanden sich gut erhalten *Arca* (*Trigonoarca*) *Moutoniana*, *Isastrea morchella*.

In Valea Dreptului steht dieselbe Ptygmatisbank an.

Der fossilreiche Steinmergel ist schon sehr lang bekannt und gehört dem Rhotomagian an. Die Ptygmatisbänke im Hangenden dagegen halte ich schon für Unter Turon. Das Rhotomagian fehlt demnach schon bei Dealul Robului; ebenso scheint es weiter südöstlich von Ohaba-Ponor zu fehlen.

Es folgt auf die Ptygmatisbänke eine ca. 250 m. mächtige Ablagerung von meist sehr glimmerreichen, grauen sandigen Tonen, Sanden und Sandsteinen, die ausser *Acteonella* sp. zahlreiche Exemplare von *Exogyra columba* sowohl in ihren tieferen als in ihren höheren Schichten aufweist. Die Schichten sind weiter charakterisiert durch kleine Linsen von Glanzkohle von demselben Ausmass wie der erwähnte unter-Sandsteinkomplex sie führt.

Die Ausdehnung der *Ex. columba* schichten ist aus der Karte ersichtlich (Turon). Von Ohaba-Ponor nach S.E. und S. ändert sich ihre Fazies etwas indem keine Fossilien mehr auftreten und die Gesteine noch sandiger werden. So sezt sich die Serie mit nordsüdlicher Streichrichtung bis in die Täler der Dumbrava östlich Ponor fort.

Der Măguraberg bei Pui besteht auf seiner Südwestseite aus einer gut 150 m. mächtigen Serie geschichteter grober weisser kalkreicher Quarzsandsteine mit schlecht erhaltenen Rudisten und Cidarisstacheln. Schrägschichtung ist in den Sandsteinen, die wiederholt Conglomeratbänke führen, oft zu beobachten. Am Südhange der Măgura enthalten sie auch weisse Sande mit concretionären kugeligen Verhärtungen. Dieser „Sandstein der Măgura" bildet den obersten Teil der *Ex. columba*-Schichten. Eine Bank dieser Auster zusammen mit Acteonellen kommt gegenüber der alten Kirche von Fizești noch in ihm vor. Darüber liegt eine Lage von dunkelgrauem Ton, die den Sandstein der Măgura nach oben abschliesst. Es folgen darauf die Flyschgesteine, die mit einem Conglomerat einsetzen.

In Anbetracht der Einheitlichkeit der Schichtserie vom *Plygmatis-*

Institutul Geologic al României

horizont aufwärts bis einschliesslich dem Sandstein der Măgura ist dieser Komplex als Turon zu bezeichnen.

Die östliche Fortsetzung des Măgurasandsteines liegt in der schmalen, von Verwerfungen begleiteten Steilzone von Breccien, Quarzconglomeraten und kalkigen Quarzsandsteinen, die sich zwischen dem Turon und den Flyschgesteinen einzwängt. Zuletzt biegt die Steilzone sich nach S. um, verbreitert sich und verschwindet dann am Rand des Tithon—Neocomkalkes nordöstlich Ponor in die Tiefe.

An den meisten Stellen, wo sich hier im E. die steile Zone beobachten lässt, tritt im unmittelbar Hangenden der Conglomerate ein auffälliger Sandstein auf. Es ist dies ein homogenes, feinkörniges und weiches, mergeliges Gestein hellbläulicher Farbe, in welchen ausser Muscovitschüppchen kleine schwarze Biotite auffalen.

Dieser Sandstein hat auf der Nordwestseite des Fizestitales eine grosse Verbreitung. Ausser einem einzigen unbestimmbaren Echiniden aus der Nähe der Gattungen Micraster-Hemiaster fanden sich darin bis zu 36 cm. lange, dabei aber nur einige mm. dicke Querschnitte eines Inoceramen. Die Schale ist stark wellig gebogen und deutet auf die Gruppe des *Inoceramus digitatus* hin. Weiter sind fucoidenartige Gebilde häufig. Das ca. 150 m. mächtige Gestein ist über seine ganze Ausdehnung vollkommen gleichartig, nur dass es bald dickbankiger, bald mehr dünnplattig ist. Auf Klüften ist Fasergyps häufig.

Diese Sedimente, welche als Fizeștisandstein bezeichnet sind, bilden den untersten Flysch, der wahrscheinlich schwach discordant dem Turon aufgelagert. Hiedurch wird das Auskeilen an der Oberfläche des Sandsteines der Măgura bei Fizești bedingt.

Der Fizeștisandstein geht nach oben hin über in mergelige, blaue Schiefertone, die mit plattigen gelben Sandsteinen oder Sandlagen wechseln. Die Sandsteinbänke sind reich an Wurmkriechspuren und anderen Hieroglyphen; ihre Mächtigkeit schwankt in der Nähe des Fizeștisandsteins um wenige Zoll, nach oben hin aber nimmt sie bedeutend zu, sodass man von einem mergeligen unteren und von einem sandsteinreichen oberen Flysch sprechen kann. Auch hier ist überall Fasergyps auf Klüften häufig.

Der Flysch steht am Rande des Kristallins bei Hațeg, Sfânta Maria und Valea Bălții steil aufgerichtet in dürftigen Aufschlüssen an, ab Ohaba de sub Piatra entwickelt er sich breit. Weiter nach S.E. erstreckt er sich am rechten Streiufer zwischen Pui und Ponor und ist als schmaler Streifen im Liegende des Campans in einem Bogen verfolgbar bis über den Weg hinweg, welcher von Ponor nach E. ansteigt. Hier zerschellt die Zone in einem zusammengestauten Zipfel schiefriger und plastischer blauer Mergel, der sich im Haupttale des Dumbravageländes östlich von

Institutul Geologic al României

Ponor nah am Kalkrand unter jüngere Sandsteine (Campan) verliert.

Bei Ponor am Strei sieht man die Flyschschichten gegen das Hangende immer sandsteinreicher werden bis die Aufschlüsse mit einigen saigeren Conglomeratbänken mit *Actéonella gigantea* gegen den Strei aufhören. Letztere werden discordant überlagert von bröckligem, sandigem Ton der höheren Oberkreide und leider in ihrem Streichen nicht weiter zu verfolgen.

Vergeblich sucht man sie auch in der Flyschregion der Fizeștier Gegend. Hier herrschen im westlichen Teile Sandsteine vor.

Die Mächtigkeit der Flyschgesteine inclusiv des Fizeștisandsteins beträgt vielleicht 750 m. Da diese Schichten zwischen Campan und Turon liegen gehören sie wohl dem Emscher an.

Im südlichen Teil des Kreideflysches nördlich Galați findet sich eine oberste Serie von Sandsteinen und sandigen Schiefertönen, die roh geschätzt ca. 200 m. Mächtigkeit haben. Sie sind ebenso fossilleer wie der typische Flysch und haben auch das Vorkommen von Hieroglyphen mit diesem gemein. Im Gesteinshabitus weicht aber der Komplex vom Flysch etwas ab und ähnelt mehr den Gesteinen des Campans aus der Umgebung von Ponor. Wiewohl die Lagerung keine Discordanz erkennen liess, ist eine solche nicht ausgeschlossen.

b. **Die höhere Oberkreide von Pui.** weiter zu verfolgen. In ersterer Linie wichtig hierfür ist die Tatsache, dass in der Dumbrava östlich Ponor weisse, kalkige, glimmerreiche Sandsteine und Sande, die das tonig-sandige Campan unterlagern, über den mergeligen Flysch übergreifen und ihn schliesllich ganz verdecken.

Die Discordanz zwischen den sandigen Tonen und Sandsteinen dieser Schichten und dem Flysch ist bei den Conglomeraten mit *Act. gigantea* in der Nähe von Ponor klar. Schwerer hält es, die Grenze zwischen beiden Bildungen und überhaupt die Ausdehnung des Campans Dabei fällt die ruhige Lagerung des Sanbsteins auf, der in einer Mächtigkeit von vielleicht 150 m sich ohne bedeutende Störungen vor bei Livadia verfolgen lässt. Ab hier wird die Fazies in südöstlicher Richtung immer mehr conglomeratisch, was die unmittelbare Nähe des alten Strandes andeutet. Die Transgression der conglomerate des Untercampans ist hier in einem Tale schön aufgeschlossen.

In den Tälern der Dumbrava lässt sich nachweisen, dass alle tieferen Kreidebildungen in geringer Entfernung des oberflächlichen Kalkrandes nach S. hin plötzlich verschwinden — wahrscheinlich am eigentlichen Kalkrand in der Tiefe längs einer N. – S. streichenden Verwerfung absinken, während die Sandsteine von Livadia unbekümmert darum sich in flachwelliger Lagerung breit ausdehnen. Diese stellen daher zweifellos den tieferen Teil des transgressiven Campans dar. Bei Livadia fanden sich hierin:

Institutul Geologic al României

Exogyra lateralis
Dorocidaris vesiculosa
Tylocidaris velifera
Radiolites sp.
Elasmotoma cf. consobrinum
Briozoen und *Serpularöhren.*

Die Auster ist sehr wahrscheinlich ident mit der von PALFY aus dem Campan von Vinţul de Jos als *Exogyra ostracina* LAM. bezeichneten (27, Tafel I Fig. 2).

Gegen Ponor hin wird der «Sandstein von Livadia» transgressiv überlagert von etwas tonigeren Schichtén. In der Umgebung der Talgabel lung 1 km oberhalb Ponor ist erstgenannter nicht mehr aufzufinden. Hier ist die Grenze zwischen Oberkampan und Fliysch recht unsicher, da beide aus Wechsellagern von blaugrauen Tonmergeln und dünnen Sand-und Sandsteinschichten bestehen. Die Campanschichten wiesen hier ganz vereinzelte *Cristellarien* und noch viel seltener andere Fossilreste auf; HALAVAŢS fand einen *Gaudryceras* sp. Die Mächtigkeit des Obercampans beträgt vielleicht 200—300 m.

In Ergänzung der Fossilliste, die NOPCSA neuerdings vom Ponorer Campan publizierte (25) sind ausser den schon genannten Resten des unteren Sandsteins aus dem Obercampan noch zu nennen:

Limopsis calva var. *subcalva* BOEHM
Leda cf. complanata PALFY
Lispodesthes sp.

Die *Leda* hat eine Bezahnung wie *Leda Foersteri* MÜLL., ist im übrigen mit *L. complanata* ident, deren Schloss von PALFY (27) weder abgebildet noch beschrieben ist. Die *Lispodesthes* dürfte mit der von PALFY l c. als *L. cf. Schlotheimi* bezeichneter ident sein. Mein Exemplar zeigt die Aussenseite des Flügels fast vollständig; Form und Skulptur hiervon weichen aber dermassen von *L. Schlotheimi* ab, dass hier wohl kaum von einer Variation die Rede sein kann.

Die Kreidebilgungen der Puier Schüssel überblickend kommen wir zu einer Vierteilung:

Campan
Discordanz
Emscher in Flyschfazies
Schwache Discordanz
Turon
Cenoman

Die obere Kreide von Rachitova. Die hier vorhandenen Flysch-

Institutul Geologic al României

schichten sind dieselben wie die von Pui. Zuunterst liegt ein Transgressionsconglomerat; wo dies fehlt ist meist eine Störung vorhanden. Auch innerhalb des Flysches findet sich hie und da eine Conglomeratbank; sonst wechseln Tonmergel und plattige Sandsteine einförmig mit einander ab.

Campan fehlt; es legt sich, im Wesentlichen concordant, über den ca. 400 m, mächtigen Flysch eine Serie dunkler Conglomerate, Sandstein und Tuffe, die der Dänischen Stufe angehören.

Solange noch keine genaueren palaeontologischen Vergleiche zwischen den verschiedenen S. W. Tanssylvanischen Kreidevorkommen gemacht sind ist es immerhin von Interesse Folgendes festzustellen:

1. Nopcsa hält den Flysch der Gegend, von Vinţul de jos (Alvincz) der dort wie bei Ponor von Campan discordant überlagert wird, für obere Kreide.

2) Flysch ist an der N. W. Seite des Erzgebirges im Arieştaie sehr verbreitet und scheint dort das Hangende einer «Gosaubildung» zu sein (18; 30; 31; 32).

3) Die Cenoman — Turone Schichtenfolge der Puier Schüssel hat eine grosse Aehnlicheit mit den Kreideschichten bei Cişnădioara (Michelsberg) südlich Sibiu (Hermannstadt) siehe Blankenhorn (1).

4) Die Kreide von Deva mit *Exogyra columba*, sowie das besser bekannte Gebiet von Săscior (Szaszcsor) und Şebişel (Sebeshely) südlich Mühlbach, welches Linsen von Braunkohle enthält, scheinen dem Puier Turon ausserordentlich ähnlich. Schmidt (40) nannte die Braunkohle führenden Sedimente von Săşcior ebenfalls Gosaubildungen und stellte sie wie Palfy in das Turon.

5) Der Flysch hat, sogar in unsern extrem randlichen Gebieten eine normale Entwicklung und ansehnliche Mächtigkeit. Sein Auftreten ist transgressiv. Es liegt der Gedanke nahe, dass in S. W. Transylvanien die Flyschfazies überall gleichzeitig auftritt.

Die Dänische Stufe; z. T. ? Palaeogen.

Man unterscheidet eine untere Tuffazies und eine fluvio-lacustre Fazies.

Die Tuffazies. In der Region Demsuş — Răchitova tritt eine Serie dunkler Conglomerat — und Tuffgesteine mit Porphyritergüssen auf, deren Mächtigkeit infolge teilweiser Wiederholung der Schichten durch Staffelbrüche nicht genauer bestimmt werden konnte, immerhin aber wohl mehrere h undert Meter betragen wird. Sie ist nur in dieser wes-

Institutul Geologic al României

tlichen Gegend entwickelt und stellt das tiefste Glied der Dänischen Stufe vor. Die Schichten transgredieren über den Flysch, schmiegen sich aber im grosssen Ganzen gut an die Lagerung des letzteren an. Zwar weist der Flysch ausser den grösseren tektonischen Elementen noch eine intensive Secundärfältelung auf, der die harten Conglomeratbänke sich nicht anders als durch kleine Verwerfungen haben anzupassen vormocht. Dies ist begründet in dem Unterschied in Plastizität der beiden Gesteine.[1]) Die tektonischen Hauptelemente sind bei beiden in gleichem Masse ausgeprägt.

Die dunklen, feinen Tuffe weisen in ausgezeichneter Erhaltung dieselben Pflanzenreste auf, die Tuzson (48) von Rusca Montana (Rusz kabanya) beschrieben hat. *Sábal major* wiegt stark vor. Erwähnenswert ist noch der Fund des 30 cm langen oberen Teiles eines 7 cm breiten, schwertförmigen Monocotylenblattes ohne randliche Stacheln. Es ist die Hoffnung begründet, dass der Tuff noch weit vollständigere Reste als die von mir gefundenen liefern würde, wenn er kunstgerecht ausgebeutet würde.

Ausser diesem feinen Tuff tritt häufig ein gröberer auf, der voll kleiner, weisser Plagioklase steckt.

Die Conglomerate führen meist Gerölle von Faustgrösse und darüber und bilden eine Mustersammlung der Porphyritgesteine, die Schafarzik (36) aus den westlichen Ausläufern der Poiana Rusca beschrieb. Die Tuffe entsprechen derselben dioritisch-porhyritischen Sippe). Dazu gesellen sich Gerölle von schwarzem Kieselschiefer unde solche des umgebenden Kristallins. Das Muttergestein der Kieselschiefer ist mir nicht bekannt.

Zwischen Demsuș und Ciula Mică findet sich im Hangenden der Tuffazies eine Porphyritdecke, die von einem sehr harten gelbgrauen Tuff begleitet wirt. Die Mächtigkeit des Zuges schwankt zwischen einigen Metern und mehrereu Dekametern. In Boratal, welches auf Peștenița zuläuft, ist Phorphyrit im Zusammenhang mit seinen umgebenden Schichten gut aufgechlossen. Im Hangenden stehen steil aufgerichtet, mächtige Sande, Sandsteine, quarzreiche Conglomeratbänke und rote und graue, sandige Tone an. Darunter folgt der Phorphyrit, ca. 40. mächtig und in dicken Banken abgesondert. Er besteht aus einer gelbbraunen, ins violette spielenden felsitischen Grundmasse, in der nur die Plagioklase in kleinen Individuen ausgeschieden sind Tiefer folgen verkieselte, schwarze Tuffbänke, die sehr reich an Plagioklaseinsprenglingen sind. Sie haben zwischen 50 und 100 m Mächtigkeit. Darunter kommen schwarze, sehr

1) v. Loczy Jun. (18) beschrieb aus dem Kreidegebiet des Aranyos tales ein ganz analoges Verhalten der Flyschsedimente zu den kompacteren Gosausbildungen. Letztere sind erheblich weniger gefältelt, was v. L. veranlasste. den Flysch für älter als diese zu halten, wiewohl die Lagerungsverhältnisse dagegen zeugen.

Institutul Geologic al României

kalkreiche, bituminöse Schiefer, die eine grosse Anzahl verdrükter Gastropoden, wahrscheinlich Limnaeen enthalten; ausserdem sind sie überfüllt mit Cytheridaeen. Das Vorkommen erinnert lebhaft an die Cosinaschichten Stache's (44) und an die von Koch (13) beschriebenen Süsswasserschiefer von Jibău (Zsibo) am Someș-durchbruch.

In Valea Bora folgen unter diesen Schichten wieder dunkle, dichte, tuffige Gesteine mit splitterigem Bruch, die schliesslich nach unten hin von Sandsteinen einer helleren Farbe abgelöst werden, welche im Streichen der Tuffazies von Demsuș liegen. Letztere klingt hier bereits aus.

Die fluvio-lacustre Fazies.

Bezüglich der allgemeinen Beschreibung dieser Schichten erübrigt es sich, die Darstellungen Nopcsa's zu wiederholen (22). Rote, braune, gelbe, schmutzig grüne und graue Sandsteine und Tone, teilweise tiefrote, eisenoxydreiche, teilweise aber auch ungefärbte Conglomerate bilden in sehr grosser Ausdehnung und beinah 4000 m. Mächtigkeit diesen einheitlichen Komplex continentaler Ablagerungen, deren Alter Baron Nopcsa auf Grund der hierin gefundenen Wirbeltierreste als Dänische Stufe bestimmte.

Es zeigt sich überall, am deutlichsten in der Gegend Valea Poenii-Breazova, dass die Rotfärbung nicht auf bestimmte Horizonte beschränkt, sondern von Schichtstreichen unabhängig ist. Sie wird wesentlich beeinflusst durch die Nähe des Kristallins, sodass wir annehmen müssen, dass das Eisen hauptsächlich dem Grundgebirge entstammt und weiter, dass eine gewisse Ufernähe und minimale Wasserbedeckung für die Anreicherung des Eisenoxyds ausschlaggebend waren. Es ist nicht nötig, zur Erklärung des Eisenreichtums dem Verwitterungsrückstand des Tithon-Neocomkalkes heranzuziehen.

Die Liassedimente von Cioclovina, die eine gelbe Fazies darstellen, führen ganz ähnliche rote Schichten. In diesem Falle entstammt das Eisen sicherlich dem Grundgebirge.

Es ist nun die Frage, ob das Eisenoxyd als solches dem Verwitterungsboden des umgebenden Kristallins entstammt und in die Daniansedimente mit eingeschwemmt wurde, oder aber ob die Eisenanreicherung in diesen Schichten nach Art der Fenno—Scandinavischen See—erzlagerstätten durch Fällung aus gelösten Verbindungen oder Solen zustande gekommen ist.

Bis jetz fanden sich keine Wirbeltierreste in den jüngeren Teilen der fluvio-lacustren Fazies, sondern nur in den untersten 2500 m. (Fig. 2). Da die Bildungen bis zu den Conglomeraten von Crăguiș (siehe un-

Institutul Geologic al României

ten) einheitlich sind, sind sie auch als Dänische Stufe zu bezeichnen, solange palaeontologisch nicht das Gegenteil erwiesen ist*)

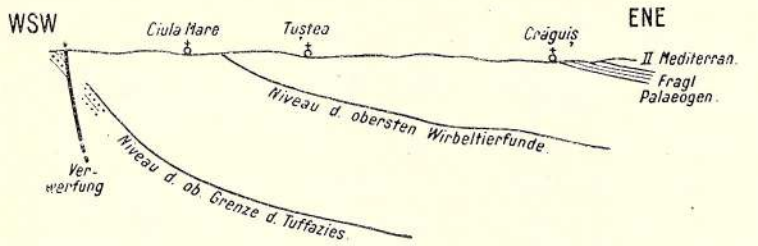


Fig. 2. Querprofil durch die Schichten der Dänischen Stufe von der Tuffazies bei Demsus bis in das fragliche Palaeogen von Crăguiș.

Anders liegen die Verhältnisse in den obersten Teilen, die bei Crăguiș mit einem Dutzend Conglomeratbänken anfangen. Diese Bänke werden überlägert von weissen, grünlichen und rötlichen, sandigen und tonigen Schichten, die am östlichen Ende des Profils der Fig. 2 auftreten und dort übergehen in flach gelagerte weissgraue und grüngraue rotfleckige, z. T. sehr kalkreiche Tone und Mergel, die im unteren Teile des Crăguișor Baches anstehen. Auf diese folgen, ohne deutlich erkennbaren Wechsel unter Einschaltung einiger Sandschichten, dieweisslichen, ostracodenführenden obermediterranen Mergel mit *Ostrea Cochlear* am obersten Ende dieses Baches (Fig 3).

Es ist wahrscheinlich, dass an der Basis der Conglomerate von Crăguiș die grosse Schichtlücke des Alttertiärs liegt, wenn nicht etwa die oberen 1500 m. der fluviolacustren Bildungen schon Palaeogen enthalten. Welches Alter den Schichten zwischen den Congl. v. Crăguiș und den sicheren Mediterranmergeln (Schicht 1, Fig. 3) zukommt, ist damit noch nicht entschieden. In Ermangelung eines Besseren sind sie auf Karte und Profilen als «fragliches Palaeogen» bezeichnet.

Die auf der Nopcsa' schen Karte als «Dänische Stufe» bezeichneten sandigen Tone im Slivuț-Tale sind zweifellos miocän und liegen sogar über dem Niveau des weissgrauen Ostracodenmergels. Dagegen gibt es im unteren Teile des Slivuț-Tales ein inselförmiges Vorkommen von «fraglichen Palaeogen», dessen bis 50 aufgerichtete Schichten inmitten des ruhig gelagerten Miocäns ein fremdartiges Element sind.

*) Letzteres war der Fall mit einem Teil dieses Schichtkomplexes bei Mulhbach, von wo *Halavats* 1916 aus den Conglomeraten einige Foraminiferen führende Kalksteingerölle sammelte. Die hieraus von v. *Lòczy* beschriebene Fauna (19) lässt, auch nach *Steinmann's* Aussage, auf ein eocänes Alter dieses Kalksteins schliessen.

