ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XVII

1932

ANNUAIRE DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

TOME XVII

1932

MONITORUL OFICIAL ŞI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAŢIONALĂ
BUCUREŞTI
1936

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

01911

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XVII

1932

COMITETUL GEOLOGIC SECRET

ANNUAIRE DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

TOME XVII

1932

MONITORUL OFICIAL ŞI IMPRIMERIILE STATULUI
IMPRIMERIA NAŢIONALĂ
BUCUREŞTI
1936

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL - CONTENU

	Pagina Page
E. JEKELIUS. Der weisse Triaskalk von Braşov	1
O. KÜHN. Die Anthozoen, Hydrozoen, Tabulaten und Bryozoen der Trias von Braşov	109
M. PAUCĂ. Le bassin néogène de Beiuş	133
P. PETRESCU. Étude géochimique des eaux des limans du SE de la Bessarabie	225
E. JEKELIUS. Die Parallelisierung pliozänen Ablagerungen Südosteuropas	265
N. PETRULIAN. Le gisement aurifère de la Valea lui Stan	309
— Les minerais de cobalt de la Valea lui Neguleţ (Bădeni-Ungureni)	319
M. ILIE. Recherches géologiques dans les Monts du Trăscău et dans le bassin de l'Arieş	329
R. MAYER-Graz. Bericht über morphologische Studien in den Ostkarpathen	467
D. PREDA. Le problème des schistes noirs dans les Carpates orientales	481
M. STAMATIU. Quelques propriétés physico-mécaniques du sel gemme de Slănic	501
O. PROTESCU. Recherches géologiques et paléontologiques dans la bordure orientale des Monts Bucegi	527
M. FILIPESCU. Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana (district de Prahova)	545

Institutul Geologic al României

PERSONALUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI IN ANUL 1932

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

Director: GHEORGHE MACOVEI, profesor la Școala Politehnică.
Subdirector: DAVID M. PREDA, conferențiar universitar.

I. SERVICIUL GEOLOGIC

Secția de geologie

ȘTEFAN CANTUNIARI, geolog șef cl. I.
OTTO PROTESCU, geolog șef cl. III.
ERICH JEKELIUS, geolog șef cl. III.
DUMITRU ȘTEFĂNESCU, geolog cl. I.
THEODOR KRÄUTNER, geolog cl. I.
GHEORGHE MURGEANU, geolog cl. I.
ALEXANDRU CODARCEA, geolog cl. II.
MIRCEA SAVUL, geolog cl. III.
MILTIADE FILIPESCU, geolog cl. III.
MIRCEA PAUCĂ, geolog cl. III.
MIRCEA ILIE, geolog asistent.
DAN GIUȘCĂ, geolog asistent.
ȘTEFAN GHIKA-BUDEȘTI, geolog asistent.
NICOLAE PETRULIAN, geolog asistent.

Secția de geologie economică și secția de prospecțiuni

EUGEN BALASINOVICI, ing. insp. general cl. I.
TOMA PETRE N. GHIȚULESCU, ing. ord. cl. I.
IULIAN GAVĂT, ing. ord. cl. I.
MIRCEA SOCOLESCU, inginer ord. cl. II.
SABBA S. ȘTEFĂNESCU, inginer ord. cl. I.

Institutul Geologic al României

GHEORGHE RUSSO, inginer ord. cl. II.
THEODOR BĂRBAT, inginer ord. cl. III.
VASILE LĂPUŞAN, conductor tehnic minier.

Biroul Cartografic

FREDI R. WAHNIG, cartograf şef.
ANTON D. HAGIU, desenator cartograf.
OCTAV STOIAN, desenator cartograf.
ION PETRESCU, desenator.
PAMFIL POLONIC, desenator.
DUMITRU ŢOIU, litograf.
PAUL BOLTRES, fotograf.

Biblioteca şi Biroul Publicaţiilor

MARIA CONSTANTINESCU, bibliotecar.
CONSTANTIN OLTEANU, şef de secţie cl. II.

II. SERVICIUL AGROGEOLOGIC

TEODOR SAIDEL, chimist şef cl. I.
PETRE ENCULESCU, geolog şef cl. I.
EMANOIL PROTOPOPESCU-PACHE, geolog şef cl. II.
NICOLAE C. CERNESCU, chimist cl. II.
MIRCEA POPOVĂŢ, geolog asistent.

III. SERVICIUL LABORATORULUI DE CHIMIE

EMIL CASIMIR, chimist şef cl. I.
ELIZA L. ZAMFIRESCU, chimist şef cl. III.
PETRE PETRESCU, chimist cl. I.
CONSTANTIN CREANGĂ, chimist cl. I.
ALEXANDRINA POPESCU, chimist cl. III.
MIHAIL DIMITRIU, chimist cl. III.
VICTORIA PAŞCA, chimist asistent.

IV. SERVICIUL ADMINISTRATIV

Secretariat

THEODOR GHERMAN, şef de serviciu cl. I.
CHRISTACHE NASTEA, şef de secţie cl. III.
ELENA KISH, şef de birou cl. I.
SYLVIA ALEXANDRESCU, impiegată cl. I.

Institutul Geologic al României

Intendența

ȘTEFAN POPOVICI.

Atelierul mecanic și de tâmplărie

ILIE NEGULESCU, șef mecanic cl. III.
CONSTANTIN STAN, preparator cl. II.
ȘTEFAN DRĂGHICI, ajutor mecanic cl. I.
ȚOPAN ION, laborant cl. II.

Atelierul de secțiuni subțiri

PETRE SOVATI, preparator cl. I.
MARTIN ENEDI, laborant cl. I.

Preparatori și laboranți

DUMITRU VOICU, preparator cl. I.
CONSTANTIN GH. ILIESCU, preparator cl. I.
THEODOR THEODORESCU, laborant cl. I.
GHEORGHE POTOR, laborant cl. II.
ILIE VIEZURE, laborant cl. II.
ION MAREȘ, laborant cl. II.
NICOLAE VOINEA, laborant cl. II.
DAVID BARDAȘ laborant cl. III.
DUMITRU BARBONEA, laborant cl. III.
ALEXANDRU IORDAN, laborant cl. III.
DAVID MURARIU, laborant cl. III.
PETRE VECSERDI, laborant cl. III.
DUMITRU PINTILIE, laborant cl. II.

GEOLOGI COLABORATORI

ION SIMIONESCU, profesor de Paleontologie, Univ. București.
ION. P. VOITEȘTI, profesor de Geologie și Paleontologie, Univ. Cluj.
I. ATANASIU, profesor de Geologie și Paleontologie, Univ. Iași.
ALBERT STRECKEISEN, profesor de Mineralogie, Șc. Politehnică, București.
TH. VĂSCĂUȚANU, asistent, Lab. de Geologie și Paleontologie, Univ. Iași.
NICOLAE MACAROVICI, asistent, Lab. de Geologie și Paleontologie, Univ. Iași.
ION BĂNCILĂ, asistent, Lab. de Geologie, Univ. București.

Institutul Geologic al României

NICOLAE MOROȘANU, profesor de liceu, Chișinău.
GHEORGHE MANOLESCU, asistent, Lab. de Mineralogie, Șc. Politehnică, Buc.
NICOLAE GHERASI, licențiat în științe, București.
NICOLAE ONCESCU, preparator, Lab. de Geologie, Univ. București.
GHEORGHE PALIUC, preparator, Lab. de Mineralogie, Șc. Politehnică, București.
CONSTANTIN OLTEANU, licențiat în științe, București.

Institutul Geologic al României

DER WEISSE TRIASKALK VON BRAŞOV UND SEINE FAUNA

(Mit einer Karte und 9 Tafeln)

VON

ERICH JEKELIUS

INHALT

	Seite
Vorwort	1
I. *Die geologischen Verhältnisse des Schneckenberges bei Braşov*	3
II. *Allgemeiner palaeontologisch-stratigraphischer Teil*	9
Das Gestein des Triaskalkriffes von Braşov und seine Zersetzungsrinde	9
Die Zusammensetzung und Entwicklung der Triasfauna von Braşov	13
Die stratigraphische Stellung des weissen Triaskalkes von Braşov	18
Geographische Verbreitung der Fauna vom St. Cassianer Typus in Rumänien	28
Die Stellung des Triaskalkes von Braşov zu den Triasbildungen der Südost-Karpathen	29
III. *Palaeontologische Beschreibung der Triasfauna von Braşov*	39
Dasycladaceae	39
Colospongia dubia	39
Echinodermata	40
Brachiopoda	51
Lamellibranchiata	70
Gastropoda	83
Cephalopoda	102
Nachtrag	107

VORWORT

Der weisse, mitteltriasische Riffkalk von Braşov bereichert die Trias der Karpathen mit einem ganz neuen, hier bisher unbekannten Glied. Manche der weissen Riffkalke der Karpathen, die bisher allgemein als Tithon galten, werden nunmehr revidiert werden müssen.