Institutul Geologic al României

VI. Miocän.

Namentlich in Bezug auf die Fossilführung des in unserem Gebiet vorhandenen Miocäns sei auf die Arbeiten der Ungarischen Forscher verwiesen (3; 6; 7; 15; 21; 22; 35).

Das Tertiär transgrediert über das während und nach der Kreide tief eingensunkene Gebiet der Hațeger Depression und berührt nur randlich das Kristallin.

Man unterscheidet II. Mediterranstufe, Sarmaticum und Pliocän; vom letztgenannten wird im nächsten Abschnitt die Rede sein.

In N. ist innerhalb unseres Kartengebietes nur II. Mediterran vorhanden; ebenso scheint es bestellt in dem spärlich aufgeschlossenen

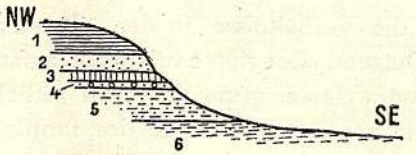


Fig 3. Profil durch den oberen Teil der Talsohle des Baches von Crăguiș.

1. Helle Mediterranmergel, dünne Sandstreifen.
2. Sande mit dünnen Mergelstreifen.
3. Grauer Ton mit dünnschaligen Fossilsplitern.
4. Sande mit linsenförmigen groben Geröllagen.
5. Sandiger grauer Ton und toniger Sand.
6. Blaugrüne bis weissgraue feste Mergel; Kalkconcretionen; rote Flecken.

Gebiet von Grădiște. Dagegen breitet sich unter der Hochterrasse zwischen Râu Mare und Strei auch Sarmaticum weit aus, bei Băiești-Galați von lach südfallenden Obermediterran umsäumt. Schliesslich ist bei Răchitova ein kleiner Rest von Mediterranmergeln und Leithakalk auf der Flysch kreide übrig.

Die II. Mediterranstufe.

Das Obermediterran nördlich Hațeg lässt sich in zvei Teile zerlegen: eine untere Partie von vielleicht 50 m Mächrigkeit, bestehend aus weissgrauem plastischem Mergel mit dünnen Sand und Sandsteinstreifen und eine obere Partie von Sand und Sandstein, die einige hundert Meter mächtig ist. Die obere Partie scheint etwas überzugreifen über den Rand der unteren.

Die stratigraphischen Verhältnisse des Obermediterrans von Clopotiva-Zăicani ebenso wie von Băiești-Galați lassen sich hiermit nicht parallelisieren, In der erst genannten synclinal gelagerten Region treten blaugraue

Institutul Geologic al României

z. T. sandige Tone auf, aus denen SCHAFARZIK (35) eine kleine obermediterrane Fauna gewann. Aus der Nähe von Grădiște erwähnt dieser Forscher auch einen feinen Andesittuff' welchen NOPCSA parallelisiert mit einem Fund von kleinen verschwemmten Bimssteinen in mediterranem Ton des unteren Valea Bălții. In Zusammenhang mit den von SCHAFARZIK l. c. beschriebenen Braunkohlevorkommen von Băuțari westlich Zăicani steht wohl ein analoges Vorkomnis nah am Rand des Kristallins bei Zăicani.

Erstgenannter Kohlefundort liegt unmittelbar neben einem Terrain, aus welchem feuerfeste Tone gewonnen wurden; der letzgenannte wird von reinem Quarzsand begleitet und findet sich in saigeren Schichten des Synclinalnordschenkels. Die wiederholt darauf angestellten Ausbeutungsversuche sind immer wieder gescheitert. Dem Horizont entspricht weiter ein dritter Fundort, den Schafarzik aus den untersten Schichten des Südschenkels bei Grădiște beschreibt.

Bei Băiești-Galați befindet sich ein sandsteinreicher unterer Horizont, der nach E. bald auskeilt. Darüber folgt ein plastischer Tonmergel, reich an *Aporrhais pes pelicani* und *Dentalien* In dem Wasserlauf, der Băiești östlich begrenzt, findet sich wieder zu unterst der sandige Horizont, südlich der Landstrasse aber der plastische Ton, hier stellenweise viele *Córbula gibba* führend Er wird nach S. hin bald überlagert von den Pliocänschottern.

Der Fund einiger isolierter Blöcke von Leithakalk im Acker jenseits des Streis zeigte mir den tiefsten Horizont des hiesigen Mediterrans, der sonst nicht aufgeschlossen ist.

Der Leithakalk hat bei Răchitova eine grössere, wenn auch nicht durchgehende Verbreitung, die auf der Karte angegeben ist. Er bildet hier den oberen Abschluss einer kleinen Sedimentserie, die, als Miniaturmulde in einem Tälchen aufgeschlossen, von NOPCSA bereits beschrieben und abgebildet wurde (22).

Die sarmatische Stufe.

Das Sarmaticum breitet sich als eine Folge grauer Tone und gelber Sande in einer flachen Mulde mit meist steiler aufgebogenem Rand über den südlichen Teil des Kartengebietes aus und bedeckt dabei meist Mediterran, greift aber auch transgressiv über bis auf das Danian. Die flache Auflagerung des Cerithienmergels auf steil aufgerichtete Sandsteine der Dänischen Stufe südlich Săcel ist davon das beste Beispiel.

Infolge mangelhafter Aufschlüsse lässt sich eine stratigraphische Einteilung des Sarmaticums hier nicht geben. Gelbe Sande sind nach meiner Erfahrung im oberen Sarmaticum häufig und verursachen manchmal eine unscharfe Grenze zu den Pliocänschotterbildungen.

Institutul Geologic al României

Das Vorkommen von Braunkohleflözen in grösserer Anzahl, aber von geringer Mächtigkeit in dem Sarmaticum hat zu vielen Schürfversuchen Anlass gegeben. Nopcsa hat die meisten Schürfe erwähnt (22). Bei Petros, im Tale «Tinine rele» bilden die sarmatischen Tone, bis zur Saigerstellung aufgerichtet, einen schmalen Zug im Liegenden der Pliocänschotter und im Hangenden vermutlich Danianischer Schichten. Die Mergeltone sind stellenweise reich an *Tapes gregaria*. Sie führen mehrere Braunkohlenflöze von bis Metermächtigkeit. Ihr südöstliches Ende ist am Kartenrand noch nicht erreicht. Sehr wahrscheinlich stammt von hier die «Braunkohle von Crivadia», die Kalecsinszky untersucht hat (12).

Die Braunkohle fehlt am Nordrande der sarmatischen Mulde, wo man in den transgredierenden Cerithienmergeln südlich Săcel doch mit einer gewissen Berechtigung die untersten des Sarmaticums erblickt. Sie bekommt dadurch den Charakter einer Bildung, die am Südrande des seichten sarmatischen Meerbussens entstanden ist, einer Flachstrandbildung, die keine grossen Hoffnungen auf günstigere Funde als die bis jetzt erschlossenen zulässt.

VII. Pliocän.

Mit Recht hat Baron Nopcsa die ausgedehnten Schotterschichten, die zwischen Sarmaticum und Diluvium an vielen Orten im südlichen Teile der Hațeger Depression auftreten und sich vom Fusse des Retezatgebirges zungenförmig nach N. vorstrecken, als einheitliche Bildung pliocänen Alters zusammengefasst.

Ihre Ausbildung wechselt, hauptsächlich aber in dem Sinne, dass nah am Retezatgebirge, von wo aus der Grossteil dieser Schotter in unsere Gegend zu Tal gespühlt wurde, das Material grob ist und meist aus sogen. Zentralgneis besteht, während mit der Entfernung vom Gebirge der Quarz über die anderen Gerölle überwiegt. Die Grösse der Gerölle und Geschiebe, die nah am Gebirge die eines Fasses erreichen kann und darüber, sinkt dabei rasch herunter bis zur Nussgrösse. Grobe gelbe Sande, die sich reichlich am Aufbau der Schichten beteiligen, sind mit den Geröllen vermischt oder treten schichtenweis auf. Bemerkenswert ist an den Pliocänschottern vor allem ihre erhebliche Beteiligung an tektonischen Bewegungen.

Südlich Hobița am linken Talhange des Râu Bărbat sind die sogen. Riesenconglomerate (die grobe Ausbildung der Pliocänschotter; die normale mit nussgrossen Geröllen nennt Nopcsa Ploștinaschotter) in einer Schlucht mit über 150 m hohen senkrechten Wänden glänzend aufgeschlossen.

An der Basis der Pliocänschotter liegt zwischen Hobița und Petros,

Institutul Geologic al României

linsenförnig auftretend, ein reiner Quarzsand, der für industrielle Zwecke ausgebeutet wird.

Gut aufgeschlossen sind die Pliocänschichten (Ploștinaschotter) im nördlichen Teile der breiten Zunge, die sich bis über das Obermediterran von Băiești legt und sich unter der Diluvialdecke bis über den Sălașer Bach erstreckt, wie hier zwei Aufschlüsse zwischen Sălașul de Jos und Ohaba de sub Piatră zeigen. Bemerkens-wert sind an diesen Stellen die Gerölle von Braunkohle zwischen den Schottern.

Am Gebirgsrand auf dem linken Ufer des Nucșoara Baches sieht man hoch über den aufgerichteten roten Danianschichten zwei vielleicht 50 m über einander liegende Terrassenstufen, die näher zu untersuchen mir leider nicht mehr möglich war. Soviel ist sicher, dass ihre Unterlage von groben, gelbsandigen Pliocänschottern gebildet wird, wie diese auf den Gipfeln hier überall verbreitet sind (siehe Karte). In Anbetracht ihrer hohen Lage — ca. 800 m ü. M. — die mit der Lage der höchsten Pliocänschottermassen auf der Passhöhe von Banița im. E. übereinstimmt (22), ist die Vermutung gerechtfertigt, das hier zwei pliocäne Terrassenoberflächen vorliegen.

Schafarzik (38) berichtet uns von pliocänen bis pleistocänen Schotterablagerungen in einer Meereshöhe von 760 m in der näheren Ungebung von Ghelar (ca. 10 km nördlich Vălioara), die gegen E. bis auf 620 m absinken und vergleicht dieselben mit früher von ihm aufgefundenen Schotterbedeckungen des Kristallins bei Valea Poenii. Sie hängen andererseits zusammen mit den von Kadic (11) erwähnten Vorkommen von Cernișor.

Schliesslich zählt Nopcsa (22) zu den Plostinaschottern Ablagerungen dieser Art, die in der südlichen Umgebung von Deva bis nach „Nàndor" hinauf in einer Meereshöhe von 350-440 m auf Sarmaticum aufliegen.

Somit bekommen die fluviatil-lacustern Ablagerungen des Pliocăns eine ansehnliche Ausdehnung, die uns ein ungefähres Bild entwirft von der damaligen Gestalt unseres Depressionsgebietes und seiner Umgebung. Interessant ist dabei, wie die oro-hydrographischen Verhältnisse des Pliocäns erinnern an die zur Danianzeit herrschenden. Auch zur Pliocänzeit ist die Hațeger Depression und das nördlich und östlich anschliessende niedere Bergland ein grosses flaches See- und Sumpfgebiet gewesen, zu dessen Südseite sich das Retezatmassiv erhob. In den Pliocänbildungen jedoch fehlen die eisenschüssigen Sedimente.

Postsarmatische Schotter sind in ähnlicher Lage wie die besprochenen u. A. auch aus der Hermannstädter Gegend (8) und aus dem Neogenbecken von Mehadia (41) bekannt. Sie erstrecken sich weiter über das ganze Randgebiet des Pannonischen Beckens (29).

Institutul Geologic al României

VIII. Diluvium und Alluvium.

Sehr auffällig ist in der Landschaft südlich Haţeg die Kante einer hohen Terrasse, die sich bei Bărești, Săcel und Unciuc durch das Gelände zieht. Südöstlich dieser Kante ist das hochgelegene Gelände über grössere Entfernung flach und mit einer Schicht von faust-bis kopfgrossen Schottern bedeckt und erst in einiger Entfernung vom Rande erheben sich einige ältere Köpfe inselähnlich daraus. Die Fläche liegt bei Bărești gut 40 m, bei Unciuc ca. 100 m über der Haţeger Talebene.

Ein ebenso auffälliger Terrassenrand begleitet das linke Streiufer von Baru bis Băieşti, bei Pui vom Râu Bărbat unterbrochen, unterhalb Băieşti über grössere Breite ebenfalls durch die Erosion angegriffen. Von Pui abwärts ist die Steilkante 40 — 50 m hoch; die Höhe nimmt stromaufwärts ab und ist oberhalb Livadia viel geringer- Die Terrasse breitet sich, langsam nach S. ansteigend, weit aus. Im S. heben sich die ältern Sedimente allmählich heraus.

Ein eingehender Vergleich der Höhenlage und des Gefälles dieser hohen Terrasse von Pui mit der vorhin genannten Terrassenfläche von Bărești — Săcel—Unciuc sowie die Untersuchung des Schotterbestandes ergeben unzweideutig dass beide ident sind. Sie werden durch die Hügelreihe Valea Dâljii — Ciopea getrennt. Die Fläche ist als die Hochterrasse des Haţeger Beckens bezeichnet worden. .

Einst hat sie als nach N. abfallender, dem Retezat vorgelagerter Schuttkegel die ganze Haţeger Depresion zwischen den Linien Grădiște-Tuștea und Petros-Haţeg bedeckt. Heute umfasst sie ausser den bis jetzt betrachteten Teilen noch die lehmigen Schotterdecken auf der Südseite des Eisernen Torpasses, die hier das Mediterran und das Danian verdecken. An einer Berglehne südwestlich Demșuș ist noch ein kleiner Rest von ihr erhalten als eine blockreiche Schuttmasse, die horizontal über den steilgestellten Danianschichten liegt.

Wiewohl das Alter der Hochterrasse bis jetzt nicht sicher bestimmt werden konnte, so spricht die geschlossene Verbreitung derselben eher für Pliocän. Sie muss auch sehr viel jünger sein als die obersten Pliocänbildungen, deren ursprüngliche Verbreitung vorhin angegeben wurde Dem gegenüber steht, das man z. B. vom Eisernen Tor alte Terrassen unterhalb des breiten «pontischen Talbodens» (Cvijic) kennt, für die noch ein pliocänes Alter angegeben wird (2). Der Bildung der Hochterrasse ist eine grosse jungpliocäne Denudationsperiode vorangegangen.

Infolge erneut einsetzender Hebung des Geländes sägten sich die Wasserfäden bald in den Schuttkegel der Hochterrasse ein. Der Râu Mare zerstörte den westlichen Teil über eine grosse Breite. Er schürfte ein aussergewöhnlich breites Bett bis tief in den Danianischen Untergrund

Institutul Geologic al României

hinein aus und führte das gelockerte Gesteinsmaterial südlich des Orleaberges bei Sântă-Măria in den Strei ab. Hierdurch wurde die heutige Haţeger Talebene geschaffen.

Der Strei hingegen erzeugte nur eine Ausfurchung normaler Breite oberhalb seines Zusammenflusses mit dem Râu Mare. Sie läuft dem Nordostfusse des Hochterrassenkegels entlang und ist bis in den cretazischen Untergrund vertieft,

Der Streitaldurchbruch bei Ciopea und Subcetate ist in jungpliocäner Zeit angesetzt worden und der diluviale Strei, muss eine, wenn auch geringe, Austiefung des Kristallins bei Ciopea schon vorgefunden haben. Am Weg südlich Băreşti entbehrt die Hochterrasse ihrer Schotterdecke. Da sie heute ca. 400 m. Meereshöhe hat ohne diese Decke, so ist sie vergleichbar mit einem kleinen Terrassenrest gegenüber Ciopea, dessen Oberfläche schätzungsweise 425 m Meereshöhe hat und der, wollte man ihn nicht zur Hochterrasse zählen, ganz vereinzelt darsteht. Der kristalline Hügel westl. Ciopea (Dâlma Poenii) ist 478 m hoch.

Zwischen Orleaberg und dem östlichen Kristallin muss schon zur Diluvialzeit eine Vertiefung von über 100 m vorhanden gewesen sein, wohl geschaffen zur Zeit als die Abtragung der Pliocänschottermassen in Gang kam.

Wir können daher mit Bestimmtheit sprechen von einem jungpliocänen Strei ab Subcetate. Wie der Lauf der oberen Zuflüsse zu diesem Fluss war wissen wir aber deshalb nicht weil uns von den Pliocänschottern zu wenig erhalten ist, als dass wir die alten Wege seines Abtransportes rekonstruieren könnten.

Die Zerstörung der Hochterrasse wurde weiter gefördert durch den Râu Bărbat, der sein Bett in gleichem Maasse vertiefte wie der Strei. Dazu gesellten sich die kleineren Wasserläufe des Râu Alb, der Bäche von Păroşi und Sălaş und des diluvialen Râu Nucşoarei (Valea Bălţii, siehe unten). Diese vier Bäche haben, ihr Bett öfters verlegend, über eine breite Zone die Hochterrassenfläche im Laufe der Zeit abgehobelt, im S. bis auf das Sarmaticum. Es entstanden dabei verschiedene Terrasenstufen, die sich unter einander schwer paralleliesieren lassen und deshalb auf der Karte zusammengefasst wurden. Die nähere Ursache ihrer Entstehung ist nicht klar.

Das heutige Valea Bălţii ist, wie Nopcsa nach v. Inkey mitteilte, das verlassene Tal des Râu Nucşoarei, welches während der Diluvialzeit, ebenso wie seine zahlreichen östlichen Geschwister auf der Hochterrasse in der Richtung des grössten Gefälles abfloss ohne das überragende Hügelland von Valea Dâljii — Ciopea zu durchbrechen. Der heutige dürftige Wasserfaden des Valea Bălţii kann unmöglich das breite Tal mit den teilweise scharf ausgeprägten niederem Terrrassen gebildet haben,

Institutul Geologic al României

was nach Nopcsa ein Beweis ist für das junge Alter der Bettverlegung des Râu Nucșoarei. Diese wurde verursacht durch eine Anzapfung seitens eines der zahlreichen kleineren Bäche, die sich rückschreitend am Nordrande der Hochterrassee eingraben.

Eine zweite Schar solcher kleineren Wasserrinnen hat den Nordostrand der Hochterrasse zersägt.

In der Haţeger Talebene unterscheidet man mehrere plattenförmige Teile einer grossen diluvialen Niederterrasse mit einer meist mächtigen Schotterdecke. Sie sind auf der Karte durch dichte Punktierung her vorgehoben. Die Gesammtobterfläche der Niederterrasse hat die Gestalt eines flachen Kegels, dessen Kulminationslinie ungefähr dem heutigen Verlauf des Râu Mare in der Talebene entspricht.

Nach Bildung der Niederterrasse folgt ein Zeitraum, während welchem Râu Mare und Strei sich ein breites Bett von nur geringer Tiefe in dieser Terrasse auswaschen und mit Schotter auskleiden. Hierbei entsteht u. A. die weite Ebene in der Umgebung von Haţeg und die mit ihr in einen Niveau liegende breite Terrasse zu beiden Seiten des Streibettes unterhalb Subcetate, auf der z. B. Gonţaga liegt. Sie ist als Haţeg-Strei Terrasse bezeichnet worden.

Wie das breite Urflussbett, welches heute nur noch vom Pârâu de Câmp durchflossen wird, zeigt, strömte damals der Râu Mare nach dem Verlassen des Gebirges geradeaus nach N. gegen Fărcădin. Dort bog er sich nach E. um und floss dem Fusse der Haţeger Hügel entlang bis gegen den Orleaberg, wo sich ein breiteres Becken ausbildete, welches einen schmalen Abfluss zum Strei hatte. Dieser lag naturgemäss am äussersten Saum des Niederterrassenkegels bei Sântă-Măria. Hier vereinigte sich mit dem Râu Mare der Bach von Săcel.

Die früher geschilderte Anzapfung des Nucșoara-Baches fällt in diese jüngere Diluvialzeit, als der Râu Mare sein Bett in die heutige Lage verlegte. Diese ist höher als die vorherige, was sich leicht einsehen lässt, wenn man den Lauf der anderen Bäche im Tale von Haţeg verfolgt: der Pâr. Haţegului weicht schon ab Breazova dem Niederterrassenkegel aus und folgt seinem niederem westlichen und nördlichen Saum und es ist interessant zu sehen, wie auch seine Zuflüsse, Peșteniţa — und Demșușer Bach sich nach N. wenden, sobald sie auf den Schuttkegel stossen. Die Verlegung des Râu Mare ist auf eine Aufstauung des eigenen Strombettes zurückzuführen. Durch das alte Bett schlängelt sich heute ein kleines Rinnsal, einer der kleinen Wasserfäden, die der Râu Mare nach N. hin abgibt und die sich in den Haţeger Bach ergiessen.

Letztgenanntes Verhalten, welches sich in dem Cârletea Bache wiederholt, wird dadurch verursacht, dass der Riu Mare sein Bett überschüttet mit groben Geröllmassen, denen das Wasser, sich wieder-

Institutul Geologic al României

holt verästelnd und wieder zusammentretend, ausweicht. Hierbei kommt es gelegentlich zu einem selbständigen Arm, der,in Uebereinstimmung mit der allgemeinen Neigung des Geländes gegen N., mehr nördlich abfliesst.

Im Streitale oberhalb Subcetate sind am linken Flussufer verschiedentlich Terassenrreste zu beobachten, die sich ohne genauere Nivellierung nicht mit einander und mit dem Terassensystem von Valea Bălții in Zusammenhang bringen lassen. Immerhin ist es sehr wahrscheinlich, dass die Niederterrasse sich hier wiederfindet.

Unterhalb Subcetate ist noch von Bedeutung die niedrigste Terrasse unseres Gebietes vielleicht erst alluvialen Alters auf welcher die Dörfer Plopi, Covragi und Bretea liegen. Sie scheint oberhalb Subcetate mit der Hațeg Strei Terrasse zu verschmelzen indem die Niveauunterschiede stomaufwärts stets geringer werden, ebenso wie der Unterschied zwischen Hațeg Strei Terrasse und Niederterrasse.

Nachholend bleiben noch kurz zu erwähnen die bis zu 75 m mächtigen sandigen, breccienartigen Schuttmassen am Südhange des oberen Slivuțales. Das grobe Material besteht meist aus Brocken von mediterranen und kristallinen Gesteinen der Umgebung. Es ordnet sich zu sandigen Schichten an, die dem Hang parallel nach N. geneigt sind und wohl eine diluviale Bildung sind. Ueber die Entstehung dieser merkwürdigen Sedimente ist nichts Näheres bekannt; ihre Hauptverbreitung ist auf der Karte angegeben. Derselbe Schutt befindet sich in horizontaler Lage in Resten einer Terrasse, die sich dort befinden, wo sich das Slivuțtal in seinem unteren Teile verengt. Das Auffälligste in der Landschaft südlich Hațeg, die hohe Steilkante zwischen Hoch- und Niederterrasse, scheint im unterenStreitale zerstört zu sein. Im Maroștale dagegen findet sich derselbe hohe Ansatz zurück, wie z. B. aus den Beobachtungen Kormos, hervorgeht (14). Wahrscheinlich lassen sich ihre Spuren noch weiter Donauwärts verfolgen. Die Terrassenstufe ist entstanden durch eine jener periodischen Wasserergüsse, die sich im Donaudurchbruch des Eisernen Tores nachweisen lassen und die zur allmählichen gänzlichen Trockenlegung des Pannonischen Beckens geführt haben (2).

TECTONIC

Unser Gebiet umfasst, ausser einen kleinen Teil des kristallinen Grundgebirges, lediglich das Einsenkungsgebiet, welches als die Hațeger Depression bezeichnet wurde. Eine eigentliche Faltung tritt darin nicht auf; die Dislocationen beschränken sich auf Schichtneigungen und Absenkungen, bezw. Aufschleppungen, verursacht durch für dieses Gebiet charakteristische Vertikalbewegungen des sonst in sich schon starren kristallinen Untergrundes, Bewegungen, die wir als Nachklänge vor-tithoner Gebirgsbildung betrachten werden.

Institutul Geologic al României

Das Grundgebirge.

Die Zusammenfaltung und Verfältelung des metamorphen Gebirges steht in keinem Verhältnis zu den einfachen Bewegungen, denen die auf unserem Gebiet vorkommenden Sedimente unterworfen waren. MURGOCI (20) dürfte deshalb Recht haben, wenn er behauptet, dass der Anfang der Karpathischen Orogenese sich «in die Nacht der ersten geologischen Zeitabschnitte verliert». Schon die Granitinjektionen, die nach SCHAFARZIK (38) vorkarbon, z. T. vielleicht vorpermischen Alters sind, sprechen für eine uralte Orogenese. Dazu kommen wichtige Momente, auf die Nopcsa hingewiesen hat als Beweise dafür, dass in vorliassischer Zeit ganz bedeutende Höhendifferenzen bestanden haben müssen. Ich erinnere an das vielenorts konstatierte Fehlen palaeozoischer Bildungen, die lokale Natur vieler Conglomerate der älteren Zeit und die Kohleführung des Lias.

In unserem Gebiete ist der Lias von Cioclovina das älteste nichtmetamorphe Sediment. Seine ruhige Lagerung steht im Gegensatz zu der intensiven Zusammenfaltung des kristallinen Grundgebirges, über welches er transgrediert. Ein Teil des Kristallins östlich Hațeg wurde näher untersucht.

Die Streichrichtung der kristallinen Schiefer ist hier im wesentlichen S. W.—N. E.; sie wird am besten zum Ausdruck gebracht durch die Lage des Orthogneiszuges und durch die der Grünschiefer von Gonțaga. Letztere machen den Eindruck einer steilen, zusammengepressten Zone von in den Gneis eingefalteten jüngeren Schiefern, wie dies in Profil V. versucht wurde, darzustellen. Das die Zone als Ganzes meist gegen N. W. überkippt und sogar von S, E. her von Gneis des Dealu Muncelului etwas überschoben ist, kann uns bei der ingewickelten Verfaltung des Grundgebirges nicht wundern. In letzterem wiegt hier sonst ein Einfallen gegen N. W. vor. Die Einfaltung der Grünschieferzone in den Gneis ist sicher vorliassisch.

Es wurde bereits im stratigraphischen Teile darauf aufmerksam gemacht, dass die Grüngesteinszone das ganze Mühlbacher Gebirge nördlich scheint zu umfassen.

Das Kristallin von Ciopea setzt sich in W. als das Massiv von Bucova fort. SCHAFARZIK, der dieses Gebiet kartierte (37), erwähnt von hier keine Gesteine, die sich mit den Grünschiefern vergleichen liessen.

Die jurassischen Bewegungen.

Die kontinentale Ausbildung des Lias von Cioclovina, die Schichtlücke zwischen diesen und oberen Dogger sind Momente, die auf me-

Institutul Geologic al României

sozoische Bewegungen in unserem Gebiete hinweisen. Das Ausmaşs dieser Bewegungen lässt sich aber von hier aus nicht beurteilen.

Dagegen konnte NOPCSA (22) aus dem Jiu-Tale auf der Südseite des Retezatmassives von grossen Dislocationen berichten, die zwischen Dogger und Tithon fallen. Sie kulminieren in der grossen Ueberschiebung des Jieţ, ein Tal in der östlichen Verlängerung des Jiu-Tales. Hier ist Gneis der unteren Gruppe auf metamorphen Lias aufgeschoben.

Die Jurasedimente von Cioclovina wurden von diesen Bewegungen nur indirekt berührt, in dem sie höchstens mitsamt ihrem kristallinen Untergrunde mehr-weniger nach S. wanderten. Die nahe zu konforme und wenig veränderte Lagerung der Juraschichten, wie sie aus den Profilen hervorgeht, zeigt, dass hier schon seit dem mittleren Mesozoicum im wesentlichen nur noch Verticalbewegungen stattgefunden haben.

NOPCSA bezeichnete die metamorphen Synclinalzüge des östlichen Retezatmassives als? Lias. Sollte sich diese Anschauung bestätigen, so hat dieses Massiv sich bei der postliassischen Faltung ganz anders verhalten als das Mühlbacher Gebirge. Wie immer dem sei, die Jurafunde von Cioclovina bestätigen die Ansichten MURGOCI's über dem allgemeinen Bau der Südkarpathen insoweit, als das Mühlbacher Massiv in geotektonischer Hinsicht eine ganz ähnliche Lage hat, wie das Massiv von Semenic, der kristalline Untergrund des Lias von Steierdorf. Beide liegen auf der autochthonen Innenseite der Südkarpathen. Die Liasbildungen der Jiu-Tal linie dagegen liegen in einer Ueberschiebungszone im Faltengebirge. vgl. (20); (22).

Der Tithon-Neocome Kalk transgrediert über grosse Gebiete dieses Gebirges und ist in unserer Gegend in der Puier Schüssel erhalten. Seine nahezu concordante Lagerung zu den Jurasedimenten von Cioclovina ist bezeichnend, ebenso wie die der oberen Kreide, welche ihrerseits genau so über deu Kalktransgrediert. Das Kartengebiet war während Jura- und unterer Kreidezeit verschiedenen grossen Vertikaloscillationen unterlegen; die Zone der Faltung war schon weiter südlich fortgeschritten.

Die cretazischen Bewegungen.

In unserer Gegend transgrediert im E. das Cenoman über Neocomkalk, im W. der Flysch des Emscher über das kristalline Grundgebirge. Es setzten also mit dem Cenoman örtliche Einbrüche ein, die Sedimentation an jener Stelle ermöglichten, während an dieser weitere Erosion stattfand. Es hat allen Anschein, als ob die Ablagerung des Cenoman-Turon in einem seichten Inselmeer erfolgte oder in untiefen Meeresarmen, die mit dem Siebenbürgischen Becken in Verbindung standen, zwischen denen sich aber die alten Massive erhoben.

Institutul Geologic al României

Die Flyschbildungen deuten eine Ueberflutung des Gebietes in der mittleren Oberkreide an, während das Fehlen von Santon im E., von Santon und Campan im W. eine erneute Heraushebung aus dem Meere zeitigen.

Auf den partiellen Einbruch des seichten Campanmeeres folgt der allgemeine Rückzug der Gewässer, der zur Bildung der Danianischen Landoberfläche führt. Erst das Meer der II. Mediterranstufe überflutet wieder von N. her das Depressionagebiet und das randliche Kristallin im W. und N., wonach wiederum eine allmähliche Heraushebung folgt, die zum heutigen Zustande führt.

Die tektonischen Erscheinungen am nördlichen Bruchrand des Retezatmassives.

Das Fehlen von Kreideschichten im Jiutalbecken weist nach Nopcsa darauf hin, dass das südliche Grenzgebirge zur Cenomanzeit schon existiert hat. Der örtliche Charakter der Kreideschichten von Păroși-Peștere, in welchen grobe Sandsteine stark vorherrschen, bestätige diese Ansicht.

In der Kreidemulde von Păroși-Peștere kommen obercretazische Sedimente zusammen mit Tithon-Neocomen Kalk vor. Letzterer liegt südlich der heutigen grossen Bruchlinie, nahm aber, wie es scheint, zur Cenomanzeit in Bezug auf die Umgebung noch keine besonders hohe Lage ein. Ob auch das Campanmeer noch bis hier eingedrungen ist, ist unbekannt. Die Schichten der Dänischen Stufe schneiden an der grossen E-W. verlaufenden Verwerfung ab, welche steil nördlich einfallend, das Retezatmassiv abgrenzt. Eine Reihe von schmalen Schollen von Tithonkalk, bei Coroești noch von etwas Kreidesandstein vergesellschaftet, begleitet die grosse Verwerfung und deutet darauf hin, dass die relative Absenkung der Hațeger Depression nicht mit einem scharfen Bruch, sondern mit einer Abbiegung des Deckgebirges begonnen hat, wie dies am Rand des Mühlbacher Massives von Pui-Livadia noch heute sichtbar ist (vgl. Profil VII).

Erst die jüngeren Daniansedimente traten daher im allgemeinen mit dem Kristallin in Berührung, in dem Masse wie der Zusammenhang zwischen dem älteren Deckgebirge am Bruche riss.

Die grosse Mächtigkeit der Schichten der Dänischen Stufe in der Hațeger Depression ist verursacht durch die schnelle Hebung in erster Linie des Retezatmassives. Sie ermöglichte immer neue Abtragung, während andererseits das Depressionsgebiet in dem Masse einsank, wie es ausgefüllt wurde. Nur dadurch konnten durch 4.000 m Mächtigkeit hindurch die Schichten eine gleiche Fazies bewahren.

Die obermediterranen und die sarmatischen Sedimente sind wie die

Institutul Geologic al României

der Kreide gegen den Rand des Retiezatmassives gehoben, das Sarmaticum bei Petros im Tale Tinile Rele bis zur Seigerstellung. Schliesslich schneiden auch die Pliocänbildungen zu mindenstens teilweise an derselben Verwerfung gegen das Kristallin ab, z. B. bei Hobița.

Der in Rede stehende Bruch liegt in einer schon alten tektonischen Linie, welche Nopcsa die Nucșoara-Synclinale nennt. Nach Murgoci währe sie die Grenze zwischen dem autochtonen Retezat und den Massiven von Mühlbach und Poiana Ruscă, die ein Deckenwurzelgebiet darstellen sollen. Die Jieț-Ueberschiebungsfläche würde dann ihre Fortzsetzung haben in der Synklinale von Nucșoara und südlich von dieser würden sich die autochtonen Massen des Parângu und Retezat erheben. *)

Die verhältnismässig junge Verwerfung, die wir besprochen haben, folgt nicht ganz dieser alten Spur. Westlich Grădiște quert der von Danian und Mediterran ausgefüllte Grabenbruch des Eisernen Torpasses die Tectonischen Linien des Grundgebirges, die hier gegen S. W. biegen.

Die tektonischen Erscheinungen am westrande des Mühlbacher Massivs.

In der Umgebung von Ponor liegen die Sedimente des Campans transgressiv auf den steil gegen den Strei abfallenden Flyschschichten. Vor dem Campan setzt also eine relative Hebung des Massives gegen das Gebiet der Hațeger Depression ein. Das Campan selbst ist eine randliche Bildung, die, wie beschrieben wurde, in sich auch wieder durch eine Discordanz in zwei Teile getrennt wird. Der untere, sandreiche Teil versinkt bei Livadia in ganzähnlicher Weise unter die Streitalebene wie z. B. die älteren Schichten der Puier Măgura schon in vorcampaner Zeit absunken. Eine Steilzone von verschieden alten Kreidesedimenten begleitet daher den S. W. Rand der Puier Schüssel. Flysch nimmt wegen seiner grösseren Mächtigkeit darunter die erste Stelle ein. Südwestlich dieser Steilzone sind die Sedimente in die Tiefe versenkt und von Schichten der Dänischen Stufe und des Miocäns überlagert. In Profil II und VII kommt dies zum Ausdruck.

Es hat den Anschein, als ob die Lagerung der Danianschichten gegen den Rand des Mühlbacher Massivs nördlich des Sporns von Ciopea anderer Art wäre als südlich dieser Stelle. Wiewohl in letztgenanntem Teil die Aufschlüsse spärlich sind, ist es doch wahrscheinlich das hier die Schichten weniger mächtig und weniger gegen den Rand der Massive aufgerichtet sind als im nördlichen Teile, sodass sich das

*) Nopcsa zeichnete die Fortsetzung der Jieț-Ueberschiebung in der „Cerna-Linie“ (22).

Institutul Geologic al României

Hațeger Danianbecken in dieser Beziehung in einen tieferen nördlichen Teil und einen untieferen südlichen zerlegen liesse.

Am rechten Streiufer bei Galați findet sich ein Rest von Leithakalk der am linken Ufer nicht mehr sichtbar aber in geringer Tiefe vorhanden ist, denn die obermediterranen Schichten sind hier überall nur flach gegen S. geneigt und streichen auch stromab — wie stromaufwärts bald aus. Dies zeigt, dass die relative Hebung des Mühlbacher Massives mit dem Obermediterran aufgehört hat.

Der nördliche und östliche Rand der Depression von Hațeg.

Der von aufgeschlepptem unterm Flysch begleitete kristalline Rand Ciopea-Sântă-Măria-Hațeg, an dem weiter nur Schichten der Dänischen Stufe in grossem Maasstabe steil aufgerichtet sind, hat besonderes Interesse.

Die allgemeine Steilstellung letzterer Schichten bis in grosser Entfernung des Kristallins beweist, dass die Bewegung hier in das jüngste Danien fällt und sich wohl bis in das Tertiär hinein fortsetzt.

Bezeichnend ist im diesem Zusammenhang das Vorkommen von bis zu 50° geneigten Schichten des „fraglichen Palaeogen" unter der mediterranen Decke des Slivuțtales. Es ist dies ein vereinzeltes Vorkommen, welches genau in der Verlängerung der genannten Bruchlinie fällt.

Diese Bruchlinie ist die Spur der Trennung zwischen Mühlbacher Massiv und Poiana Ruscă, eine Trennung die in der oberen Kreide, eine Senke hervorrief. In dieser Senke haben sich die Kreidesedimente erhalten, wenn nicht überhaupt das Vordringen des Kreidemeeres bis zum Retezat erst durch sie ermöglicht worden ist. Eine gewisse Selbständigkeit beider Massive zeigt sich im Verhalten während der Campan und Danianzeit.

Bei Demsuș-Răchitova fällt der Flysch keineswegs steiler gegen das Hațeger Becken ein als die überlagernden danianischen Tuffschichten und weiter westlich ist auf der Poiana Ruscă sowohl Campan als danianische Tuffazies mit Geröllschichten vorhanden. Bei Pui dagegen sind die Flyschsedimente am Rande des Mühlbacher Massives steil aufgerichtet und das Campan ist nur an diesem Rande vorhanden. Die östliche Grenze der Hațeger Depression war nach NOPCSA zur Campanzeit schon festgelegt, ebenso wie die südliche, die wohl noch älter ist. Dagegen fängt die endgültige Hebung des Massives von Poiana Ruscă erst um die Ende des Tertiärs an. Den Rand der Depression bilden hier die Verwerfungen Slivaș-Vălioara, Vălioara-Peștenița, Peștenița-Poeni und Poeni-Grădiște.

Von Vălioara bis Poeni sind die Daniansedimente fast in ihrer ganzen Mächtigkeit an diesen Rand hochgeschleppt. Demzufolge haben

Institutul Geologic al României

die Verwerfungen, die die Grenzen des Massives in geologischem Sinne sind, hier eine weit geringere Sprunghöhe als an den Linien Poeni-Grădiște und Vălioara-Crăguiș (Slivaș). Hier liegen die Danianschichten mehr in ihrer ursprünglichen horizontalen Lage und ihre Basis ist in 3—4000 m Tiefe zu erwarten. Ueber dem Bruche Ciopea-Sântă Măria-Hațeg liegt das Obermediterran als nur flachwellige Decke von Massiv zu Massiv und ist nur in E. wie im W. randlich etwas gehoben und aberodiert. Die schmale Zunge von Mediterrnmergel westlich Slivașul de Sus bis zum Kloster Prislop (Mănăstirea Prislop) bildet einen kleinen Grabenbruch.

Der kleine Aufbruch von fraglichem Palaeogen im Silivuțtal deutet die Grenze an zwischen Kristallin des Mühlbacher Gebietes einerseits und Danian bis fragl. Palaeogen andererseits. Es liegt wenigstens kein Grund vor, die sich überall am Rande der Hațeger Depression durch Verwerfungen kennzeichnet, anderswo zu vermuten. Diese Anschauung ist in Profil IV dargestellt.

Das Danianbecken; die Landoberfläche der Dänischen Stufe.

Abgesehen von der Mitte des Beckens, liegen die basalen Schichten der Dänischen Stufe am tiefsten im Untergrunde von Hațeg und Crăguiș Dies berechtigt zu der Annahme, dass das Senkungsgebiet eine Fortsetzung nach N. hat, die zwischen den beiden Massiven von Mühlbach und Poiana Rușcă liegt. Diese Senke entstand in der Oberen Kreidezeit. Die Hațeger Depression kann somit aufgefasst werden als die Stelle wo zwei grosse tectonische Linien zusammenstossen: der cretazische Streigraben, der die beiden nördlichen Massive trennte und die alte Nucșoara-Synclinale Nopcsa's am Nordrande des Retezatmassives.

Es ist wohl kein Zuffall, dass mehrere junge Brüche sich scharenweise diesen zwei zueinander senkrechten Hauptstörungszonen unterordnen Auch das konstante N. S. Streichen der Danianschichten im nördlichen Teile der Depression, eine Erscheinung auf die Nopcsa zuerst die Aufmerksamkeit lenkte, ist in diesem Zusammenhang sehr beachtenswert.

Die in der Einleitung zitierte Fastebene, die sich nördlich der Retezatgipfel in einer Höhe von 1700—2000 m. ü. M. erkennen lässt und die bei dem Anblick dieses Gebirges von Hațeg aus eine der Eigenarten dieses Gebirges ist, betrachtet Nopcsa (22) als einen Teil, der einstigen Danianischen Landoberfläche. Es liegt vor der Hand diese alte Fastebene mit den gewaltigen, ca. 4000 m mächtigen Geröll massen und anderen fluviatil-lacustren Bildungen in Zusammenhang zu bringen. Es ist nur fraglich, ob eine so alte Landoberfläche in 2000 m Höhe gohoben lange erkennbar bleiben kann.

Institutul Geologic al României

Der Anblick des Mühlbacher Gebirges zeigt ein ganz ähnliches Verhalten. Allerdings liegt die Fastebene hier in einen Niveau von 1200 bis m. 1600 ü. M. Dass ein Hebungsunterschied zwischen beiden Massiven tatsächlich vorliegt. wird unterstützt durch die Beobachtung der nur schwachen Aufbiegung der Mediterranschichten bei Haţeg-Vâlcelele Bune und Galaţi gegenüber der Saigerstellung sogar der sarmatischen Tone bei Petros und die Verwerfung der Riesenconglomerate von Hobiţa.

Die Tektonik der Miocänbildungen.

Wenn auch die Ausdehnungen der II. Mediterranstufe und des Sarmaticums sich nicht decken, so haben zwischen der Ablagerung beider Bildungen doch nur schwache Bodenbewegungen stattgefunden, sodass sicher antesarmatische Bewegungen sich nicht feststellen lassen.

Die postmiocänen Bewegungen wurden meist schon erwähnt. Interessant ist noch die Aufschleppung sarmatischer Mergel bis zur Senkrechtstellung an querstreichende Danianschichten nordöstlich Valea Dâljii.

Die Pliocänschotter.

Im Gebiete östlich des Flusses Râu Alb bis hinter Petros läst sich immer wieder beobachten, dass die Bewegungen, die das Sarmaticum betroffen haben, auch, wengleich in abgeschwächtem Maasse, die Pliocänschotter in Mitleidenschaft gezogen haben. Beispiele hierfür sind die N. E. fallenden Pliocänschotter im Hangenden des Sarmatien von Valea Tinile Rele bei Petros und der Aufbrruch sarmatischer Mergel in der kleinen E. — W. streichenden Antiklinale von Coroești — Șerel.

Die bedeutende Mächtigkeit diese Bildungen weist neben den schon erwähnten tektonischen Erscheinungen auf eine weitere Heraushebung des Retezat im Pliocän hin.

Der allgemeine Aufstieg des Gebirges, der in der oberen Kreide schon einmal das Gelände in weiter Umgebung über den Meeresspiegel erhob, wiederholt sich, wie Nopcsa betont, in dem Tertiär und settz sich durch das Diluvium hindurch periodisch fort.