In einer kurzen vorläufigen Mitteilung *(Buletinul Societăţii Române de Geologie* I. 1932) hatte ich über die Entdeckung einer Fauna der mittleren Trias im weissen Kalk des Schneckenberges bei Braşov berichtet. Die Bearbeitung der Fauna musste ich auf einen späteren Termin verschieben.

Institutul Geologic al României

Nachdem mir durch das Entgegenkommen des Herrn Prof. F. X. SCHAFFER die Möglichkeit geboten war, die palaeontologische Bearbeitung der Fauna in der Geologisch-palaeontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien durchzuführen, kann ich nunmehr die Bearbeitung des Triaskalkes von Brașov und seiner Fauna geben. Die Bearbeitung der Korallen hatte in liebenswürdiger Weise Herr Dr. O. KÜHN übernommen. Seine Arbeit erscheint gleichzeitig mit der vorliegenden.

Ermöglicht wurde diese Arbeit aber in erster Linie durch das Entgegenkommen der Direktion des Institutul Geologic al României.

Institutul Geologic al României

I. DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DES SCHNECKENBERGES BEI BRAȘOV

Der Schneckenberg bildet die NÖ-liche Fortsetzung der Tâmpa (Zinne), die mit ihrer Höhe von 961 m den Schneckenberg (713 m) weit überragt. Getrennt wird der Schneckenberg von der Tâmpa (Zinne) durch den Sattel der Curmătura (Burghals).

Über die geologischen Verhältnisse des Schneckenberges ist bisnoch nicht viel geschrieben worden. Wir finden nur verstreute, einzelne Angaben bei BIELZ, MESCHENDÖRFER, KOCH über den Liasmergel und den Trachyt der Curmătura. Andererseits wurde der Schneckenberg immer wieder als aus Tithonkalk bestehend angeführt. Über das Vorkommen und die Verbreitung der Lias- und Doggerbildungen des Schneckenberges hatte ich dann kurze Angaben gemacht und ein schematisiertes geologisches Kärtchen des Cristian Mare (Schuler) veröffentlicht [1]), auf dem auch der Schneckenberg noch darauf war. Den Kalk des Schneckenberges fasste ich damals auch noch als Tithon auf.

An dem Aufbau des Schneckenberges sind folgende Formationen beteiligt:

1. Weisser Kalk der mittleren Trias.
2. Liasmergel und Sandsteine in Grestener Fazies und Trachyt.
3. Doggersandsteine.
4. Weisser Tithonkalk.
5. Pleistozäner Gehängelehm.

TRIAS

Der weisse Kalk des Schneckenberges, dessen mitteltriasische Fauna in vorliegender Arbeit beschrieben wird, wurde früher als oberjurassisch aufgefasst. In unmittelbarer nordöstlicher Fortsetzung des oberjurassischen Zinnenkalkes liegend, bei der fast identischen faziellen Ausbildung mit dem im Gebirge von Brașov weit verbreiteten Tithonkalk war eine andere Deutung des Kalkes des Schneckenberges in Ermangelung von palaeontologischen Funden gar nicht möglich. Die geringen Unterschiede dieses Kalkes

[1]) JEKELIUS, Die mesozoischen Bildungen des Kereszténvhavas 1913.

Institutul Geologic al României

in der petrographischen Ausbildung, makroskopisch und auch mikroskopisch, im Vergleich mit dem Tithonkalk wurden früher übersehen. Für einen Zweifel, dass wir es hier vielleicht nicht mit Tithonkalk zu tun hätten, lag damals kein Grund vor.