Institutul Geologic al României

LITERATUR

1. Blankenhorn, M. Studien i. d. Kreideform. im südl. und westl. Siebenbürgen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. LII Prot. —1900.
2. Cvijic, J. Entwicklungsgesch. d. Eisernen Tores. Ergänz. Heft 160. Petermann's Mitt. — 1908.
3. Halavats, J. Beiträge zur Kenntn. d geol, Verhältn. d. Hatszeger Beckens. J. U. G. A. für 1896.
4. „ Das Kreidegebiet von Ohaba Ponor. J. U. G. A. für 1897.
5. „ Die geol. Verhältn. v. Uj Gredistye, Lunkani und Hatszeg. J. U. G. A. für 1898.
6. „ Die geol. Verhältn. der Umgebung von O-Sebeshely, Kosztesd, etc. J. U. G. A. für. 1899.
7. „ Die geol. Verhältn. d. Umgeb. von Kitid, Russ, Also Telek. J. U. G. A. für 1900.
8. „ Der geol. Bau der Umgeb. v. Nagy Disnod u. Nagy. Talmacs. J. U. G. A. für 1912.
9. Hauer F. und Stache G. Die Geologie Siebenbürgens. Wien — 1863.
10. Jekelius, E. Die mesozoischen Bildungen des Keresztenyhavas. I. U. G. A. für 1913.
11. Kadic, O. Die geol. Verhältn. d. Umgeb. v. Vadu Dobri, etc. J. U. G. A. für 1908.
12. Kalecsinsky, Die Mineralkohlen der Länder d. Ung. Krone. Budapest—1903.
13. Koch, A Die Tertiärbildungen des Beckens d. Siebenb. Landesteile Mitteil. a. d. Jahrb. d. k. Ung. Geol. Anstalt — 1894 — 1910
14. Kormos, Th. Geol. Notizen a. d. Gegend von Marosujvar etc. J. U. G. A. für 1908.
15. Kovacs. Petrefactenfunde im Hatszeger Tal. Verhandl. d. kk. Geol. Reichsanstalt. — 1869.
16. Liffa, A. und Vendi, A. Beiträge zur Geologie d. Umgeb. von Kudzsir und Szeben. J. U. G. A. für 1912.
17. Loczy jun. L. v. Monogr. d. Villanyer Callovien — Ammoniten. Budapest 1915.
18. „ Beiträge z. Kenntnis d. Gosau- und Flyschbild. des Aranyos-Tales. J. U. G. A. für 1916, Bd. I.
19. „ Bericht einer Untersuchung an Foraminiferen, etc. J. U. G. A. für 1916, Bd. II.
20. Murgoci G. M. The geol. Synthesis of the South Carpathians. XI. Int. Geol. Congres — 1910.
21. Nopcsa jun. F. v. Bemerk. z. Geol. d. Gegend v. Hatszeg. Földt. Közl. XXIX—1899
22. „ Zur Geol. d. Gegend zw. Gyulafehérvar, Déva, Ruszkabnya u. d. Rum. Landesgrenze. Separatabdr. a. d. Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt. XIV, 4 — 1905.
23. „ Die Lebensbedingungen d. Obercret. Dinosaurier Siebenbürgens. Centralbl. f. Min. — 1914.
24. „ Die Dinosaurier d. Siebenb. Landesteile Ungarns. Mitteil. a. d. Jahrb. d. Ung. Geol. R. Anstalt. XXIII, 1 — 1915.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Dr. F. LAUFER

HARTA GEOLOGICA A DEPRESIUNEI HAȚEGULUI, JUDEȚUL HUNEDOARA

GEOLOGISCHE KARTE DER DEPRESSION VON HAȚEG, DISTRIKT HUNEDOARA

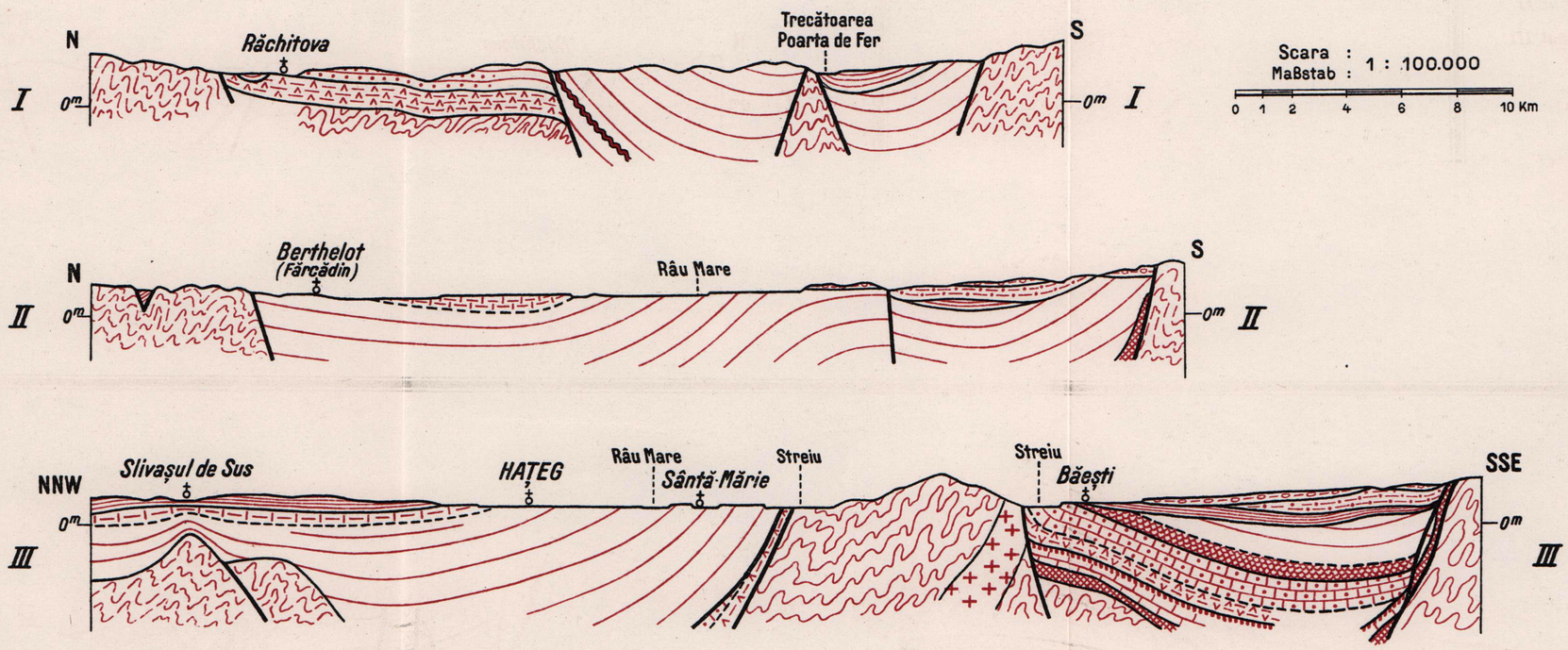
Scara : 1 : 100.000
Maßstab :
0 1 2 4 6 8 10 Km

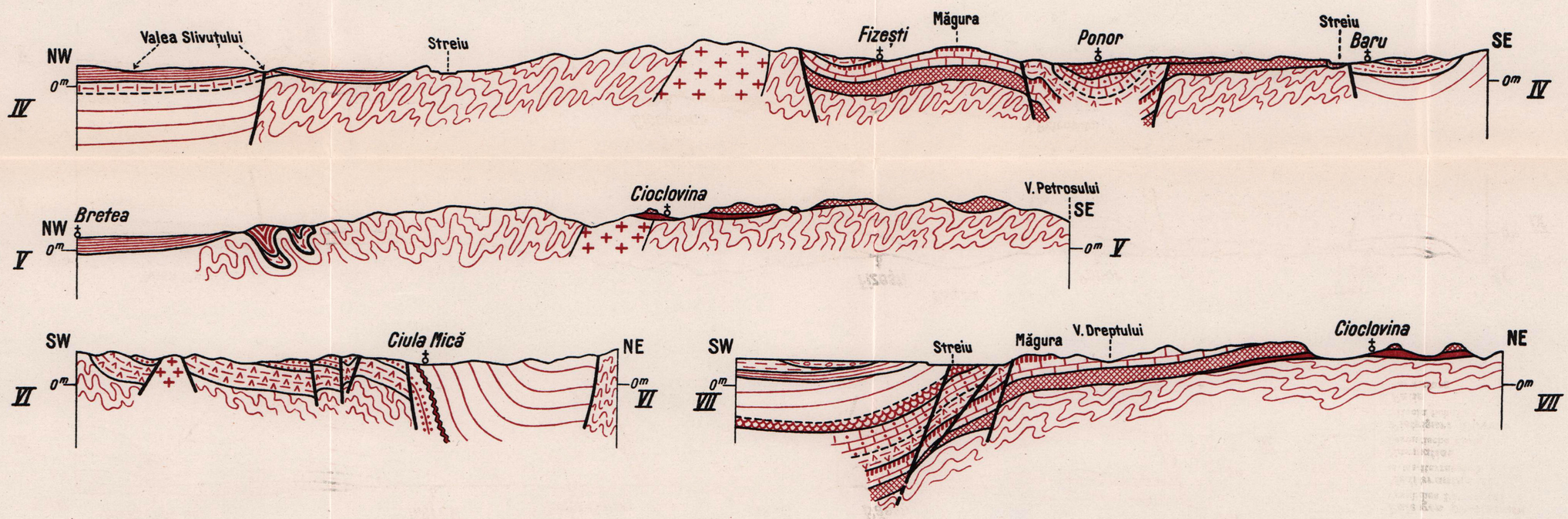
Masivul Poiana Rusca
Masivul Sebeșului
Masivul Retezatului
Valea Jiului
Valea Petroșanilor
Valea Streiului
Valea Luncanilor
Valea Dâlii
Valea Bora
Valea Nucșoarei
Valea Râului Mare
Valea Râului Alb
Valea Râului de Mori
Valea Barbat
Valea Pui
Valea Federii
Valea Ohabei
Valea Ponor
Valea Livadia
Valea Hobița
Valea Petroșani
Valea Ponorici
Valea Cioclovina
Valea Gontaga
Valea Covragiu
Valea Plopi
Valea Bretea
Valea Slivutului
Valea Slivașul de Sus
Valea Slivașul de Jos
Valea Craguiș
Valea Berhelet
Valea Tustea
Valea Sântă-Maria
Valea Cârlietea
Valea Demsuș
Valea Pesteniță
Valea Breazova
Valea Grădiște
Valea Clopotiva
Valea Zăicani
Valea Unciuș
Valea Săcel
Valea Cioplea
Valea Baești
Valea Sălașul de Jos
Valea Sălașul de Sus
Valea Părosi
Valea Nucșoara
Valea Corocești
Valea Serel
Valea Hobița
Valea Livadia
Valea Baru
Valea Petroasa
Valea Fizești
Valea Măgura
Valea Gălați
Valea Ohaba-Ponor
Valea Ponor
Valea Cioclovina
Valea Ponorici
Valea Valcelele Bune
Valea Bretea
Valea Plopi
Valea Gontaga
Valea Covragiu
Valea Streiu
Valea Luncanilor
Valea Petroșanilor
Valea Jiului
Valea Bora
Valea Dâlii

Dr. F. LAUFER

PROFILELE HARŢEI GEOLOGICA A DEPRESIUNEI HAŢEGULUI, JUDEŢUL HUNEDOARA

PROFILE ZUR GEOLOGISCHEN KARTE DER DEPRESSION VON HAŢEG, DISTRIKT HUNEDOARA





LEGENDA
ZEICHENERKLÄRUNG

- *Şisturi cristaline din Grupul I* — Kristall. Schiefer der I. Gruppe
- *Şisturi cristaline din Grupul II* — Kristall. Schiefer der II. Gruppe
- *Şisturi cristaline din Grupul III* — Kristall. Schiefer der III. Gruppe
- *Granit şi Orthogneis* — Granit und Orthogneis
- *Profirit din etajul Danian* — Porphyrit der Dänischen Stufe
- *Lias şi Dogger superior* — Lias und oberer Dogger
- *Calcar Tithon-Neocomian* — Tithon-Neocomkalk
- *Cenomanian şi Turonian* — Cenoman und Turon
- *Gresie de Măg.=Turonianul superior* — Sandstein der Măgura=Ob. Turon
- *Gresie de Fizeşti* — Fizestisandstein
- *Flysch marnos* — Mergelreicher Flysch
- *Flysch gresos* — Sandsteinreicher Flysch
- *Campanian* — Campan
- *Danian* — Dänische Stufe
- *Faciesul cu Tuf a etajului Danian* — Tuffazies der Dänischen Stufe
- *Paleogen problematic* — Fragliches Palaeogen
- *Mediteranian II* — II. Mediterranstufe
- *Sarmatian* — Sarmatische Stufe
- *Pietrişuri pliocene* — Pliocän Schotter
- *Falie* — Verwerfung

DESEN. F. WAHNIG

LITO · CARAIANU & C°

Institutul Geologic al României

STRUCTURA GEOLOGICĂ
A
PĂRȚEI SUPERIOARE A VĂEI TROTUȘULUI

(CU O SCHIȚĂ GEOLOGICĂ ȘI 4 PROFILE)

DE

D. M. PREDA și I. ATANASIU

INTRODUCERE.

Cercetările geologice făcute în ultimii ani în Moldova, în basinul Bistriței [1]) și în Muntenia, în partea superioară a văei Teleajenului [2]) arătând o asemănare remarcabilă în constituția stratigrafică și tectonică a zonei interne a Flișului, ne-au determinat să studiem această zonă și în valea Trotușului, spre a vedea dacă putem constata și aici aceiași structură geologică. Situată aproape la mijloc între văile Bistriței și Teleajenului, valea Trotușului oferea un însemnat punct de legătură între lucrările geologice menționate mai sus.

Cercetările noastre s'au întins pe Trotuș de la marginea vestică a basinului pliocenc de la Comănești, din dreptul comunei Asău, până în dreptul comunei Lunca, unde am atins marginea de răsărit a șisturilor cristaline și pe pârâul Șulța de la gură până la confluența lui cu pârâul Burda.

Schița geologică alăturată acestei lucrări este intregită cu datele inedite cari ne-au fost puse la dispoziție de D-l Profesor SAVA ATHANASIU, date de cari ne-am servit și la stabilirea itinerariului nostru pe teritoriul vechiului regat. Pentru aceasta î-i exprimăm aici mulțumirile și recunoștința noastră.

---

[1]) GH. MACOVEI și I. ATANASIU. Structura geologică a văei Bistrița între Pângărați și Hangu. Comunicare făcută în ședința Institutului Geologic de la 2 ianuarie 1920.

[2]) D. M. PREDA. Geologia și tectonica părței de răsărit a județului Prahova. Anuarul Institutului Geologic al României Vol. X.

Institutul Geologic al României

ISTORIC

LILL de LILLIENBACH este citat în toate lucrările mai însemnate asupra Flișului carpatic cu mențiunea că a descoperit la Ghimeș gresii cu *Exogyra columba*. Textul la care se referă citatele este următorul: „vers le Trotusch on entre dans le grès carpatique, et des debris nombreux îndiquent la présence dans cette contrée des gres marneux à gryphées colombes, semblables à ceux de Poshradie, dans la valleé du Waag en Hongrie" [1]).

După cum se vede, din acest text nu reese clar prezența însăși a acestor fosile, ci mai curând numai o asemănare a gresiilor din valea Trotușului cu acelea din valea Waagului. De altfel observația savantului cercetător nu se referă la roce în loc ci numai la blocuri, astfel că acele Exogyre, chiar dacă vor fi existat, nu pot aveà o valoare prea mare pentru determinarea vărstei Flișului din regiune, și noi credem că textul menționat mai sus nu poate fi invocat pentru a dovedi în mod îndiscutabil existența Cenomanianului, desvoltat în facies de fliș în partea superioară a văei Trotușului.

HERBICH desparte Flișul de pe valea Trotușului în două orizonturi:

Orizontul înferior (Neocomer Karpathensandstein), care pe pârâul Görbe conține *Aptychus Diday Coq*, este reprezentat prin gresiile și marnele calcaroase cenușii de la fundul văei Trotușului.

Orizontul superior (Oberkreide Karpathensandstein) cuprinde marnele, gresiile și conglomeratele cari constituesc valea Trotușului de la gura pârâului Hidegseg în jos.

Permo-Triasicul este menționat de acest autor pe pârâele Rana și Görbe la baza conglomeratelor și calcarelor cu *Caprotine* care constituesc cumpăna apelor între Trotuș și Olt. [2]).

W. TEISSEYERE a studiat valea Trotușului de la Târgul Ocna la deal, până la Asău. Gresiile cari apar la marginea de West a basinului pliocenic de la Comănești le paralelizează cu gresiile din valea Uzului și le atribue vărsta eocenă. [3]).

SAVA ATHANASIU descrie în cuprinsul regiunei gresia de Tarcău și o separă pentru prima dată ca o unitate aparte în zona internă a Flișului, atribuindu-i vărsta eoceană medie. In ceea ce privește tectonica ei, Domnia-sa obsearvă că aproape de marginea de răsărit ea formează anticlinale aplecate spre Est [4]).

---

[1]) LILL LILLIENBACH. Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaine des Carpathes etc. Mem. Soc. Geol. de France Tom. 1 pag. 264 Paris 1833

[2]) FR. HERBICH. Das Szeklerland 1878.

[3]) W. TEISSEYRE Zur Geologie der Bacău'er Karpathen. Jahr. der K. K Geol. R. A. Bd XLVII. pag. 718. Wien 1897.

[4]) S. ATHANASIU. An. Inst. Geol. al României Vol. 1 pag. XLVII-L. Buc. 1908.

Institutul Geologic al României

In raportul asupra activității Institutului Geologic al României pe anii, 1906-1907, unde se ocupă și cu valea superioară a Trotușului, menționează *Numuliți* pe pârâul Șanțului (Palanca) și pe pâraele Asău și Ciobanuș și descrie șisturile negre de la Palanca (pârâul Șanțului) și de pe pârâul Sulța.

Ecocenul mediu și superior care, după Domnia-sa constitue întreaga zona internă a flișului din valea Trotușului, îl subdivide în trei orizonturi: gresia de Tarcău la baza, șisturile negre la mijloc, și Bartonianul la partea cea mai superioară. In Bartonian sunt cuprinse atât gresiile șistoase cu vine de calcit de la baza gresiei de Tarcău, cari apar pe valea Trotușului de la Brusturoasă la deal, cât și partea inferioară șistoasă a Apțianului de la Palanca și de pe Sulța. Interpretarea aceasta pe care o considerăm astăzi greșită, apare justificată dacă ținem socoteală pe deoparte de faptul că era admisă aproape de unanimitatea cercetătorilor Flișului că șisturile negre sunt de vârstă eocenă, iar pe dealtăparte de faptul că la Palanca (Pârâu Șanțului) și pe pârâul Sulța șisturile negre cu Apțianul șistos de deasupra lor se găsesc situate în raporturi anormale față de gresia de Tarcău, încălecând'o dealungul unei linii de falie; cum vârsta eocenă a gresiei de Tarcău era stabilită prin prezența *Numuliților*, superpoziția (anormală) a șisturilor negre deasupra gresiei apărea ca o dovadă pentru vârsta eocenă superioară a acestor șisturi și ducea în mod logic la succesiunea stratigrafică menționată mai sus.

In anii următori, cercetând sudul Bucovinei, d-sa ajunge însă la convingerea că șisturile negre sunt foarte probabil de vârstă baremiană[1]). Se înțelege de la sine că această nouă concepție a desființat complect succesiunea stratigrafică amintită mai sus și a deschis drumul spre o altă interpretare în cea ce privește vârsta și tectonica unora din termenii care constituesc Flișul.

Studiile geologice făcute în ultimul timp în Moldova (în valea Bistriței) și în Muntenia (valea Teleajenului), au arătat că la partea cea mai de apus a Flișului există o zonă consituită aproape exclusiv numai din depozite cretacice inferioare reprezentate prin :

Stratele cu Aptychus (Hauterivian)
„ de Audia sau șisturile negre (Baremian)
„ cu Orbitoline (Aptian).

De asupra stratelor cu *Orbitoline* se păstrează în sinclinale gresiile și conglomeratele care reprezintă Apțianul superior și formează munții înalți din această zonă (Ciahlăul, Zăganul).

---

[1]) SAVA ATHANASIU. Raport asupra activității dela 1 Aprilie 1908 la 1 Ianuarie 1910 An. Inst. Geol. al României Vol. IV. Pag. LIII-LV 1910.

[2]) GH. MACOVEI și I. ATANASIU L. c.

[3]) D. M. PREDA L. c.

Institutul Geologic al României

Spre apus, adică spre interiorul arcului carpatic, zona pe care o formează depozitele cretacice inferioare stă în contact anormal cu șisturile cristaline.

In bazinul Bicazului, la marginea din afară (estică) a șisturilor cristaline, există un larg sinclinal în care s'a păstrat aproape toată seria depozitelor mesozoice de la Triasic până la Cretacicul inferior inclusiv. Aripa externă a acestui sinclinal este formată de o lamă îngustă de șisturi cristaline care se interpune între Fliș și formațiunile mesozoice ale sinclinalului extern, întrerupând astfel continuitatea între depozitele sedimentare nemetamorfozate care constituesc Flișul și acelea care stau deasupra sisturilor cristaline, în sinclinalul extern.

In partea de West a Munteniei sinclinalul acesta ar fi reprezentat prin depozitele jurasice de la Tătarul și Zănoaga și prin conglomeratele din Bucegi. Șisturile cristaline, care în nordul Moldovei formează aripa externă, sunt aici rămase în adâncime. Ca un corespondent tectonic al lor, ca o aripă externă, poate fi considerat anticlinalul de strate de Sinaia care apare în valea Prahovei între Sinaia și Comarnic și desparte conglomeratele din Bucegi de acelea din Zăganul, întocmai cum în Moldova șisturile cristaline ale aripei externe despart conglomeratele din Hăghieș (de pe cristalin) de acelea din Ceahlău.

Spre răsărit, zona depozitelor cretacice inferioare este despărțită de restul Flișului, care rămâne în afară de ea, printr'o importantă linie tectonică dealungul căreia a avut loc o denivelare însoțită foarte probabil de o ngenunchiere spre Est a Flișului cretacic inferior asupra depozitelor mai noi care constituesc restul Flișului.

In valea Bicazului zona cretacică inferioară vine în contact cu o adoua zonă a Flișului, caracterizată prin enorma desvoltare pe care o are faciesul grezos al Eocenului superior (Gresia de Tarcău).

In bazinul Teleajenului zona aceasta se afundă treptat formând pintenul de Homorâciu, care e separat de zona depozitelor cretacice printr'o cuvetă în care au pătruns apele Mediteranului.

In fine zona cea mai externă a Flișului, caracterizată prin prezența predominantă a Oligocenului de tip marginal (șisturi menilitice, șisturi disodilice, gresie de Kliva), este așa numita zonă marginală sau subbeskidică, a cărei existență a fost de asemeni constatată încă mai de mult, atât în Moldova cât și în partea de răsărit a Munteniei,

In rezumat, din studiile existente până acum rezultă, că în partea de sud a Carpaților orientali s'au putut deosebi următoarele zone bine caracterizate din punct de vedere stratigrafic și tectonic.

1. Zona sinclinalului extern (Ausenmülde Uhlig).
2. „ depozitelor cretacice inferioare } Zona internă
3. „ Gresiei de Tarcău. } sau beskidică

Institutul Geologic al României

4. „ Marginală sau Zona subbeskidică.

In cercetărilor noastre ne-am ocupat numai cu primele trei zone de oare ce chiar în valea Trotușului, zona marginală este bine cunoscută din alte lucrări.

DESCRIEREA GEOLOGICĂ A REGIUNEI.

La constituția stratigrafică a acestor trei zone iau parte, în cuprinsul regiunei studiate de noi, următorele formațiuni:

A. In zona gresiei de Tarcău.

1. Pliocenul reprezentat prin nisipurile și marnele cu cărbuni din bazinul Comăneștilor.
2. Eocenul reprezentat prin:
   a) gresia de Tarcău;
   b) șisturi marnoase cu fucoide și gresii sistoase cu hieroglife și vine de calcit.
3. Cretacicul inferior reprezentat prin șisturi negre (Baremian).

B. In zona depozitelor cretacice inferioare.

1. Aptianul reprezentat prin:
   a) Conglomerate poligene;
   b) Gresii;
   c) Șisturi.
2. Baremianul reprezentat prin șisturi negre.
3. Hauterivianul reprezentat prin șisturi calcaroase cenușii.

C. In zona sinclinalului extern.

1. Aptianul reprezentat prin șisturi, calcare și conglomerate.
2. Hauterivianul reprezentat prin șisturi calcaroase cenușii.
3. Jurasicul (?)
4. Permianul reprezentat prin:
   a) calcare dolomitice (Verucano dolomit);
   b) conglomarate cuarțitice (Verucano congl).
5. Șisturi cristaline.

Descrierea petrografică a acestor depozite s'a făcut de mai multe ori până acum așa că socotim de prisos să o mai repetăm. In cele ce urmează vom arătă numai care este răspândirea acestor depozite în cuprinsul zonelor studiate de noi, care sunt raporturile tectonice dintre ele și în fine care sunt raporturile tectonice dintre zonele enumerate mai sus.