Bohrungen, die die Zementfabrik von Braşov in den letzten Jahren hier durchführen liess, um die Mächtigkeit liasischer Mergel, die auf dem Schnekkenberg in grösserer Ausdehnung auftreten, festzustellen, fanden jedoch den weissen Kalk hier im Liegenden des Grestener Lias. Das palaeontologische Material, das ich dann aus der früher nicht zugänglichen verwitterten Kalkrinde, die erst durch Abdecken des überlagernden pleistozänen Lehmes durch die Zementfabrik freigelegt worden war, sammeln konnte, brachte eine unerwartete Lösung der Frage. Der Kalk stellte sich als mitteltriasischer Riffkalk heraus. Er ist in seiner ganzen Masse ungeschichtet und erreicht eine sichtbare Mächtigkeit von rund 100 m. Das Liegende des Kalkes ist nirgends aufgeschlossen. Überlagert wird er von liasischen Bildungen.

Mit der mikroskopischen Struktur und der chemischen Zusammensetzung des Kalkes beschäftige ich mich in dem Kapitel: Das Gestein des Triaskalkriffes von Braşov und seine Verwitterungsrinde.

LIAS

Die oberliasischen gelbbraunen sandigen Mergel von der Curmătura (Burghals) sind seit lange bekannt. Ich konnte in diesem Mergel hier folgende Formen feststellen:

Belemnites zieteni WERN.
» *breviformis* VOLTZ var. B.
» *milleri* PHILL.
» *paxillosus* SCHL. var. A.
» sp. div.
Coeloceras commune SOW.

MESCHENDÖRFER [1]) gibt von hier ausserdem noch: *Plicatula spinosa* und *Rhynchonella tetraedra*? SOW. an.

Vor Jahrzehnten wurden hier bei grösseren Grabungen (Wasserleitung etc.) *Belemniten* in ungeheueren Mengen zu Tage gefördert und von Schulbuben u. a. gesammelt. Dieser Belemnitenfundort hatte seinerzeit lokal eine gewisse Berühmtheit erlangt. Fast das ganze damals gesammelte Material ist aber wieder verloren gegangen. Bei den gegenwärtig schlechten Aufschlüssen

[1]) MESCHENDÖRFER, Die Gebirgsarten des Burzenlandes. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturw.* XI. 1860.

MESCHENDÖRFER, Der geol. Bau der Stadt Kronstadt und ihres Gebietes. In: *Beiträge zu einer Monographie d. kgl. freien Stadt Kronstadt.* 1892.

Institutul Geologic al României

lässt sich hier nicht mehr viel sammeln. Gegen Süden wird dieser Liasmergel durch den senkrechten Abbruch des Tithonkalkes der Tâmpa begrenzt, nach Norden entspricht seine Grenze gegen den Triaskalk des Schneckenberges auch einer Bruchlinie. Der Boden der kleinen Gärten und Höfe, die sich hier im Sattel zwischen Schneckenberg und Tâmpa dicht drängen, wird aus diesem sandigen Mergel und seinem Verwitterungsprodukt gebildet.

Über den Sattel streicht ein schmaler Trachytgang, den Liasmergeln eingelagert. Es ist derselbe Trachyt, der auch im Tal von Baciu [1]) dem Grestener Lias eingelagert vorkommt.

Im Nordosten legen sich über den Triaskalk Liasbildungen. Der feuerfeste Ton, der bei Cristian zwischen den dortigen Triasschichten und dem unteren Lias vorkommt, wurde auch hier in dem nach Nordwesten abfallenden Tal auf dem Abhang des Schneckenberges im Hangenden des weissen Triaskalkes vor bald hundert Jahren in zahlreichen oberflächlichen Gruben gewonnen und als Töpferton verwendet (« Kronstädter Porzellan »). Im gleichen Gebiet wurden bei Grundaushebungen gelegentlich des Baues der Villa Schmutzler die Grestener Liasschichten mit Kohlenschmitzen freigelegt.

Auf dem Südosthange des Schneckenberges, im Gebiet der hier muldenförmig den Triaskalk überlagernden Liasbildungen, hat die Zementfabrik in einer ganzen Anzahl Bohrungen das Profil der Liasschichten aufgeschlossen. Es sind überwiegend graue Mergel, sandige Mergel, Sandsteine, an der Basis dunkele Schiefer mit Kohlenschmitzen. Darunter folgt der weisse Triaskalk. Die Bildungen des Lias erscheinen hier sehr stark reduziert, ohne Kontinuität in der stratigraphischen Schichtenfolge, wie sie bei Cristian so schön festgestellt werden konnte. Die reduzierte und diskontinuierliche Ablagerung des Grestener Lias auf dem Schneckenberg ist jedenfalls darauf zurückzuführen, dass wir hier zur Zeit des Lias ausgesprochenes Strandgebiet hatten mit häufigem Wechsel zwischen Meeresbedeckung und Trockenlegung, Sedimentation und Erosion.

DOGGER

Feuerfester heller Quarzsandstein des unteren Dogger, Sandstein des mittleren Dogger, sowie Jaspise des oberen Dogger sind anstehend nicht aufgeschlossen. Als Gerölle im Verwitterungsboden finden sie sich aber entlang der Grenzen Tithon-Lias als Anzeichen dafür, dass sie im Liegenden des Tithonkalkes auch hier vorhanden sind, entlang der Bruchlinien aber nur in kleinen Schollen hängen blieben.

---

[1]) M. BIELZ, Über den Trachytporfir von Bacsfalu bei Kronstadt. *Blätter für Geist, Gemüt und Vaterlandskunde.* Braşov, 1847.

A. KOCH, A brassói hegység földtani szerkezetéről és talajviz viszonyairól. *Ért. a természett. köréből.* XVII. 3. 1887, p. 16—18.

Institutul Geologic al României

TITHON

Der weisse Kalk, der in grosser Mächtigkeit die Tâmpa aufbaut, war durch *Rhynchonella lacunosa* [1]) einwandfrei als Tithonkalk bestimmt. Auch die petrographische Übereinstimmung dieses Kalkes mit den übrigen teils stratigraphisch, teils auch palaeontologisch absolut sicher als Tithon erwiesenen grossen Kalkmassiven ist eine vollkommene.

Dem Triaskalk des Schneckenberges sind nach Nordosten zwei weisse Kalkklippen vorgelagert, deren Kalk mit dem Tithonkalk übereinstimmt. Ausserdem wurden in dem Kalk des grossen Steinbruches der Zementfabrik, nordöstlich an das Fossilvorkommen im Triaskalk unmittelbar anstossend, zahlreiche Exemplare von *Diceras*, *Nerinea*, *Itieria*, Formen aus der Gruppe der *Ptygmatis bruntrutana*, etc. gefunden, von denen ich einiges Material durch Herrn Ing. H. ALBERT, dem technischen Leiter der Zementfabrik, der diese Versteinerungen aus dem Tithonkalk mit besonderem Interesse sammelte, erhielt.

Der Tithonkalk sieht auch makroskopisch schon dichter aus als der ausgesprochen kristalline Triaskalk. Im Dünnschliff haben wir gewöhnlich grössere fast dicht wirkende Flächen, deren kryptokristalline Struktur erst bei stärkerer Vergrösserung aufgelöst werden kann. Sie werden von scharf begrenzten hellen, grobkörnigen Calcitadern, die stellenweise zu grösseren Ausfüllungen anschwellen, und von kristallinen, scharf begrenzten calcitischen Fossilschalen durchschnitten. Ausserdem zeigt fast jeder Dünnschliff Oolithbildung. Die Unterschiede gegen den Triaskalk sind bei typischer Ausbildung sehr charakteristisch. In manchen Dünnschliffen sind allerdings die Unterschiede weniger scharf fassbar. Auch der Tithonkalk kann stellenweise stärker kristallin werden. In solchen Fällen ist die Diagnose auf Grund eines Dünnschliffes oft schwieriger und wir werden eine ganze Reihe von Dünnschliffen aus verschiedenen Teilen des Kalkmassives brauchen, um in Ermangelung von Fossilien oder anderer sicherer Anhaltspunkte entscheiden zu können, ob wir es mit Tithonkalk oder Triaskalk zu tun haben. Oft wird das makroskopische Aussehen der Kalke sicherere Schlüsse zu ziehen gestatten als Dünnschliffe.

Der Tithonkalk des Schneckenberges bildet zwei grössere Klippen, die gegen die Lias- und Doggerbildungen durch steile Brüche begrenzt werden.