Institutul Geologic al României

A Zona gresiei de Ţarcău.

Zona gresiei de Tarcău, caracterizată prin enorma desvoltare a acestei gresii, formează în regiunea studiată o bandă de peste 17 Km. lăţime, cuprinsă între gura părăului Ciugheş la West şi basinul Comăneştilor la Est. Dacă avem în vedere că gresia de Tarcău constitue pe o lărgime de încă trei Km spre Est fundmentul depozitelor pliocene de la Comăneşti, obţinem pentru întreaga zonă o lărgime de peste 20 km.

După cum am arătat mai sus, în zona gresiei de Tarcău din valea Trotuşului sunt reprezentate următoarele etaje geologice:

1. Pliocenul.
2. Eocenul.
3. Cretacicul inferior.

1. Pliocenul.

Pliocenul care pătrunde în ingresiune în interiorul acestei zone, se vede bine deschis pe versantul stîng al Trotuşului în piciorul D a n c i u l u i (Asău). El este constituit din gresii sfărămicioase micacee, în care se află intercalate bancuri subţiri pline cu *Dreisenside*. Gresiile cad cu 40° spre Est şi sunt aşezate discordant peste gresia masivă de Tarcău, care are în general o înclinare de 35-45°, şi une ori chiar mai mare, spre West. Dacă încercăm să ne reprezentăm poziţia gresiei de Tarcău în timpul depunerei Pliocenului, adică dacă readucem la poziţia orizontală aceste depozite, găsim pentru gresia de Tarcău o înclinare de aproape 90° sau chiar înclinare spre Est. Faptul acesta ne-a făcut să considerăm bancurile de gresie de Tarcău, care vin în contact cu Pliocenul, ca reprezentând flancul invers al unui anticlinal răsturnat spre Est.

2. Eocenul.

Eocenul constituit dintr'un orizont grezos-şistos la bază şi din gresia masivă de Tarcău la partea superioară, acopere aproape în toată întinderea ei zona gresiei de Tarcău.

Orizontul şistos este deschis numai în văile adânci, în axa anticlinalelor mai importante, pe când gresia masivă nu numai că umple sinclinalele, dar închide, pe înnălţimi, prin bolţi largi, şi anticlinalele în care apare orizontul şistos.

3. Cretaciul inferior.

Cretacicul inferior, reprezentat prin şisturile negre (stratele de Audia) foarte probabil de vârstă baremiană, apar în zona gresiei de Tarcău în axa unui anticlinal important al depozitelor eocene. In această situaţie ele mai sunt cunoscute şi în alte părţi în cuprinsul acestei zone. Cu stu-

Institutul Geologic al României

diului stratigrafic al lor ne vom ocupa mai de aproape când vom descrie zona cretacică.

Am studiat alcătuirea stratigrafică și tectonică a zonei gresiei de Tarcău pe valea Trotușului și pe pârâul Sulța.

Pe valea Trotușului (profilul IV), dela marginea vestică a basinului Comăneștilor până la Goioasa, se întâlnește gresia masivă de Tarcău, care formează două anticlinale, primul la Straja, aplecat cu 40°—50° spre Est și al doilea la gura pârâului Ciobănașul, cu poziția aproape normală.

La Goioasa apare, de sub gresia de Tarcău, orizontul inferior șistos al Eocenului având o lărgime de peste 1 Km. Pe flancul de Est al acestui anticlinal gresia de Tarcău stă aproape verticală, pe când pe acel de West ea înclină cu 50°—60° spre West. Cuta este deci asimetrică.

O zonă de gresie de Tarcău, lată numai de câte-va sute de metri, separă acest anticlinal de un al doilea anticlinal de șisturi eocene, care apare la Preluci. Și acest anticlinal are aceiaș direcțiune, aproape aceiaș lărgime și prezintă și el aceias asimetrie, mai puțin pronunțată însă, ca și anticlinalul de la Goioasa.

Amândouă aceste anticlinale de Eocen șistos se observă numai în valea adânc erodată a Trotușului, apărând de sub gresia de Tarcău ca două butoniere alungite în direcțiune NNW—SSE; munții Cărunta (1523 m) care formează versantul sudic al Trotușului și Muncelul (1309 m) care formează pe cel nordic, sunt constituiți numai din gresia masivă de Tarcău.

Între cătunul Preluci și gura pârâului Șulța, gresia masivă de Tarcău mai apare încă odată, cu o lărgime de peste 1 Km. formând în totul un sinclinal, pe flancul de răsărit al unui mare anticlinal de șisturi și gresii șistoase eocene, în axa căruia, între Cotumba și Brusturoasa, apar șisturile negre (stratele de Audia.) Aceasta este fără îndoială cuta cea mai însemnată din întreaga zonă a gresiei de Tarcău (Profilele II și III).

Contactul între stratele de Audia și orizontul inferior al Eocenului de pe flancul de răsărit al anticlinalului se vede foarte clar pe Coasta Sâmbrei, unde amândouă aceste grupe de strate sunt așezate vertical și au direcțiunea N—S.

Pe flancul westic al anticlinalului, contactul dintre șisturile negre și Eocen este acoperit de pornituri și de depozite aluviale.

Orizontul șistos al Eocenului se continuă la deal pe valea Trotușului până aproape de gura pârâului Cuchinișului, unde reapar gresiile masive pe o lărgime de peste 600m; aproape de contact Eocenul șistos este inclinat cu 60° la West, căzând astfel sub gresia de Tarcău.

Institutul Geologic al României

Anticlinalul de şisturi eocene descris mai sus, la Brusturoasa, se găseşte în continuare spre Sud şi pe valea pârâului Şulţa (Profilul IV). Aci însă şisturilr negre din axă nu mai apar la zi, ci rămân foarte probabil în adâncime. Pe primii 4 Km. de la gura pârâului la deal, apare numai orizontul şistos al Eocenului înclinat constant cu 35°—50° spre West şi formează de sigur mai multe cute aplecate către Est. Urmează apoi, pe o lărgime de aproape 3 Km. o zonă costituită din gresii masive, zonă care corespunde gresiilor pe care le-am întâlnit pe valea Trotuşului pe flancul de West al anticlinalului de şisturi eocene dela Brusturoasa cu o lărgime numai de 600 m.

La West de acest sinclinal al gresiei de Tarcău, atât în valea Trotuşului cât şi pe pârâul Şulţa, reapare, pe o lărgime foarte mică, orizontul şistos al Eocenului care ia contact cu Apţianul dealungul unei linii de falie. Dealungul acestei linii apar în câte-va locuri şisturile negre.

Sava Athanasiu [1]) le menţionează la nord de Palanca, pe părâul Şanţului, împreună cu calcare organogene cu *Numuliţi*, cari aparţin incontestabil orizontului şistos de la baza gresiei de Tărcău. In valea Trotuşului însă, contactul între zona Cretacicului şi zona gresiei de Tarcău, se face direct între Aptian şi orizontul şistos al Eocenului, căci şisturile negre nu reapar aci între aceste două formaţiuni.

In continuarea spre Sud a acestei linii de falie, pe pârâul Şulţa (Prof. IV) şisturile negre reapar la gura părâului Cotumbiţa. Eocenul şistos se înterpune şi aici între şisturile negre şi gresia de Tarcău, formând o bandă de aproape 3 0 m. lărgime, în care stratele înclină cu 60° la West. De oare ce aceiaşi înclinare o are şi gresia de Tarcău, s'ar părea că orizontul şistos al Eocenului stă, ca poziţie stratigrafică, deasupra ei. In realitate însă avem deaface cu o cută răsturnată. Aproape de baza sa, gresia masivă este mărunt conglomeratică şi în aceste conglomerate am putut găsi *Alveoline*.

Contactul între şisturile negre şi Eocen este tăiat în valea Şulţa, de pârâul Cotumbiţa, astfel că nu este clar vizibil. Dar imediat pe versantul de apus (drept) al acestui părâu, chiar la gura lui, se văd şisturile negre căzând slab spre West, ca şi cum ar sta deasupra Eocenului şistos. Cum şisturile negre sînt incontestabil mai vechi de cât şisturile grezoase ale Eocenului şi acestea la rândul lor mai vechi de cât gresia de Tarcău, nu putem interpreta această sucesiune inversă de cât ca un flanc de anticlinal răsturnat spre Est.

Ceva mai la deal pe pârâul Şulţa, adică spre apus, deasupra şisturilor negre, se aşterne, concordant, orizontul inferior şistos al Apţianului, aproape orizontal sau slab înclinat către West.

[1]) Sava Athanasiu, Raport asupra activităţii pe anii 1906—1907. An. Inst. Geol. al României Vol. I pag. L. 1908.

Institutul Geologic al României

In general privită, zona gresiei de Tarcău, apare, în valea Trotușului ca o mare zonă sinclinală, despărțită în două sinclinale secundare de anticlinalul de la Brusturoasa. Acest anticlinal poate fi considerat ca o boltă largă, descompusă în cute mai mici, cum sunt anticlinalele de la Preluci și Goioasa Acoperișul acestei bolte îl formează gresia masivă de Tarcău sub care orizontul inferior șistos apare mai mult sau mai puțin îngrămădit. Axul ei este format de șisturile negre de la Brusturoasa cari apar ca un sâmbure de străpungere în mijlocul depozitelor Eocene.

Cutele sunt în general aplecate la Est și această aplecare este mai pronunțată pe ambele margini ale zonei sinclinale. In zona centrală cutele se apropie mai mult de cutele normale.

Linia de contact dintre zona gresiei de Tarcău și zona dela West a Flișului cretacic inferior o socotim ca o însemnată linie de falie, căci dealungul ei contactul între formațiunile cari constitue cele două zone se face foarte variat, între subdiviziunile Cretacicului inferior (Apțian sau șisturi negre) și intre subdiviziunile Eocenului (Eocen șistos sau gresie de Tarcău).

B. Zona Flișului cretacic inferior.

Zona Flișului cretacic inferior, cu o lărgime de aproape 13 Km, este foarte bine reprezentată in valea Trotușului de la gura părâului Cuchinișul la deal. Ea se află cuprinsă intre zona gresiei de Tarcău la răsărit și între sinclinalul extern al șisturilor cristaline la apus, fiind separată de amândouă aceste unități tectonice prin linii de dislocație.

In cuprinsul acestei zone se întâlnesc următoarele formațiuni geologice:

1. Depozite apțiene.
2. Depozite baremiene (șisturile negre).
3. Depozite hauteriviene (Stratele cu Aptychus).

Apțianul și Hauterivianul iau parte ca unități bine desvoltate și dinstincte la constituția acestei zone, pe când șisturile negre apar numai local, pe unele linii de dislocație mai importante.

1. Apțianul.

Apțianul este constituit dintr'o serie de depozite marnoase și gresoase asemănătoare cu depozitele care în valea Bicazului [1], în valea Teleajenului [2] și în valea Prahovei [3], coprind *Orbitoline* și care, pentru

[1] Gh. Macovei și I. Atanasiu L. c.

[2] D. M. Preda. Geologia și tectonica părței de răsărit a Județului Prahova. An. Inst. Geol. al României Vol X. 1924.

[3] L. Mrazec, I. Popescu-Voițești și Gh. Macovei. Asupra vârstei stratelor de Comarnic. D. d. samă Vol. III. pag. 79. 1912.

Institutul Geologic al României

acest motiv, au fost considerate ca aparţinând Apţianului. Ele corespund ca nivel stratigrafic stratelor de Comarnic din valea Prahovei şi foarte probabil şi stratelor de Babşa şi Farcaşa din Nordul Moldovei [1].

Pe valea Trotuşului nu apar gresiile şi conglomeratele care constituesc orizonturile superioare ale Apţianului şi care în regiunile menţionate mai sus se găsesc foarte bine desvoltate. HERBICH menţionează însă gresii şi conglomerate sub vârful Apa (1350) şi pe pârâul Tarhavas. [2].

2. BAREMIANUL (ŞISTURILE NEGRE).

Şisturile negre, bine caracterizate prin aspectul lor petrografic particular, apar fie ca sâmbure de străpungere în mijlocul zonei gresiei de Tarcău, fie la baza depozitelor apţiene dealungul liniei de contact dintre zona Flişului cretacic inferior şi aceia a gresiei de Tarcău.

In Bucovina [3] şi în bazinul Bistriţei [4] au fost atribuite Baremianului numai pe consideraţiuni stratigrafice, căci pretutindeni ele sunt lipsite de fosile. Argumentele cari s'au adus în sprijnul acestei păreri sunt însă suficiente ca să putem considera vârsta baremiană a şisturilor negre ca foarte probabilă.

In această concepţie, anticlinalele de şisturi negre din zona gresiei de Tarcău trebuesc privite ca anticlinale cu caracter diapir, căci pe flancurile lor lipsesc orizonturi şi une ori chiar etaje întregi. Astfel la Brusturoasa, de pe flancul lor lipseşte Senonianul; ceva mai la sud, însă, la poiana Uzului, acest etaj se întâlneşte între şisturile negre şi Eocen.

Când şisturile negre apar pe linia de contact între zona Gresiei de Tarcău şi zona Flişului cretacic inferior, pe flancul lor de răsărit lipseşte Apţianul (poate şi Senonianul) şi uneori Eocenul şistos pe când pe flancul lor de apus ele suportă, concordant şi bine dezvoltat, Apţianul inferior.

Poziţia şisturilor negre, considerate ca baremiene, fiind între stratele cu *Orbitolina* (Apţiene) şi stratele cu *Aptychus* (hauteriviene), ar fi logic să le găsim intercalate normal şi între aceste două grupe, acolo unde există acest contact, ceace după câte ştim nu s'a constatat până acum nicăeri. Intr'adevăr, şisturile negre apar sub Apţian numai pe flancul de răsărit al zonei apţiene. Ele lipsesc însă pe flancul de apus

[1] SAVA ATHANASIU. Rapot asupra activităţei pe anii 1906—1907. An. Inst Geol. al României Vol. I. pag. XLVI 1908.

[2] F. HERBICH Das Széklerland 1878 Pag. 201—202.

[3] SAVA ATHANASIU. Raport asupra activităţii dela 1 Aprilie 1909 - 1 Ianuarie 1910 An. Inst. Geol. al României Vol. IV. pag. LIII 1913.

[4] GH. MACOVEI şi I ATANASIU L. c.

Institutul Geologic al României

dintre Apțian și Hauterivian, acolo unde ar fi normal să le găsim. Acest enomen pare a fi general pentru toată zona Flișului cretacic inferior. Pe valea Bicazului, la Chisirig, între Apțian și Hauterivian în loc de șisturi negre se intercalează conglomerate cu elemente remaniate din Hauterivian, gresii dure si șisturi fin micacee, mai mult sau mai puțin negricioase. Aceste depozite ar putea fi considerate ca baremiene și deci privite ca un facies mai vestic (mai intern) al șisturilor negre care apar pe flancul de Răsărit al zonei Apțiene [1]). Grupa aceasta nu am observat'o pe valea Trotușului, între Hauterivian și Apțian. Cum însă cercetările noastre au cuprins în această regiune numai o suprafață restrânsă de teren, nu putem afirmă cu siguranță lipsa ei. Dacă ea lipsește cu adevărat, lipsa ei poate fi explicată fie admițând în valea Trotușului, o linie de falie între Hauterivian și Apțian, falie dealungul căreiea Baremianul ar fi fost laminat, fie considerând succesiunea de strate de la Chisirig ca un fenomen local. In acest caz nu este exclus ca Baremianul, cu un alt facies de cât șisturile negre, să fie reprezentat printr'o grupă de strate cuprinse de noi în Hauterivian sau în Apțian, ori să lipsească cu totul. Cu datele pe cari le avem din valea Trotșului, chestiunea aceasta nu poate fi rezolvată

3. Hauterivianul (stratele cu aptychus).

Stratele cu *Aptychus* sunt identice ca înfățișare petrografică cu depozitele din valea Jidanului, cu acelea de la Zaizon și cu stratele de Sinaia din valea Prahovei. La Zaizon se citează [1]) în această grupă de strate *Rhynchonella peregrina*, fosil pe baza căruia li se atribue vârsta Hauteriviană. Herbich [2]) menționează pe pârâul Görbe, la fundul Trotușului și un *Aptychus Didai* Coq.

Aprope în totalitatea ei, zona aceasta este ocupată aproximativ jumătate de depozite apțiene (în partea de răsărit) și jumătate de depozite hauteriviene (în partea de apus). După cum am arătat mai sus, depozitele baremiene (șisturile negre) nu se întâlnesc decât pe marginea de răsărit a zonei cretacice, formând dealungul liniei de dislocație care separă această zonă de zona gresiei de Tarcău, două butoniere alungite în lungul faliei: una pe pârâul Șanțului și alta pe valea Șulței, la confluența cu pârâul Cotumbița. In celelalte părți ale faliei, Apțianul ia contact direct cu Eocenul din zona gresiei de Tarcău, pe care-l încalecă dealungul acestei linii.

[1]) Gh. Macovei și I. Atansiu l. c.
[1]) U. Uhlig. Bau u. Bild d. Karpaten pag. 180
[2]) F. Herbich. Das Széklerland pag. 200

Institutul Geologic al României

De la linia de contact cu gresia de Tarcău, Apţianul se întinde spre West, cu o lărgime mijlocie de 5 Km., formând în general un sinclinal puţin aplecat la Est care se poate urmări până la gura pârâului Bolovăniş, (Balvanyos) unde această grupă ia contact cu Hauterivianul.

Pe pârâul Sulţa (Profilul IV) şisturile apţiene au o înclinare slabă spre West. Ele stau normal deasupra şisturilor negre şi împreună cu ele încalecă Eocenul zonei Gresiei de Tarcău delungul faliei care mărgineşte la răsărit zona Flişului cretacic inferior.

Pe valea Trotuşului, in dreptul comunei Ciugheşul, Apţianul inclină tot spre West, încălecând şi aici Eocenul dealungul aceleiaş linii de falie. Aripa de Est a sinclinalului apţian se poate urmări, pe Trotuş la deal, până la gura părâului Şanţului unde era vechea frontieră. Pe această distanţă sisturile sunt relativ frământate formând o serie de cute strânse. Chiar la gura părâului Şanţului ele inclină cu 55° spre W. Ceva mai la Nord pe acest părâu, flancul de răsărit al sinclinalului apţian a fost urmărit de Sava Athanasiu [1]) care a constat aceiaş dispoziţie tectonică faţă de zona gresiei de Tarcău. Ca şi în valea Şulţei se interpune şi aici intre cele două zone o butonieră de şisturi negre.

Pe aripa de apus a sinclinalului, Apţianul ia contact cu Hauterivianul, fiind foarte probabil încălecat de acesta. (Profilul I).

Zona sinclinalului apţian din această regiune corespunde cu marele sinclinal al şisturilor cu Orbitoline care se poate urmări dealungul Carpaţilor Orientali din basinul Bistriţei până in valea Teleajenului.

Pretutindeni această zonă este formată din stratele cu Orbitoline la bază şi din gresii şi conglomerate la partea superioară. Pe valea Trotuşului noi am întâlnit Apţianul reprezentat numai prin şisturile marnoase grezoase (orizontul inferior); cad însă în coprinsul acestui sinclinal conglomeratele întâlnite de Herbich [1]) pe cărarea care urcă spre vârful Apa (1330) la Sud de Ghimeş, şi pe pârâul Tarhauş la Nord de valea Trotuşului, care corespund foarte probabil diviziunei superioare conglomeratice a Apţianului.

La West de sinclinalul apţian se desvoltă, pe o lărgime de circa 7½ Km., stratele cu Aptychus care ocupă spre apus restul zonei cretacice inferioare până la zona sinclinalului cristalin extern. Contactul între Apţian şi Hauterivian nu este bine vizibil pe valea Trotuşului; insă numai câteva sute de metri mai la West de acest contact, în malul drept al Trotuşului, stratele cu Aptychus cad cu 30° spre West, fiind aplecate asupra Apţianului de la răsărit, aşa cum acesta este aplecat peste Eocenul zonei gresiei de Tarcău. Am discutat mai sus dacă ar trebui pusă o linie de

[1]) F. Herbich. Das Széklerland 178 pag. 201.

Institutul Geologic al României

dislocație între Apțian și Hauterivian și am conchis că datele culese de noi pe valea Trotușului, nu sunt suficiente pentru lămurirea acestei probleme.

Urmărind în susul văei Trotușului, adică spre West, desvoltarea stratelor cu Aptychus (Profilul I) constatăm că ele formează mai multe cute, între care cele mai însemnate sunt: un sinclinal cam în dreptul pârâului Hideg și un anticlinal ce se întâlnește 2 Km. mai la deal. Amândouă cutele sunt aproape normale și au direcția N. 25° W.

Apropiindu-ne de marginea externă a șisturilor cristaline, remarcăm o accentuare a cutelor pe care le fac stratele cu Aptychus și în acelaș timp o prepronderanță a intercalațiilor grezoase asupra șisturlior calcaro-marnoase.

Stratele cu Aptychus iau contact cu zona șisturilor cristaline dealungul unei linii de dislocație, cu studiul căreia ne vom ocupă mai departe. Remarcăm numai faptul că pe pârâul Antalok, între dolomitele permice și stratele cu Aptychus se interpune o grupă de șisturi grezoase, negre, puțin micacee și relativ silicioase, care se deosibesc ușor de stratele cu Aptychus și nu se pot apropia de nici unul din termenii cunoscuți de noi în Fliș. Singurile strate cu care ar avea oare care asemănare petrografică, ar fi șisturile negre. Aceste strate au căderea spre Est și poziția lor stratigrafică este între calcarele dolomitice și stratele cu Aptychus. Ele ar putea fi de vârstă jurasică. O precizare mai apropiată nu o putem face numai după observațiile de pe pârâul Antalok.

C. Zona sinclinalului cristalin extern.

Uhlig [1]) a remarcat că la marginea lor externă șisturile cristaline ale Carpaților orientali formează un sinclinal larg, pe care îl numește Ausenmülde, și în care se găsește, mai mult sau mai puțin complect păstrată, seria permo-mesozoică. Aripa internă a acestui sinclinal o formează masa principală a șisturilor cristaline, iar aripa din afară (de răsărit) e formată de o lamă îngustă de șisturi cristaline care se interpune între Fliș și depozitele mesozoice de pe cristalin.

Existența acestui sinclinal extern se constată și în basinul Trotușului. Pe pâraele Antalok, Sötet și Görpe, afluenți ai Trotușului în dreptul comunci Lunca, zona Flișului cretatic vine în contact cu calcarele cenușii dolomitice care formează cotele 1133 și 1127. Pe linia de contact apar, pe pârâul Antaloc chiar la ramificarea sa, blocuri de conglomerate cuarțitice. Conglomeratele acestea împreună cu calcarele dolomitice reprezintă grupa verucanică (Verucano-congl. u. dolom. Uhlig) așa cum o găsim în nenumăratele puncte pe marginea externă a Carpaților

[1]) V. Uhlig. Bau u. Bild der Karpaten.