PLEISTOZÄN

Vor allem auf der südöstlichen Lehne des Schneckenberges, der Curmătura (Burghals) und der Tâmpa (Zinne) sind in grosser Ausdehnung plei-

[1]) JEKELIUS, Die mesozoischen Faunen der Berge von Brassó. VIII. *Jahrbuch d. kgl. ung. Geol. A.* XXIV.

MESCHENDÖRFER (1892) erwähnt auch *Ter. biplicata* SOW. von der Zinne.

Institutul Geologic al României

stozäne rotbraune Gehängelehme entwickelt, die gegen das Racadăutal zu grosser Mächtigkeit anschwellen. Bohrungen der Zementfabrik haben hier Mächtigkeiten von über 30 m festgestellt.

Einesteils die Ablagerung dieses Lehmes auf steilem Gehänge über tonigmergelige Liasbildungen, anderenteils das Ausheben von grossen Lehmgruben am Fusse des Abhanges und die gleichzeitige Überlastung des Gehängelehms und der Liasmergel weiter oberhalb auf dem Hang durch den Bau zahlreicher Häuser führte zur Entstehung von Rutschungen, die infolge der weiter fortschreitenden Durchfeuchtung des Untergrundes entlang der entstandenen Risse grössere Dimensionen anzunehmen drohen.

TEKTONIK

Über die lokale Tektonik dieses kleinen Gebietes lässt sich nicht viel aussagen. Weder im Triaskalk noch im Tithonkalk lässt sich Schichtung feststellen. Die Lias- und Doggerbildungen aber sind nicht so aufgeschlossen, dass über deren Lagerung sichere Anhaltspunkte gewonnen werden könnten.

Was wir feststellen können, ist eine ausgesprochene Bruchtektonik. Alle Grenzen bis auf die zwischen dem Triaskalk und Lias im Nordosten des Triaskalkes entsprechen steilen Bruchlinien. Selbst im letzteren Fall ist es nicht ausgeschlossen, dass eine wenn auch schwächere Bruchstufe vorliegt. Die Verwerfung zwischen Tithonkalk und Lias westlich vom Steinbruch der Zementfabrik fällt steil unter den Tithonkalk ein.

DIE BOHRUNGEN DER ZEMENTFABRIK

Um die Mächtigkeiten und die chemische Zusammensetzung der Liasmergel und Liastone hier zu kontrollieren, liess die Zementfabrik eine Anzahl Bohrungen durchführen. Die Bohrpunkte sind auf beiliegender Karte verzeichnet.

Die Bohrung Nr. 100 hat zuerst 8 m Schotter durchfahren und darunter 1 m Lehm über dem Triaskalk. Diese oberen Schotterablagerungen ziehen sich von hier nach Osten unter der südlichen Hälfte der Zementfabriksgebäude durch, deren Untergrund bildend. Ein Brunnen bei der Trambahnstation der Zementfabrik hat diese Schotter schon in einer Mächtigkeit von ca 30 m erschlossen.

Die Bohrungen Nr. 101—103 auf dem Hang gegen die Curmătura haben den pleistozänen Lehm aus dem Liegenden der Schotter in grosser Mächtigkeit aufgeschlossen über feuerfestem Sandstein (unterer Dogger), bezw. über unterliasischem Ton.

Die Bohrungen Nr. 104 und 105 fanden im Liegenden der Liasbildungen weissen Triaskalk.

Institutul Geologic al României

B. 100.	0—8 m	Schotter
	8—9 m	Lehm
	9 m —	Weisser Triaskalk
B. 101.	0,—29,5 m	Lehm
	29,5 m —	Feuerfester Sandstein (unterer Dogger)
B. 102.	0—20,5 m	Lehm
	20,5 m—	Feuerfester Sandstein (unterer Dogger)
B. 103.	0—39 m	Lehm
	39 m —	Dunkelgrauer Ton mit Kohle (unterer Lias)
B. 104.	0—5,8m	Liasmergel
	5,8—9,75 m	Tonschiefer dunkel mit Pyrit
	9,75 m —	Weisser Kalk (Trias)
B. 105.	0—1,25 m	Lehm
	1,25—14,40 m	Liasmergel
	14,40—17,60 m	Tonschiefer
	17,60—19,45 m	Ton-Kalkgemisch
	19,45 m —	Weisser Kalk (Trias)
B. 106.	0—47,8 m	Liasmergel.