Institutul Geologic al României

cristalini orientali, grupă care este termenul cel mai inferior al seriei sedimentare nemetamorfozate care stă desupra şisturilor cristaline.

Am dedus din prezenţa conglomeratelor cuarţitice că nu departe dedesupt trebue să se afle cristalinul care ar reprezenta aripa externă a sinclinalului, fapt care s'a confirmat, căci pe pârâul Sötet, care se varsă în Trotuş inmediat la Sud de Antaloc, am întâlnit pe aceiaş linie şi blocuri de şisturi cristaline. Aici avem deci, fără îndoială, deaface cu aripa din afară a sinclinalului extern.

Blocurile de cristalin corespund cu şisturile cristaline cari apar pe valea Dămucului (Bicaz) şi mai spre Nord pe pâraele Pintecul şi Prisacani, în afara masivelor permo-mesozoice care stau pe cristalin

Contactul între aripa externă a şisturilor cristaline şi stratele cu Aptychus (Profilul I) este bine vizibil pe pâraele Antalok şi Sötet. Chiar la contact, atât stratele cu Aptychus, cât şi aripa externă stau aproape vertical sau au chiar cădere estică (pârâul Antalok). Pe piciorul între pâraele numite mai sus, stratele cu Aptychus cad cu 20^0—30^0 W, iar în malul Trosuşului, mai jos ca altitutine cu câte-va zeci de metri de cât poziţia precedentă, aceleaş strate au înclinarea de 70^0 spre W. Aceste poziţii ne arată că în inmediata apropiere a contactului cu aripa externă a şisturilor cristaline, stratele cu Aptychus formează un anticlinal aplecat spre Est pe care-l considerăm ca reflexul unui solz mai profund al şisturilor cristaline.

Din cele arătate mai sus rezultă că linia de contact între cristalin şi Fliş este, în valea Trotuşului, o falie corespunzătore unei scufundări—probabil în trepte—a Flişului faţă de cristalin, scufundare a cărei adâncime ar fi cel mult egală cu grosimea depozitelor permice, triasice şi jurasice de pe cristalin.

Spre West, adică spre axul sinclinalului cristalin extern, urmează pe pârâul Sötet, peste dolomite, stratele cu Aptychus căzând slab spre W; deasupra lor stă un conglomerat poligen in grosime de câte-va zeci de metri care le separă de şisturi, întrutotul asemănătoare cu stratele cu Orbitoline. Ultimul termen pe care l'am atins spre West, sunt calcare cu *Caprotine* cari probabil formează axa sinclinalului împreună cu conglomeratele care de obicei le insoţesc.

Inprejurări indepedente de noi ne-au inpedicat să urmărim succesiunea seriei sedimentare şi pe cellalt flanc al sinclinalului până la cristalin. Este însă sigur, după cum am văzut, că pe pârâul Görbe, la o distanţă oarecare apar şisturile cristaline care reprezintă flancul de apus al sinclinalului.

Institutul Geologic al României

CONCLUZIUNI

Din cele expuse în lucrarea de față rezultă că în valea Trotușului, între masa principală a șisturilor cristaline și zona maginală a Flișului, se pot distinge trei zone tectonice bine individualizate.

Zona cea mai de apus este formată de Sinclinalul cristalin extern. Depozitele mesozoice care umplu acest sinclinal au în valea Trotușului aceiași desvoltare ca și în Nordul Moldovei. Ele sunt constituite la bază din conglomerate (Verucano), gresii si calcare dolomitice permiene, iar la partea superioară din calcare și conglomerate apțiene. In nordul Moldovei și în Bucovina, între calcarele dolomitice și conglomeratele apțiene, apar une ori depozite triasice și jurasice. In valea Trotușului nu am putut dovedi existența acestor termeni stratigrafici

Din punct de vedere tectonic, sinclinalul cristalin extern corespunde, spre Nord, cu zona clipelor pieninice, iar spre Sud cu depozitele mesozoice din Bucegi.

Zona Flișului cretacic inferior se alătură spre Est sinclinalului cristalin extern. In valea Trotușului zona aceasta este constituită din depozite cari aparțin Hauterivianului, Apțianului și Baremianului. Hauterivianul formează partea de West a zonei, iar Apțianul pe acea de Est. In sinclinalele apțiene s'au păstrat une ori, pe vârfurile înalte, gresii și conglomerate care spre Nord corespund cu gresiile și conglomeratele din Ciahlău și Stânișoara, iar spre Sud cu cele din Zăganu. Baremianul, reprezentat prin șisturi negre, apare ca butoniere anticlinale numai la parte de răsărit a zonei.

Din punct de vedere tectonic zona aceasta reprezintă partea internă (de apus) a zonei beschidice (Uhlig) sau interne (S. Athanasiu). După tudiile mai noui (L. Mrazec și I. P. Voiteşti) ea cade în întregime în coprinsul pânzei gresiei de Siriu; numai conglomeratele apțiene de pe vârfurile înalte ar aparține pânzei conglomeratului de Bucegi.

Zona gresiei de Tarcău formează partea cea mai de răsărit a zonei interne. In valea Trotușului ea este constituită aproape în întregime din depozite eocene, reprezentate la bază prin șisturi şi gresii cu vine de calcit, iar la partea superioară prin gresia masivă de Tarcău.

Baremianul (șisturile negre) apare numai arare ori în cuprinsul acestei zone, în butoniere mici, cu carçter de sâmburi de străpungere. Spre Nord gresia de Tarcău a fost urmărită până în valea Bistriței, la Buhalnița, unde dispare, iar spre Sud se afundă în pintenul de Homorâciu, la Nord de Vălenii de Munte.

Din puncte de vedere tectonic zona aceasta corespunde părței externe (de răsărit) a zonei beskidice sau interne; în lucrările D-lor L.

Institutul Geologic al României

Mrazec şi I. P. Voiteşti, ca a fost cuprinsă parte în pânza gresiei de Siriu, parte în pânza gresiei de Fuzaru.

Aeeste trei zone sunt separate între ele prin linii tectonice însemnate, linii dealungul cărora a avut loc o scufundare în trepte a zonelor din afară faţă de cele mai interne: zona cretacică inferioară este scufundată faţă de sinclinalul cristalin extern întocmai cum gresia de Tarcău este scufundată faţă de zona cretacică inferioară. Pe aceleaşi linii se poate constată în unele puncte şi o încălecare a zonelor mai înalte asupra zonelor scufundate. Nicăeri însă aceasta încălecare nu depăşeşte amploarea cutelor aplecate sau a cutelor solzi, comune în Flişul carpatic.

Institutul Geologic al României

LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE

DE LA

PARTIE SUPÉRIEURE DE LA VALLÉE DU TROTUȘ

(AVEC UNE ESQUISSE GÉOLOGIQUE ET 4 PROFILS)

PAR

D. M. PREDA et I. ATANASIU

INTRODUCTION.

Les recherches géologiques effectuées ces dernières années en Moldavie, dans le bassin de la Bistrița [1]) et en Valachie, dans la partie supérieure de la vallée de Teleajen [2]) ayant révélé une similitude remarquable dans la constitution stratigraphique et tectonique de la zone du Flysch, nous ont déterminés à étudier cette zone dans la vallée du Trotuș aussi, afin de voir si nous y pouvons constater la même structure géologique. Située à peu près à distance égale entre les vallées de la Bistrița et du Teleajen, la vallée du Trotuș peut fournir un trait d'union important entre les travaux géologiques mentionnés plus haut.

Nos recherches s'étendirent, sur le Trotuș, depuis le bord occidental du bassin pliocène de Comănești (en face du village Asău) jusqu'a Lunca, où nous avons atteint la limite orientale des schistes cristallins, et sur la petite vallée de Sultza depuis son embouchure jusqu'à sa confluence avec le ruisseau de Burda.

L'esquisse géologique annexée à cet ouvrage est complétée par les données inédites qui furent mises à notre disposition par M[r] le Professeur Sava Athanasiu, données dont nous nous sommes servis aussi pour établir notre itinéraire sur le territoire de l'Ancien Royaume. Nous expri-

1) Gh. Macovei et I. Atanasiu. La structure géologique de la vallée de Bistrița entre Pângărați et Hangu [Communication faite à la séance de l'Institut Géologique du 2 Janvier 1920].

2) D. M. Preda. Géologie et Tectonique de la partie oreintale du district de Prahova. Annuaire de l'Institut Géologique de la Roumanie. Vol. X.

Institutul Geologic al României

mons ici notre reconnaissance et nos remerciements à Mr le Prof. Athanasiu.

HISTORIQUE

Lill de Lillienbach est cité dans tous les ouvrages de quelque importance sur le Flysch carpathique avec la mention d'avoir decouvert à Ghimeș les grès à *Exogyra columba*. Le texte auquel se réfèrent les citations est le suivant: „Vers la Trotusch, on entre dans le grès carpathique et des débris nombreux indiquent la présence dans cette contrée de grès marneux à gryphées colombes, semblables à ceux de Poshradie, dans la vallée du Waag, en Hongrie“.[1])

Comme on voit, il ne ressort pas clairement de ce texte la présence de ces fossiles mêmes, mais bien plutôt seulement une ressemblance entre les grès de la vallée du Trotusch et ceux de la vallée du Waag. D'ailleurs, l'observation ne se réfère pas à des roches en place, mais seulement à des blocs, de sorte que si ces *Exogyres* auraient même existé, elles ne pourraient avoir une très grande valeur pour la détermination de l'âge du Flysch de cette région; et nous sommes d'avis que le texte mentionné plus haut ne peut être invoqué pour prouver indiscutablement l'existence du Cénomanien développé en faciès de Flysch, dans la partie supérieure de la vallée du Trotuș,

Herbich divise le Flysch de la vallée du Trotusch en deux horizons:

L'horizon inférieur (Neocomer Karpathensandstein), qui dans le bassin du ruisseau de Görbe contient *Aptychus Diday Coq.*, est représenté par les grès et les marnes calcaires grises visibiles dans la partie superieure de la vallée du Trotuș.

L'horizon supérieur (Oberkreide Karpathensandstein) comprend les marnes, les grès et les conglomérats qui constituent la vallée du Trotuș depuis l'embouchure du ruisseau de Hidegseg en aval.

Le Permo-Triasique est mentionné par cet auteur sur les ruisseaux de Rana et de Görbe, à la base des conglomérats et des calcaires à *Caprotines* qui constituent la faîte des eaux entre le Trotuș et l'Olt [1]).

W. Theisseyre a étudié la vallée du Trotuș de Târgu-Ocna en amont jusqu'à Asău. Il parallélise les grès qui apparaissent à la limite occidentale du bassin pliocène de Comănești avec ceux de la valée d'Uzu et il leur attribue l'âge éocène [2]).

---

2) Lill de Lillienbach. Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaine des Carpathes, etc. Mém. Soc. Géol. de France. Tome I., p. 264, Paris 1833.

1) Fr. Herbich. Das Székler-land 1878.

2) W. Teisseyre: Zur Geologie der Bacau'er Karpathen. Jahrb. der K. K. Geol. R. A. Bd. XLVII. Pag. 718. Wien 1897.

Institutul Geologic al României

Sava Athanasiu décrit dans cette région les grès de Tarcău et les sépare pour la première fois comme une unité distincte dans la zone interne du Flysch, leur attribuant l'âge éocène moyenne. Quant à leur tectonique, Mr Athanasiu observe que le long de leur bord oriental, ils forment des anticlinaux inclinés vers l'Est [3]).

Dans le rapport sur l'activité de l'Institut Géologique de Roumanie pendant les années 1906—1907, où il s'occupe aussi de la vallée supérieure de Trotuș, il mentionne des *Nummulites* sur le ruisseau de Șanțu (près de Palanca), d'Asău et de Ciobanuș et décrit les schistes noirs de Palanca (ruisseau de Șanțu) et du ruisseau de Sulța. Il subdivise l'Eocène moyen et supérieur qui selon lui constituent toute la zone interne du Flysch de la vallée du Trotuș, en trois horizons : les grès de Tarcău à la base, les schistes noirs dans la partie moyenne et le Barthonien à la partie supérieure. Dans le Barthonien sont compris aussi bien les grès schisteux à veines de calcite qui,de Brusturoasa en amont, apparaissent dans la vallée du Trotuș à la base du grès de Tarcău, que la partie inférieure schisteuse de l'Aptien de Palanca et de Sulța. Cette interprétation, que nous considérons aujourd'hui comme erronée, apparaît justifiée si nous tenons compte d'une part qu'il était admis à peu près à l'unanimité par les connaisseurs du Flysch que les schistes noirs sont d'âge éocène, d'autre part qu'à Palanca (ruisseau de Șanțu) et sur le ruisseau de Sulța, les schistes noirs et l'Aptien qu'elles supportent se trouvent dans une situation anormale par rapport au grès de Tarcău, le chevauchant le long d'une ligne de faille ; comme l'âge éocène du grès de Tarcău était établi par la présence des *Nummulites*, la superposition (anormale) des schistes noirs au-dessus du grès apparaissait comme une preuve de l'âge éocène supérieure de ces schistes et conduisait logiquement à la succession stratigraphique mentionnée plus haut.

Au cours des années suivantes, en étudiant le Sud de la Bucovine, M. Athanasiu parvint à la conclusion que les schistes noirs sont fort probablement d'âge barrémien [1]). Il va de soi que cette nouvelle conception a changé complètement la succession stratigraphique mentionnée plus haut et a ouvert la voie vers une autre interprétation en ce qui concerne l'âge et la tectonique de quelques-uns de termes qui constituent le Flysch.

Les études géologiques effectuées dans les derniers temps en Mol-

3) S. Athanasiu: Annuaire de l'Institut Géol. de Roumanie. Vol. IV, pag. XLVII. Buc. 1908.

1) S. Athanasiu : Rapport sur l'activité du 1-er avril 1908 au 1-er janvier 1910. Annuaire l'Institut Géol. de Roumanie. Vol. IV, p. LIII. 1910.

Institutul Geologic al României

davie [2]) (dans la vallée de Bistritza) et en Valachie [2]) (vallée du Teleajen ont montré qu'il existe à la partie la plus occidentale du Flysch une zone constituée à peu près exclusivement de dépôts crétacées inferieurs représentés par

Les couches à Aptychus (Hauterivien).
" " d'Audia ou des schistes noirs (Barrémien).
" " à Orbitolines (Aptien).

Au-dessus des couches à *Orbitolines* sont conservées, dans des synclinaux les grès et les conglomérats représentant l'Aptien supérieur et qui forment les monts élevés de cette zone (Ceahlăul, Zăganul).

Vers l'Ouest, c'est à dire vers l'intérieur de l'arc carpathique, la zone formée par les dépôts crétacées inférieurs se trouve en contact anormal avec les schistes cristallins.

Dans le bassin de Bicaz, à la marge externe (orientale) des schistes cristallins, il existe un large synclinal dans lequel s'est conservé à peu prés toute la série des dépôts mésozoïques du Trias jusqu'au Crétacée nférieur inclusivement. L'aile externe de ce synclinal est formé par lame étroite de schistes cristallins qui s'interpose entre le Flysch et les formations mésozoïques du synclinal externe, interrompant ainsi la continuité entre les dépôts sédimentaires non-métamorphosés qui constituent le Flysch et ceux qui sont situés au dessus des schistes cristallins, dans le synclinal externe.

Dans la partie occidentale de la Valachie ce synclinal serait représenté par les dépôts jurassiques de Tătarul et de Zănoaga et par les conglomérats de Bucegi. Les schistes cristallins qui dans le Nord de la Moldavie forment l'aile externe sont restés ici en profondeur. L'anticlinal des couches de Sinaia qui apparaît dans la vallée de Prahova entre Sinaia et Comarnic et qui sépare le conglomérats de Bucegi de ceux de Zăganul, comme en Moldavie les schistes cristallins de l'aile externe séparent les conglomérats de Hăghieș (sur le cristallin) de ceux de Ceahlău, peut être considéré comme leur correspondant tectonique.

Vers l'Est, la zone des dépôts crétacées inférieurs est séparée du reste du Flysch, qui demeure en dehors d'elle, par une importante ligne tectonique, le long de laquelle a eu lieu une dénivellation accompagnée très probablement d'un agenouillement vers l'Est du Flysch crétacée inférieur, au-dessus des dépôts plus recents qui constituent le reste du Flysch.

1) Gh. Macovei et I. Atanasiu. Loc. cit.
2) D. M. Preda. Loc cit.
1) Gh. Macovei et I. Atanasiu. Loc. cit.
2) D. M. Preda. Loc. cit.

Institutul Geologic al României

Dans la vallée du Bicaz, la zone crétacée inférieure se trouve en contact avec une deuxième zone du Flysch, caractérisée par l'énorme développement d'un faciès gréseux de l'Eocène supérieur (Grès de Tarcău).

Dans le bassin du Teleajen, cette zone s'affaisse peu à peu en formant l'éperon de Homorâciu qui est séparé de la zone des dépôts crétacées par une cuvette dans laquelle ont penetré les eaux du Méditerranéen.

Enfin, la zone la plus externe du Flysch, caractérisée par la predominence de l'Oligocène de type marginal (schistes ménilitiques, schistes dissodiliques, grès de Kliwa) est dénommée la zone marginale ou subbeskidique.

L'existence de cette zone fut constatée depuis quelques dizaines d'années, aussi bien en Moldavie que dans la Valachie orientale.

En résumé, des études existants jusqu'à présent, il résulte que dans la partie méridionale des Carpathes orientales, on a pu distinguer les zones suivantes qui sont assez bien caractérisées au point de vue stratigraphique et tectonique :

1. La zone du synclinal externe (Aussenmulde, Uhlig).
2. „ „ des dépôts crétacées inferiéurs } Zone interne
3. „ „ du grès de Tarcău } ou beskidique
4. „ „ marginale ou Zone subbeskidique.

Pendant le cours de nos recherches, nous nous sommes occupés seulement des trois premières zones, parce que précisément dans la vallée du Trotuș la zone marginale est bien connue par d'autres travaux.

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

A la constitution stratigraphique de ces trois zones prennent part, dans la région étudiée par nous, les formations géologiques suivantes :

A. Dans la zone du grés de Tarcău.

1. Le Pliocène représenté par les sables et les marnes à lignites du bassin de Comănești.

2. L'Eocène représenté par:

a) le grés de Tarcău ;

b) des schistes marneux à fucoïdes et des grès schisteux à hyéroglyphes et à veines de calcite.

3. Le Crétacée inférieur représenté par des schistes noirs (Barrémien).

Institutul Geologic al României

B. Dans la zone des dépôts crétacées inférieurs

1. L'Aptien représenté par:
   a) Des conglomérats polygènes à la partie supérieure;
   b) Des grés;
   c) Des schistes à la partie inférieure.
2. Le Barrémien représenté par des schistes noirs.
3. Le Hauterivien représenté par des schistes calcaires-gris.

C. Dans la zone du synclinal externe

1. L'Aptien représenté par des schistes, des calcaires et des conglomérats.
2. Le Hauterivien représenté par des schistes calcaires- gris
3. Le Jurassique (?).
4. Le Permien représenté par:
   a) des calcaires dolomitiques (Verrucano dolomite);
   b) des conglomérats quartzitiques (Verrucano congl.).
5. Les schistes cristallins.

La description pétrographique de ces dépôts fut faite maintes fois de sorte que nous jugeons superflu de la répéter. Dans ce qui suit, nous montrerons seulement quelle est la répartition de ces dépôts dans les zones étudiées par nous, quels sont les rapports tectoniques entre eux et enfin quels sont les rapports tectoniques réciproques des zones énumérée plus haut

A. LA ZONE DU GRÈS E TARCAU

La zone du grès de Tarcău, caractérisée par l'énorme développement de ce grès, forme dans la région étudiée une bande de plus de 17 km. de largeur, comprise entre l'embouchure du ruisseau de Ciughes à l'Ouest et le bassin de Comănești à l'Est. Si nous tenons compte que le grès de Tarcău constitue encore sur une largeur de 3 km. a l'Est le fondement des dépôts pliocènes de Comănești, nous obtenons pour la zone entière une largeur de plus de 20 km.

Comme nous avons montré plus haut, dans la zone du grès de Tarcău de la vallée du Trotusch, sont représentés les étages géologiques suivants:

1). Le Pliocène.
2). L'Eocène.
3). Le Crétacée Inférieur.

Institutul Geologic al României

1. Le plicène

Le Pliocène qui pénètre par ingression à l'intérieur de cette zone, est bien visible sur le versant gauche du Trotuș, dans le «Piciorul Danciului» (Asău). Il est constitué par des grès friables, micacés, dans lesquels se trouvent intercalés des bancs minces remplis de *Dreissensides*. Ces grès plongent de 40° vers l'Est et reposent en discordance sur le grès massif de Tarcău qui a en général un pendange de 35—45° et parfois même davantage vers l'Ouest. Si nous cherchons à nous représenter la position du grès de Tarcău à l'époque de la déposition du Pliocène, c'est-à-dire si nous ramenons ces dépôts à la position horizontale, nous trouvons pour le grès de Tarcău une inclinaison d'environ 90° ou même une inclinaison vers l'Est. Ce fait nous a conduits à considérer les bancs de grès de Tarcău qui viennent en contact avec le Pliocène comme le flanc inverse d'un anticlinal penché vers l'Est.

2. L'Eocéne

L'Eocène, constitué par un horizon gréso-schisteux à la base et par le grès massif de Tarcău à la partie supérieure, recouvre presque dans toute son étendue la zone du grès de Tarcău.

L'horizon schisteux apparaît seulement dans des vallées profondes, dans l'axe des anticlinaux les plus importants, tandis que le grès massif remplit non seulement les synclinaux, mais il recouvre aussi, sur les hauteurs, en larges voûtes, les anticlinaux dans lesquels apparaît l'horizon schisteux.

3. Le cretacée inférieur

Le Crétacée inférieur, représenté par les schistes noirs (couches d'Audia) fort probablement d'âge barrémien, apparaît dans la zone du grès de Tarcău, dans l'axe d'un anticlinal important des dépôts éocènes. Dans cette situation, on connaît les schistes noirs encore en d'autres endroits de cette zone Nous insisterons avec plus de details sur la stratigraphie de ces schistes lorsque nous décrirons la zone crétacée.

Nous avons étudié la constitution stratigraphique et tectonique de la zone du grès de Tarcău dans la vallée du Trotuș et sur la ruisseau de Sulța.

Dans la vallée du Trotuș (profil IV) depuis la marge occidentale du bassin de Comănești jusqu'a Goioasa, on rencontre la grès massif de Tarcău formant deux anticlinaux, l'un à Straja, incliné de 40—50° vers l'Est et l'autre à l'embouchure du ruisseau de Ciobănasch, presque normal.

Institutul Geologic al României

A Goioasa apparaît, sous le grès de Tarcău, l'horizon inférieur, schisteux, de l'Eocène sur une largeur de plus d'un kilomètre. Sur le flanc Est de cet anticlinal le grès de Tarcău est à peu près vertical, tandis que sur l'autre il incline de 50—60° vers l'Ouest. Le pli est donc asymétrique.

Une zone de grès de Tarcău, large seulement de quelques centaines de mètres, sépare cet anticlinal d'un second anticlinal de schistes éocènes qui apparaît à Preluci. Cet anticlinal a la même direction, à peu près la même largeur et présente lui aussi la même asymétrie, moins prononcée toutefois, que l'anticlinal de Goioasa.

Ces deux anticlinaux d'Eocène schisteux s'observent seulement dans la vallée profondément entaillée du Trotuș, apparaissant sous le grès de Tarcău comme deux boutonnières allongées dans la direction NNW-SSE; les monts Cărunta (1523 m.), qui forme le versant méridional du Trotuș et le Muncel (1309 m.), qui forme le versant septentrional, sont constitués seulement de grès massif de Tarcău.

Entre Preluci et l'embouchure du ruisseau de Sulța, le grès massif de Tarcău apparaît encore une fois sur une largeur de plus d'un kilomètre, formant dans l'ensemble un synclinal, sur le flanc oriental d'un grand anticlinal de schistes et de grès schisteux éocènes, dans l'axe duquel apparaissent, entre Cotumba et Brusturoasa, les schistes noirs (les couches d'Audia). Ceci est sans doute le pli le plus important de toute la zone du grès de Tarcău (Profils II et III).

Le contact entre les couches d'Audia et l'horizon inférieur de l'Eocène sur le flanc oriental de l'anticlinal, est très bien visible sur l'escarpement appelé «Coasta Sâmbrei» ou ces deux groupes de couches ont une position presque verticale et sont dirigées N-S.

Sur le flanc occidental de l'anticlinal, le contact entre les schistes noirs et l'Eocène est masqué par des glissements de terrain et des dépôts alluvionnaires.

L'horizon schisteux de l'Eocène se continue en amont dans la vallée du Trotuș jusque prés de l'embouchure du ruisseau de Cuchinișul où réapparaissent les grès massifs sur une largeur de plus de 600 m.; près du contact, l'Eocène schisteux est incliné de 60° vers l'Ouest, en tombant ainsi sous le grès de Tarcău.

L'anticlinal de schistes éocènes qui apparait à Brusturoasa se continue vers le Sud et on le retrouve dans la vallée de la Sultza (Profil IV). Ici toute fois les schistes noirs de l'axe ne sont plus vizibles, elles restent fort probablement en profondeur. Sur les 4 premiers km. de l'embouchure, vers l'amont apparaît seulement l'horizon schisteux de l'Eocène incliné constamment de 35—50° vers l'Ouest et formant sans doute plusieurs plis inclinés vers l'Est. Puis on traverse sur une largeur

Institutul Geologic al României

d'environ 3 km. la zone constituée de grès massif qui correspond aux grès que nous avons rencontrés dans la vallée du Trotuș, sur le flanc Ouest de l'anticlinal de schistes éocènes de Brusturoasa avec une largeur de seulement 600 mètres.

A l'Ouest de ce synclinal du grès de Tarcău aussi bien dans la vallée du Trotuș que dans celle du ruisseau de Sulța, réapparaît sur une largeur très faible l'horizon schisteux de l'Eocène qui prend contact avec l'Aptien le long d'une ligne de faille. Le long de cette ligne apparaissent en quelques endroits les schistes noirs.

Saya Athanasiu[1]) les a rencontrées au Nord de Palanca, sur le ruisseau de Sanțu à la base des calcaires organogènes à *Nummulites* qui appartiennent incontestablement à l'horizon schisteux de la base du grès de Tarcău. Dans la vallée du Trotuș toutefois, le contact entre la zone du Crétacée et la zone du grès de Tarcău se fait directement entre l'Aptien et l'horizon schisteux de l'Eocène, car les schistes noirs ne réapparaissent pas entre ces deux formations.

Dans le prolongement de cette ligne de faille vers le Sud, sur le ruisseau de Sultza (Profil IV), les schistes noirs réapparaissent à l'embouchure du ruisseau de Cotumbița. L'Eocène schisteux s'interpose ici aussi entre les schistes noirs et le grès de Tarcău, formant une bande d'environ 300 m. de largeur, dans laquelle les couches inclinent de 60° vers l'Ouest. C'est parce que le grès de Tarcău a la même inclinaison qu'il semble que l'horizon schisteux de l'Eocène se trouve situé stratigraphiquement au-dessus de lui. En réalité cependant, nous avons à faire à un pli renversé. Près de sa base, le grès massif est conglomératique et dans ces conglomérats, on trouve des *Alveolines*.

Le contact entre les schistes noirs et l'Eocène est coupé dans la vallée de Sulța par le ruisseau de Cotumbița, de sorte qu'il n'est pas nettement visible. Mais immédiatement sur le versant occidental (droit) de ce ruisseau, à son embouchure même, on aperçoit les schistes noirs tombant faiblement à l'Ouest, comme s'ils se trouveraient au-dessus de l'Eocéne schisteux. Comme les schistes noirs sont indubitablement plus anciens que les schistes gréseux de l'Eocène et ceux-ci à leur tour plus anciens que le grès de Tarcău, nous ne pouvons interpréter cette succession inverse que comme un flanc d'anticlinal renversé vers l'Est.

Un peu plus loin vers l'amont sur le ruisseau de Sulța, au-dessus des schistes noirs, repose en concordance l'horizon inférieur schisteux de l'Aptien, à peu près horizontal ou même incliné vers l'Ouest.

Considerée dans son ensemble la zone du grès de Tarcău apparaît, dans la vallée du Trotuș, comme une grande zone synclinale, séparée

1) Sava Athanasiu. Rapport sur l'activité des années 1906 1907. Annuaire de l'Inst. Géol. de Roumanie. Vol. I. p. L, 1908.

Institutul Geologic al României

en deux synclinaux secondaires par l'anticlinal de Brusturoasa. Cet anticlinal peut être considéré comme une large voûte, décomposée en plis de moindre inportance, comme sont les anticlinaux de Preluci et de Goioasa. La couverture de cette voûte est formée par le grès massif de Tarcău sous lequel l'horizon inférieur schisteux apparaît plus ou moins froissée. Son axe est formé par les schistes noirs de Brusturoasa qui apparaissent comme un noyau de percement au milieu des dépôts éocènes.

Les plis sont en général inclinés vers l'Est et cette inclinaison est plus prononcée sur les deux bords de la zone synclinale. Dans la zone centrale, les plis se rapprochent davantage des plissements normaux.

La ligne de contact entre la zone du grès de Tarcău et la zone du Flisch crétacée inférieur, située a l'Ouest, est d'après nous une importante ligne de faille, car sur toute sa longeur, le contact entre les formations qui constituent ces deux zones s'établit avec de nombreuses variations, entre les diverses subdivisions du Crétacée inférieur (Aptien ou schistes noirs) et de l'Eocène (Eocène schisteux ou grès de Tarcău).

B. LA ZONE DU FLYSCH CRÉTACÉE INFÉRIEUR

La zone du Flysch crétacée inférieur, d'une largeur de près de 13 km, est fort bien représentée dans la vallée du Trotuș, depuis l'embouchure du ruisseau de Cuchinișul en amont. Elle se trouve comprise entre la zone du grès de Tarcău à l'Est et entre le synclinal externe des schistes cristallins à l'Ouest, ètant séparée de ces deux unités tectoniques par des lignes de dislocation.

Dans cette zone on rencontre les formations géologiques suivantes:

1. Dépôts aptiens.
2. „ barrémiens (schistes noirs).
3. „ hauteriviens (couches à Aptychus).

L'Aptien et l'Hauterivien participent comme unités bien développées et bien distinctes à la constitution de cette zone, tandis que les schistes noirs apparaissent seulement localement, sur les lignes de dislocation les plus importantes.

1. L'Aptien.

L'Aptien est constitué par une série de dépôts marneux et grèseux semblables aux dépôts qui, dans les vallées du Bicaz[1]), du Teleajen[2])

[1]) G. Macovei et I. Atanasiu. Loc. cit.

[2]) D. M. Preda. Géologie et tectonique de la partié orientale du district de Prahova. Ann. Inst. Géol. de Roumanie. Vol. X. 1924.

Institutul Geologic al României

et de la Prahova [1]) renferment des *Orbitolines* et qui pour ce motif ont été considérés comme appartenant a l'Aptien. Ils correspondent comme niveau stratigraphique aux couches de Comarnic, de la vallée de Prahova et très probablement aussi aux couches de Babșa et de Farcașa du Nord de la Moldavie [2]).

Les grès et les conglomerats qui constituent les horizons supérieurs de l'Aptien et qui dans les régions mentionnées plus haut se trouvent fort bien développées, n'apparaissent pas dans la vallée du Trotuș. Toutefois HERBICH mentionne des grès et des conglomérats sous le sommet d'Apa (1350 m.) et sur le ruisseau de Tarhavas [3]).

2. Le barremien (schistes noirs)

Les schsites noirs bien caractérisés par leux aspect pétrographique particulier, apparaissent soit comme des noyaux de percement au sein de la zone du grès de Tarcău, soit à la base des dépôts aptiens le long de la ligne de contact entre la zone du Flysch crétacée inférieur et celle du grès de Tarcău.

En Bucovine [4]) et dans le bassin de la Bistrița [5]) ils ne furent attribués au Barrémien que d'après des considérations stratigraphiques, car partout ils sont dénués de fossiles. Les arguments apportés à l'appui de cette opinion sont toutefois suffisants pour que nous puissions considérer l'âge barrémien des schistes noirs comme très probable.

D'aprés cette conception, les anticlinaux de schistes noirs de la zone du grès de Tarcău doivent être regardés comme des anticlinaux à caractère diapire, étant donné que sur leurs flancs manquent des horizons et parfois même des étages entiers. Ainsi à Brusturoasa, le Sénonien fait défaut; toutefois un peu plus au Sud, à «Poiana-Uzului» cet étage se rencontre entre les schiste noirs et l'Eocène.

Lorsque les schistes noirs apparaissent sur la ligne de contact entre la zone du grès de Tarcău et la zone du Flysch crétacée inférieur, sur leur flanc oriental manquent l'Aptien, peut-être aussi le Sénonien, et parfois même l'Eocène schisteux, tandis que sur leur flanc occidental, ils supportent l'Aptien inférieur, en concordance et bien développé.

---

[1]) L. MRAZEC, I. POPESCU-VOITEȘTI et GH. MACOVEI. Sur l'âge des couches de Comarnic. Comptes-Rendus des seeances de l'Inst. Geol. de la Roumanie. Vol. III, p. 79. 1912.

[2]) SAVA ATHANASIU. Rapport sur l'activité des années 1906—1907 Ann. Inst. Géol. de Roumanie Vol. I, pag. XLVI.

[3]) F. HERBICH: Das Széklerland. 1878. P. 201—202.

[4]) SAVA ATHANASIU: Rapport sur l'activité du 1er Avril 1909—1er Janvier 1910. Ann. Inst. Géol. de Roumanie Vol, IV. p. L. 1913.

[5]) GH. MACOVEI et I. ATANASIU. Loc. cit.

Institutul Geologic al României

La position stratigraphique des schistes noirs, considérés comme barrémiens, étant entre les couches à **Orbitolines** (Aptien) et celles à Aptychus (Hauterivien), il serait logique de les trouver intercalés normalement entre ces deux groupes, là où existe ce contact. Jusque à present ce fait n'a été constaté nulle part. En effet, les schistes noirs apparaissent sous l'Aptien seulement sur le bord oriental de la zone aptienne. Ils manquent toutefois sur le bord occidental de cette zone, entre l'Aptien et le Hauterivien, là où il serait normal de les rencontrer. Ce phénomène semlbe être général pour toute la zone du Flysch crétacée inférieur. Dans la vallée du Bicaz, à Chisirig, entre l'Aptien et le Hauterivien, au lieu des schistes noirs, s'intercalent des conglomérats à éléments remaniés du Hauterivien, des grès durs et des schistes fins micacés, plus ou moins noirâtres. Ces dépôts pourraient être considérés comme barrémiens et par conséquent comme un faciés plus occidental (plus interne) des schistes qui apparaissent sur le bord d'Est de la zone aptienne[1]). Nous n'avons pas observé ce groupe dans la vallée du Trotuș, entre le Hauterivien et l'Aptien.

Comme toutefois nos recherches ne se sont étendues dans cette région que sur une portion de terrain restreinte, nous ne pouvous affirmer avec certitude son absence. S'il manque effectivement, cette absence peut être expliquée soit en admettant dans la vallée du Trotuș une ligne de faille entre le Hauterivien et l'Aptien, faille le long de laquelle le Barrémien aurait été laminé, soit en considérant la succession de couches de Chisirig comme un phénomène local. Dans ce cas, il n'est pas exclu que le Barrémien soit représenté, avec un autre faciès que celui de schistes noirs, par un groupe de couches classées par nous dans le Hauterivien ou l'Aptien, ou bien qu'il fasse totalement défaut. Les données que nons possédons sur la vallée du Trotuș ne nous permettent pas de résoudre cette question.

3. Le hauterivien (couches à aptychus)

Les couches à *Aptychus* sont identiques comme aspect pétrographique aux dépôts de la vallée de Jidanul, à ceux de Zaizon et aux couches de Sinaia de la vallée de Prahova. A Zaizon, on cite [1]) dans le même groupe de couches *Rhynchonella peregrina*, fossile sur la base duquel on attribue à ces couches l'âge hauterivien. HERBICH[2]) mentionne aussi sur le ruisseau de Görbe, afluent du Trotuș, un *Aptychus Diday* Coq.

[1]) GH. MACOVEI et I. ATANASIU. Loc. cit.
[1]) V. UHLIG. Bau u. Bild d. Karpathen, page 180.
[2]) F. HERBICH. Das Széklerland, page 200.

Institutul Geologic al României

Cette zone est occupée approximativement à moitié de dépôts aptiens (dans sa partie orientale) et à moitié de dépôts hauteriviens (dans sa partie occidentale). Comme nous avons montré plus haut, les dépôts barrémiens (schistes noirs) ne se rencontrent que sur le bord oriental de la zone crétacée, formant le long de la ligne de dislocation que sépare cette zone de la zone du grès de Tarcău deux boutonnières: une sur le ruisseau de Șanțu et l'autre dans la vallée de Sulța, au confluent du ruisseau de Cotumbița. Dans les autres parties de cette ligne, l'Aptien prend contact directement avec l'Eocène de la zone du grès de Tarcău qu'il chevauche.

A partir de la ligne de contact avec le grès de Tarcău, l'Aptien s'étend vers l'Ouest, sur une largeur moyenne de 5 km., formant en général un synclinal un peu incliné vers l'Est que l'on peut suivre jusqu'à l'embouchure du ruisseau de Bolovănis (Balvanyos) où ce groupe prend contact avec le Hauterivien.

Dans la vallée de Sulța, (Profil IV) les schistes aptiens ont une faible inclinaison vers l'Ouest. Ils reposent normalement sur les schistes noirs et chevauchent avec eux l'Eocène de la zone du grès de Tarcău le long de la faille qui borde à l'Est la zone du Flysch crétacée inférieur.

Dans la vallée du Trotuș, près de Ciugheș, l'Aptien pend toujours vers l'Ouest, chevauchant ici aussi l'Eocène le long de la même ligne de faille. L'aile orientale du synclinal aptien peut être suivie jusqu'à l'embouchure du ruisseau de Șanțu où était l'ancienne frontière. Sur ce trajet, les schistes sont relativement froissés et forment une série de plis étroits. A l'embouchure même du Șanțu, ils inclinent de 55° à l'Ouest. Un peu plus au Nord, sur le même ruisseau, le flanc Est du synclinal aptien a été suivi par Sava Athanasiu. Ici comme dans la vallée de Sulța s'interpose entre l'Aptien et la zone du grès de Tarcău une boutonnière de schistes noirs.

Sur l'aile occidentale du synclinal, l'Aptien prend contact avec le Hauterivien, qui probablement le chevauche (Profil I).

La zone du synclinal aptien de cette région correspond au grand synclinal des schistes à Orbitolines qui peut être suivi le long des Carpathes Orientales du bassin de la Bistrița jusque dans la vallée de Teleajen.

Partout cette zonne est formée de couches à Orbitolines à la base et de grès et de conglomerats à la partie supérieure. Dans la vallée du Trotuș, nous avons rencontré l'Aptien représenté seulement par les schistes marneux gréseux (l'horizon inférieur). Dans l'axe de ce synclinal tombent toutefois les conglomérats rencontrés par Herbich [1]) sur le sentier

[1]) F. Herbich. Das Széklerland, 1878 ; p. 201.

Institutul Geologic al României

qui monte vers le sommet d'Apa (1330 m.) au Sud de Ghimeș et sur le ruisseau de Tarhaus au Nord de la vallée du Trotuș. Ils correspondent fort probablement à la division supérieure conglomératique de l'Aptien.

A l'Ouest du synclinal aptien se développent sur une largeur d'environ 7 Km. les couches à Aptychus qui occupent vers le couchant le reste de la zone crétacée inférieure, jusqu'à la zone du synclinal cristallin externe. Le contact entre l'Aptien et le Hauterivien n'est pas bien visible dans la vallée du Trotusch; mais quelques centaines de mètres à l'Ouest de ce contact, sur la rive droite du Trotuș, les couches à Aptychus tombent de 30° vers l'Ouest. Elles penchent sur l'Aptien, de même que celui penche sur l'Eocène de la zone du grès de Tarcău. Nous avons discuté plus haut la question de savoir s'il faut admettre une ligne de dislocation entre l'Aptien et le Hanterivien et nous avons conclu que les données recueillies par nous dans la vallée de Trotuș ne sont pas suffisantes pour éclaircir ce point.

En suivant vers l'amont de la vallée du Trotusch c'est-à-dire vers l'Ouest, le développement des couches à Aptychus (Profil I), nous constatons qu'elles forment de nombreux plis, parmi lesquels les plus importants sont: un syclinal prés du ruisseau de Hideg et un anticlinal qui se rencontre à 2 Km. plus loin. Les deux plis sont à peu près normaux et ont la direction N 25° W.

En approchant le bord externe des schistes cristallins, nous remarquons une accentuation des plis que font les couches à Aptychus et en même temps une prépondérance des intercalations gréseuses sur les schistes calcaro-marneux.

Les couches à Aptychus prennent contact avec la zone des schistes cristallins le long d'une ligne de dislocation dont l'étude nous occupera plus loin. Remarquons seulement que sur le ruissean d'Antalok, entre les dolomites et les couches à Aptychus s'interpose un groupe de schistes gréseux, noirs, un peu micacés et relativement siliceux, qui se distinguent facilement des couches à *Aptychus* et ne peuvent être comparés avec aucun des termes que nous connaissons dans le Flysch. Les seules couches avec lesquelles ces schistes auraient quelque ressemblance pétrographique serait les schistes noirs. Ces couches plongent vers l'Est et leur position pétrographique se trouve entre les calcaires dolomitiques et le couches à *Aptychus*. Elles pourraient être d'âge jurassique. Les observations effectuées sur le ruisseau d'Antalok ne pérmettent pas de préciser la question.

Institutul Geologic al României

C. La zone du synclinal cristallin èxterne

V. Uhlig[1]) a remarqué qu'à leurs bords èxternes, les schistes cristallins des Carpathes orientales forment un large synclinal qu'il a dénommé «Anssenmülde», dans lequelle la sèrie permo-mésozoïque se trouve plus ou moins complétement conservée. L'aile interne de ce synclinal repose sur la masse principale des schistes cristallins, tandis que l'aile externe (orientale) est formé par une lame étroite de schistes cristallins qui s'interpose entre le Flisch et les dépôts mésozoïques qu'on trouve sur le cristallin.

L'existence de ce synclinal externe peut être constatée aussi dans le bassin du Trotuș. Sur les ruisseaux de Antalok, de Sötet et de Görbe, affluents du Trotusch près de Lunca, la zone du Flysch cretacée vient en contact avec les calcaires gris dolomitiques qui forment les côtes 1133 et 1127. Sur la ligne de contact apparaissent dans la vallée de Antalok des blocs de conglomérats quartzitiques. Ces conglomérats représentent, avec les calcaires dolomitiques, le groupe verrucanique (Verrucanokonglomerate und Dolomite, Uhlig) que l'on rencontre dans d'innombrables points sur la marge externe du cristallin des Carpathes orientales, groupe qui est le terme le plus inférieur de la série sédimentaire non-métamorphisée qui repose sur les schistes cristallins.

De la présence des conglomérats quartzitiques, nous avons déduit qu'à une faible profondeur doit se trouver le cristallin qui représenterait l'aile externe du synclinal ; cette supposition s'est confirmé, car dans la vallée du Sötet qui se déverse dans le Trotuș immédiatement au Sud d'Antalok, nous avons rencontré sur cette même ligne des blocs de schistes cristallins. Ici nous avons donc incontestablement à faire à l'aile externe.

Les blocs de cristallin correspondent aux schistes cristallins qui apparaissent, dans la vallée de Dămucu (Bicaz) et plus au Nord dans les ruisseaux de Pintecu et de Prisacani, en dehors des massifs permo-mésozoïques qui reposent sur le cristallin.

Le contact entre l'aile externe des schistes cristallins et les couches à Aptychus (Profil I) est bien visible sur les ruisseaux de Antalok et de Sötet. Sur la ligne de contact les couches à Aptychus se dressent presque verticalement ou ont un très fort pendage vers l'Est. En avançant dans la zone des couches à Aptychus nous trouvons sur les hauteurs des plongements de 20°—30° à l'Ouest, tandisque dans les regions plus bases, comme c'est la rive même du Trotuș, les mêmes couches ont l'inclinasion de 70° vers l'Ouest. Ces positions nous montrent qu'au voisinage immédiat du contact avec le bord externe des schistes cristallins, les couches à Aptychus forment un anticlinal incliné vers l'Est que

1) W. Uhlig, Bau und Bild der Karpaten.

Institutul Geologic al României

nous considérons comme le réflexe d'une écaille plus profonde des schistes cristallins.

De ce qui précède, il résulte que la ligne de contact entre la cristallin et le Flysch apparaît dans la vallée du Trotuș, comme une dislocation correspondant à un affaissement — probablement en escalier- du Flysch par rapport au cristallin, affaissement dont la profondeur serait tout au plus égale à l'épaisseur des dépôts permiens, triasiques et jurassiques, qui se trouvent sur le cristallin.

Vers l'Ouest, c'est-à-dire vers l'axe du synclinal cristallin externe, suivent, dans la vallée de Sötet, au-dessus des dolomites, les couches à Aptychus tombant faiblement vers l'Ouest; au-dessus d'elles se trouve un conglomérat polygène d'une épaisseur de quelques centaines de mètres qui les sépare des schistes en tous points semblables aux couches à Orbitolines. Le dernier terme que nous ayons atteint à l'Ouest sont des calcaires à Caprotines qui, avec les conglomérats qui les accompagnent d'habitude forment fort probablement l'axe du synclinal.

Des circonstances indépendantes de nous-mêmes nous ont empêchés de suivre la succession de la série sédimentaire sur l'autre flanc du synclinal, jusqu'à la masse principale des schistes cristallines. Il est toutefois certain, qu'à une distance quelconque sur le ruisseau de Görbe apparaissent les schistes cristallins qui représentent le flanc occidental du synclinal.

Conclusion

Des observations exposées dans les pages precedentes, il résulte que dans la vallée du Trotuș, entre la masse principale des schistes cristallins et la zone marginale du Flysch, on peut distinguer trois zones tectoniques bien individualisées.

La zone la plus interne, est formée par le synclinal cristallin externe. Les dépôts mésozoïques qui remplissent ce synclinal ont dans la vallée du Trotuș le même développement que dans le Nord de la Moldavie. Ils sont constitués à la base de conglomérats (Verrucano), de grès et de calcaires dolomitiques permiens et à la partie supérieure de calcaires et de conglomérats aptiens. Dans le Nord de la Transilvanie, de la Moldavie et en Bucovine, entre les calcaires dolomitiques et les conglomérats aptiens apparaissent parfois des dépôts triasiques et jurassiques. Dans la vallée du Trotuș nous n'avons pu établir indiscutablement l'existence de ces termes stratigrafiques.

Au point du vue tectonique, le synclinal cristallin externe correspond vers le Nord à la zone des klipes pièniniques et vers le Sud aux dépôts mésozoïques de Bucegi.

La zone du Flysch crétacée inférieur suit vers l'Est au

Institutul Geologic al României

synclinal cristallin externe. Dans la vallée du Trotuș, cette zone est constituée de dépôts appartenant au Hauterivien, à l'Aptien et au Barrémien. La Hauterivien forme la partie occidentale de la Zone et 'Aptien la partie orientalé. Dans les synclinaux aptiens se sont conservés parfois sur les sommets élevés des grès et des conglomérats qui vers le Nord correspondent aux grès et aux conglomerats de Ciahlău et de Stânisoara et vers le Sud à ceux de Zăganu. Le Barrémien représenté par des schistes noirs apparaît sous forme de boutonnières anticlinales seulement dans la partie orientale de cette zone.

Au point de vue tectonique, la zone du Flysch cretacée inferieur représente la partie interne (occidentale) de la zone beskidique (Uhlig ou interne (S. Athanasiu). Selon des études plus récentes (L. Mrazec et I. P. Voiteşti), elle serrait comprise entierement dans la nappe du grès de Siriu; seuls les conglomérats aptiens des sommets élevés appartiendraient à la nappe des conglomérats de Bucegi.

La zone du grès de Tarcău forme la partie la plus orientale de la zone interne du Flysch. Dans la vallée du Trotuș, elle est constituée à peu près entièrement de dépôts éocènes représentés à la base par des schistes et de grès à veines de calcite, et à la partie supérieure par le grès massif de Tarcău.

Le Barrémien (les schistes noirs) apparait rarement dans l'aire de eette zone, sous la forme de petites boutonnières à caractère de noyaux de percement. Vers la Nord, le grès de Tarcău a été suivi jusque dans la vallée de la Bistrița, à Buhalnița, où il disparaît, étant remplacé par des dépôts plus anciens; Vers le Sud il prende part à la constitution de l'éperon de Homorâciu (au Nord de Văleni de Munte) et s'enfonce sous les dépôts neogens.

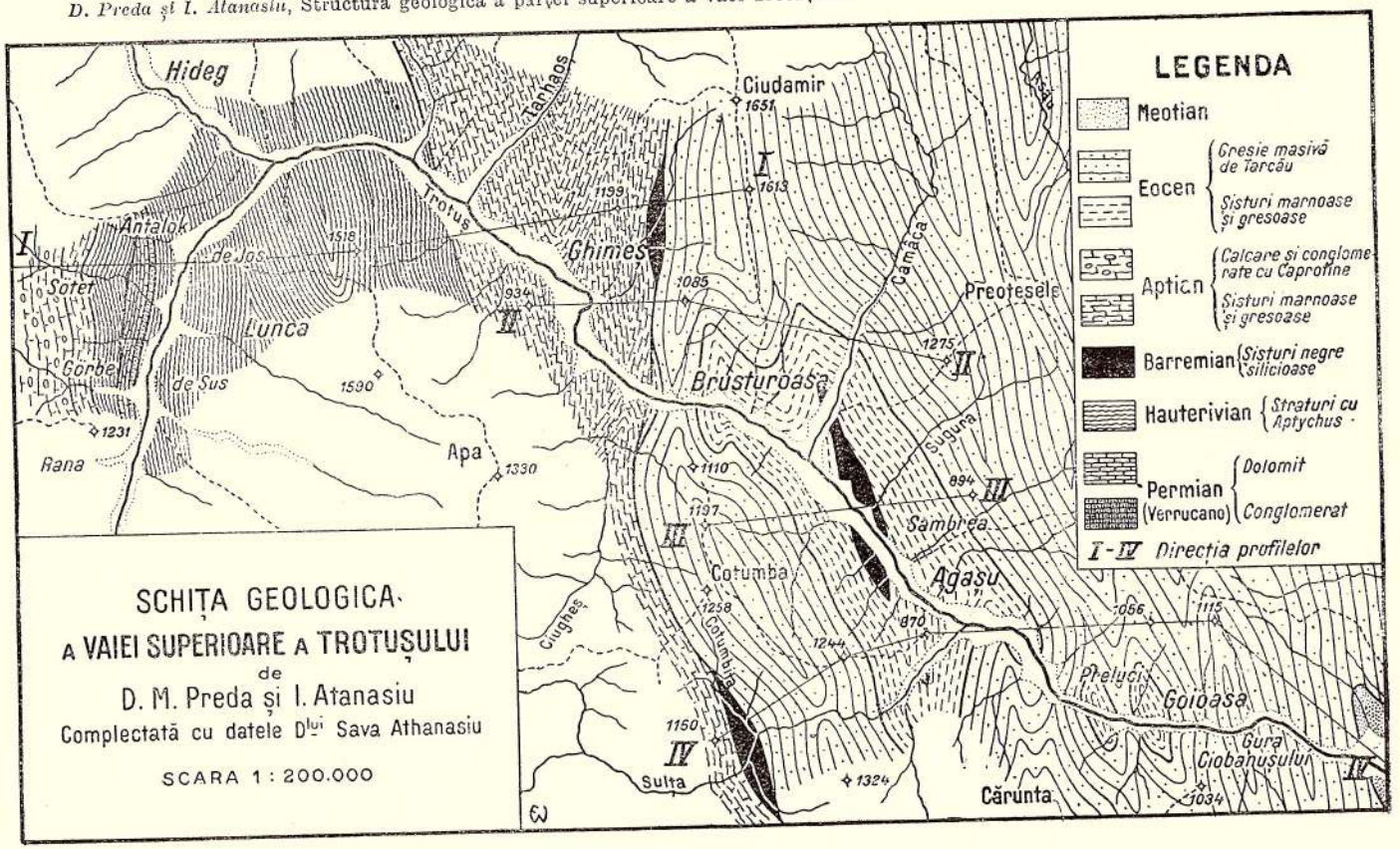
Au point de vue tectonique, cette zone correspond à la partie externe (orientale) de la zone beskidique ou interne; dans les travaux de Mrs. L. Mrazec et I. P. Voiteşti, elle fut comprise en partie dans la nappe du grès de Siriu et en partie dans la nappe du grès de Fuzaru.

Ces trois zones sont séparées entre elles par des lignes tectoniques importantes, lignes le long desquelles a eu lieu un affaissement en escalier des zones exterieures par rapport aux zones internes: la zone crétacée inférieure est affaissée par raport au synclinal cristallin externe, de même que le grès de Tarcau est affaissé par rapport à la zone crétacée inférieure. Sur les mêmes lignes, on peut constater aussi en quelques points un chevauchement des zones plus hautes sur les zones affaissées. Nulle part toutefois ce chevauchement ne dépasse l'ampleur des plis renversés ou des plis-écailles communs dans le Flysch carpathique.

Institutul Geologic al României

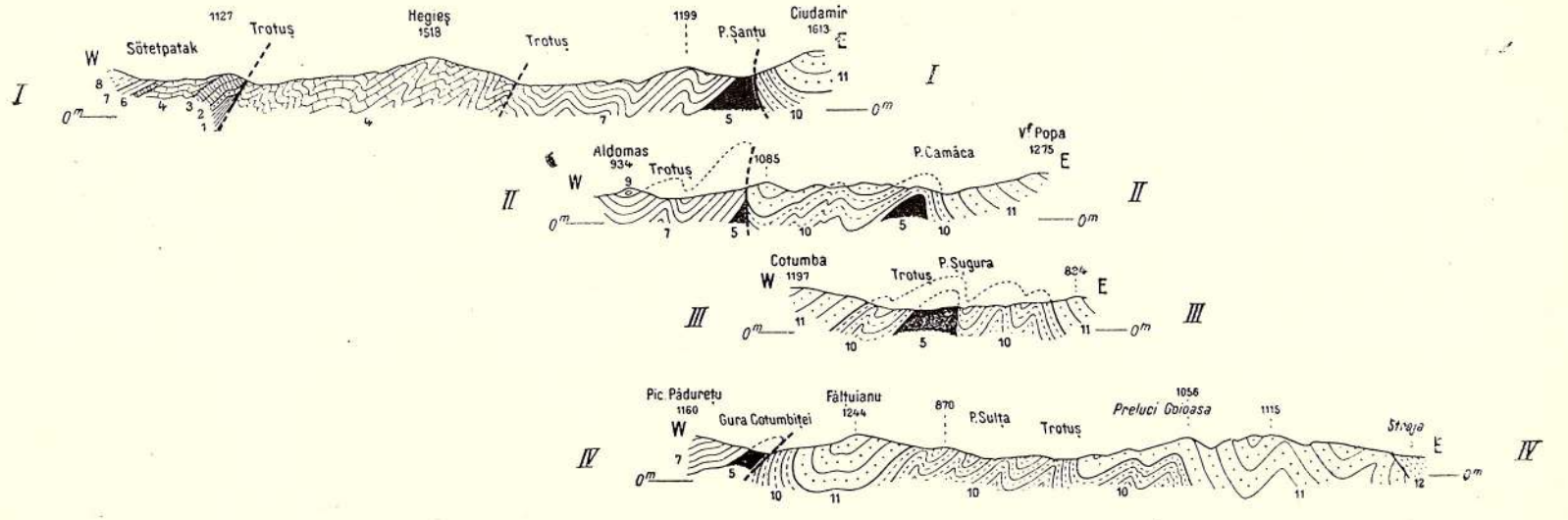
Institutul Geologic al României

D. Preda şi I. Atanasiu, Structura geologică a părţei superioare a văei Trotuşului



Institutul Geologic al României

D. Preda şi I. Atanasiu, Structura geologică a părţei superioare a văei Trotuşului



1. Şisturi cristaline.
2. Permian. Conglomerat verucanic.
3. Permian. Dolomit.
4. Cretacic inferior. Stratele cu Aptychus (Hauterivian?)
5. Cretacic inferior. Şisturi negre (Baremian).
6. Cretacic inferior. Conglomerate la baza Apţianului.
7. Cretacic inferior. Şisturi apţiene.
8. Calcare apţiene.
9. Conglomerat la partea superioară a Apţianului.
10. Eocen. Şisturi grezoase şi grezii cu calcit.
11. Eocen. Grezie de Tarcău.
12. Pliocen. Nisipuri meotice.

Scara 1 : 100.000.

Institutul Geologic al României

PUBLICAȚIUNILE INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI. 1907—1924

A) Anuarul Institutului geologic. Vol. I 1907—Vol. X 1924.

B) Dările de seamă ale ședințelor Institutului geologic. Vol. I 1910--Vol. VIII 1916. Vol. XI 1923.

C) Comptes-Rendus des séances de l'Institut géologique de Roumanie. Vol. I 1910 — Vol. V 1914.

D) Rapoarte asupra activității Institutului geologic pe anii 1909—1915.

E) Memoriile Institutului geologic al României Vol. I 1924. P. ENCULESCU: Zonele de vegetație lemnoasă din România. Les zones de végétation ligneuse de Roumanie.

F) Studii technice și economice:

Vol. I G. N. LEON. Politica minieră în diferitele state și raporturile ei cu politica minieră din România, 1915.

Vol. II. I. TĂNĂSESCU. Sistemul de organizare a proprietății miniere și politica minieră în diferitele state, 1916.

Vol. III. Zăcămintele de cărbuni din România.

Fasc. I. ERICH JEKELIUS. Cărbunii liasici din împrejurimile Brașovului, 1923.

Fasc. 2. ERICH JEKELIUS. Zăcămintele de Lignit din basinul pliocenic din Valea superioară a Oltului (Transilvania). 1924.

Fasc. 3. I. ATANASIU. Zăcămintele de Lignit din basinul pliocenic dela Borsec (Transilvania). 1924.

G) Hărți geologice. Din harta geologică a României 1:50.000 a apărut foaia: Seria XVIII. Col. P. Văleni de Munte.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

SUMARUL GENERAL

AL

ANUARULUI INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

Sumarul Volumelor I — X (1907 — 1924)

Vol. I. 1907.

G. MURGOCI. Terțiarul din Oltenia cu privire la sare, petrol si ape minerale.
Das Tertiär Olteniens mit Rücksicht auf das Vorkommen von Salz Petroleum und Mineralwässer.

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 Subkarpaten.
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 dela 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 extratais des goudrons acides du pétrole.

Vol. II. 1908.

L. EDELEANU. Das rumäuische 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.

Institutul Geologic al României

G. BOTEZ. Comunicare preliminară asupra Bartonianului din județul Prahova.
Comunication préliminaire sur le Bartonien du district Prahova.
I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuui la studiul geologic și paleontologic al regiuni Muscelelor dintre râuriIe Dâmbovița și Olt.
Contributions à l'étude géologique de la région des collines comprise entre la Valée de la Dambovitza et la Vallée de l'Olt.
W. TEISSEYRE. Ueber die maeotische, pontische und dacische Stufe in den Subkarpaten 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 tertiären Säugetierfauna Rumäniens. III. *Mastodon Arvrenensis*.
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 systéme jurasisque de Hârșova-Boasgic (Dobrogea).
TH. NICOLAU. Asupra minereurilor de mangan dela Șarul Dornei.
Ueber 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 Făgăraşer Gebirges in den rumänischen Karpaten.
I. SIMIONESCU. Asupra cretacicului superior din împrejurimile satului Baschioi.
Note sur le Neocretacée de environs des Baschioi (Dobrogea).
I. POPESCU-VOITEȘTI. Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépresion gétique. (Roumanie occidentale).
Contribuțiuni la studiul stratigrafic al Numuliticului depresiunii getice (România apusană).
RADU PASCU. Asupra prezenței Pliocenului în Dobrogea.
Ueber 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
L. EDELEANU și G. GANE. Studiu comparativ între țițeiuri de origine diferite.
Étude comparative sur les pétroles bruts d'origines différentes.
L. EDELEANU și SILVIA DULUGEA. Determinarea viscozității uleiurilor de uns cu viscosimetrul Engler.
Determination de la Viscosité des huiles de graissage avec le viscosimétre Engler.

Institutul Geologic al României

L. EDELEANU şi SILVIA DULUGEA. O metodă de separaţiune a hidrocarburilor aromatice şi a produselor reşinoase din petrolurile brute.
Séparation des hydrocarbures aromatiques et des produits résineux du pétrole brut par l'acide sulfurique.

C. TH. PETRONI. Coeficenţii de dilataţie a petrolurilor brute din România şi a derivatelor lor.
Les cœfficientes de dilatation des pétroles bruts de Roumanie et de leur d'rivés.

C. TH. PETRONI. Studiu comparativ în're punctele de înflamabilitate a petrolurilor lampante determinate cu aparatele Abel-Pensky şi Granier.
Étude comparative entre les points d'inflamabilité des petroles lampants-déterm nés á l'aide des appareils Abel Pensky et Granier.

V. DUMITRIU. Compoziţiunea gazului obţinut prin destilaţiunea uscată a Lignitului din România.
Note préliminaire sur la composition du Gaz quì résulte de la distillation séche 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 des 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 Făgăraşergebirges.

MAX REINHARD. Cercetări în regiunile şisturilor cristaline ale Carpaţilor meridionali şi orientali.
Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete der krystalinen-Schifer der Sud-und Ostkarpaten.

I. POPESCU-VOITEŞTI. Contribuţiuni la studiul faunei calcarului numulitic dela Albeşti (Muscel).
Contributions à l'étude de la faune du Calcaire nummilutique d'Albeşt (Muscel).

I. SIMIONESCU. Jurasicul dela Cârjelar (Dobrogea).
Note sur le jurassique de Carjelar (Dobrogea).

D. M. CĂDERE Notă asupra granitului dela Măcin.
Note sur le Granit de Măcin (Dobrogea).

AUREL PANĂ. Cursul inferior al Calmăţuiului.
Étude morphologique de la vallée inféricure de Calmaţui.

GR. ANTIPA. Das Ueberschwemmungsgebiet der unteren Donau.

G. PAMFIL et G. BAUME. Contributions à l'étude des gaz des roches.

Institutul Geologic al României

Vol. V. 1911.

FR. BARON NOPCSA. Zur Geologie und Petrographie des Vilajets Skutari in Nordalbanien.

L. EDELEANU. La dissociation des produits de distillation du pétrole.
Disociația produselor de distilație a petrolului.

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. TĂNASESCU. Studii preliminare asupra regimului termic în regiunile petrolifere din România.
Études préliminaires sur le régime thermique dans les régions pétrolifères de la Roumanie.

I. TANĂSESCU. 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 pînzelor 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 lignitilor românești.
Zur Kenntniss der rumänischen Braunkohlen.

C. PETRONI. Recherches sur les produits obtenus par la pyrogénation du pétrol brut de Bușteni (Roumanie) et des ses derivés.

I. TĂNĂSESCU. Considerațiuni asupra variațiunei de temperatură a petrolului brut în conducta Băicoi-Constantza.
Considérations sur la variation de température du pétrole brut dans la conduite de Baïcoi-Constanța.

A. OSTROGOVICH. Étude chimique d'un pètrole brut de Hârja, district de Bacău (Moldavie).

I. POPESCU-VOITEȘTI. Date noi 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 formations salifère en général.

SAVA ATHANASIU. Resturile de mamifere cuartenare dela Mălușteni, în districtul Covurlui.
Mammifères quaternaires de Maluşteni, district de Covurlui, Moldavie.

SAVA ATHANASIU. Resturile de mamifere pliocene superioare dela Tulucești în districtul Covurlui.
Mammifères pliocènes de Tulucești, district de Covurlui, près de Galatz.

Institutul Geologic al României

SAVA ATHANASIU. Fauna de mamifere cuaternare dela satul Drăghici, distr. Muşcel
Mammifères quaternaires de Drăghici district de Muscel.
SAVA ATHANASIU. *Capreolus cfr. Cusanus* CROIZET din lignitele daciane dela Aninoasa, Dâmbovița.
Capreolus cfr. Cusanus CROIZET du Dacien d'Aninoasa, district de Dambovitza.
SAVA ATHANASIU. *Cervus (Elaphus) cfr. Perrieri* CROIZET din terasa veche a Dunării dela Frăţeşti lângă Giurgiu.
Cervus cfr. Périer CROIZET de la terasse ancienne du Danube prés de Giurgiu.
G. MURGOCI Études géologiques dans la Dobrogea du 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 dela région subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacău.
V. DITMITRIU, G. GANEA, C. PETRONI, SILVIA DULUGEA. Analize executate în laboratorul de Chimie.

Vol. VIII. 1914.

POPESCU-VOITEŞTI. Pânza conglomeratului de Bucegi în Valea Oltului cu date noi asupra structurei acestei văi în regiunea Carpaţilor Meridionali.
I. POPESCU-VOITEŞTI. La nappe du conglomerat des Bucegi dans la Vallée de l'Oltu avec de nouvelles donées sur la structure de cette vallée dans la région des Carpathes Méridionales.
HORIA G. GROZESCU. Geologia regiunei subcarpatice din partea de Nord a districtului Bacău.
HORIA G. GROZESCU. Géologie de la région subcarpatique de la partie septentrionale du district de Bacău.
I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Pliocenul din Oltenia.
I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Le Pliocéne de l'Oltenie.
I. P. IONESCU-ARGETOAIA Contribuţiuni la studiul faunei molusce pliocene din Oltenia.
Beiträge zur Kentniss der pliocänen Molluskenfauna Olteniens.
O. PROTESCU. Câteva date asupra Paleogenului din regiunea Şotrile-Brebu-Breaza (Jud. Prahova).
OTTO PROTESCU. Quelque donées sur le Palèogène de la region Şotrile-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.

Institutul Geologic al României

Vol. IX. 1915—20

I. TĂNĂSESCU. Condițiunile fizice de acumulare ale hydrocarburelor și normele pentru evaluarea zacamintelor de petrol.

I. TĂNĂSESCU. Les conditions physiques d'accumulation des hydrocarbures et les normes d'évaluation des gisements de pétrole.

M. DAVID. Cercetări geologice în podișul moldovenesc.

M. DAVID. Recherches géologiques dans le plateau Moldave.

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.

R. SEVASTOS. Depozitele cuaternare din șesul Prutului și al Jijiei.

N. L. COSMOVICI. Proidotea Haugi, izopod din oligocenul mediu din România.

N. L. COSMOVICI. Proidteia Haugi, isopode de l'Oligocène de Roumanie.

I. SIMIONESCU. Fauna vertebrată dela Măluțeni.

I. SIMIONESCU. Les vertebrès 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'analyse des gaz des roches.

D. M. CĂDERE. Rocile eruptive de la Camena, Dobrogea, jud. Tulcea. Studiu geologic, petrografic și chimic.
Les roches eruptives de Camena.

F. LAUFER. Contribuțiuni la studiul geologic al împrejurimilor orașului Hațeg.
Beitrag zur Kenntniss der Geologie der Umgebung von Hațeg.

D. M. PREDA și I. ATANASIU. Structura geologică a părții superioare a văii Trotusului.
La structnre géologique de la partie supérieure de la vallée du Trotush.

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL. — CONTENU

D. M. PREDA. Geologia și tectonica părții de răsărit a județului Prahova.
Géologie et tectonicque de la partie orientale du district de Prahova.

NICOLAS METTA. Aplication de l'analyse microchimique des gaz à l'analyse des gaz des roches.

D. M. CĂDERE. Rocile eruptive de la Camena, Dobrogea, jud. Tulcea. Studiu geologic, petrografic și chimic.
Les Roches eruptives de Camena.

F. LAUFER. Contribuțiuni la studiul geologic al împrejurimilor orașului Hațeg.
Beitrag zur Kenntniss der Geologie der Umgebung von Hațeg.

D. M. PREDA și I. ATANASIU. Structura geologică a părții superioare a Văii Trotușului.
La structure géologique de la partie supérieure de la valléa du Trotusch.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României