Die Bohrung Nr. 107 wurde bis in eine Tiefe von 10 m, bis etwas unter das Talniveau abgeteuft stets im Liasmergel, die Bohrung Nr. 108 bis in eine Tiefe von 60,3 m (ca 30 m unter das Talniveau) ebenfalls stets im Liasmergel. Die Bohrung Nr. 109 erreichte gegenwärtig (7.IV.1934) eine Tiefe von 34 m, bohrte somit ebenfalls schon unter dem Talniveau und war die ganze Strecke über in Liasmergel geblieben. Wenn wir nun in Betracht ziehen, dass die Tithonkalkklippe im Steinbruch der Zementfabrik bis ins Talniveau abgebaut wurde und dass der Abbau bereits nahe bis an den Rand gegen die Liasmergel zu vorgeschritten ist, muss die Grenze der Tithonkalkklippe gegen den Liasmergel durch annähernd senkrecht abfallende Verwerfungen gebildet werden. In der NE-Ecke des Steinbruches ist sie auch aufgeschlossen senkrecht abfallend. Die Lias-Tithongrenze westlich von der SW-Ecke des Steinbruches dagegen fällt steil unter den Tithonkalk ein.

Institutul Geologic al României

II. ALLGEMEINER PALAEONTOLOGISCH - STRATIGRAPHISCHER TEIL

DAS GESTEIN DES TRIASKALKRIFFES VON BRAŞOV UND SEINE ZERSETZUNGSRINDE

Der Triaskalk von Braşov ist nicht geschichtet, sondern kompakt. Auf frischem Bruch ist er weiss, gewöhnlich mit einem leichten Stich ins Graue bis hellgrau. Infolge seiner ausgesprochenen Kristallinität hat er schwachen Fettglanz und erweckt den Anschein, als ob er etwas durchscheinend wäre, im Gegensatz zu dem weissen Tithonkalk, dessen Oberfläche stumpf und vollkommen dicht wirkt. Die den Athmosphärilien ausgesetzte Oberfläche des Triaskalkes ist durch Flechten etc. dunkler grau gefärbt. Wo die Zersetzung des Kalkes unter Lehmbedeckung vor sich ging, blieb eine durch die Zersetzung aufgelockerte obere Rinde erhalten und stellt eine bis mehrere Zentimeter dicke, schneeweisse, schwammig poröse Rinde über dem kompakten Kalk dar, deren Masse bis auf den grössten Teil der Versteinerungen, die in ihr stecken, und auf die Calcitadern, die den Kalk durchsetzen, zwischen den Fingern leicht zu feinem, weissem Mehl zerrieben werden kann.

Die Entstehung dieser Verwitterungsrinde, die Auflösung des Kalkes unter der Lehmbedeckung, wobei die Fossilien als gegen chemische Auflösung widerstandsfähiger zurückbleiben und sich anreichern, gleicht in gewissem Sinne dem, was WEPFER [1]) als Auslaugungsdiagenese bei gewissen Kalken beschreibt.

Als Ursache der geringeren Löslichkeit des die Fossilien zusammensetzenden Kalkes [2]) könnte an einen Unterschied in der chemischen Zusammensetzung gedacht werden, vor allem an verschiedenen Magnesiumgehalt.

Der Triaskalk von Braşov ist chemisch fast reines $CaCO_3$. Nach Analysen, die im Chemischen Laboratorium des Institutul Geologic von V. PAŞCA

---

[1]) WEPFER, Auslaugungsdiagenese. *Neue Jahrbuch f. Mineralogie. Beilage*, Bd. LIV. Abt. B. 1926, p. 23, 41.

[2]) Nach A. KELLY sollte das $CaCO_3$ der Kalkschalen der Organismen in der Form des Conchit eine von Calcit und Aragonit verschiedene härtere und widerstandsfähigere Form des Calciumcarbonates darstellen. Untersuchungen BRAUNS, VATERS und BÜTSCHLIS haben jedoch ergeben, dass eine solche Abart nicht existiere, dass es sich vielmehr um Aragonit handle. (LINCK, Über die Bildung d. Carbonate, in DOELTER, *Handbuch d. Mineralchemie*, I, p. 113).

Institutul Geologic al României

durchgeführt wurden, hat der weisse Triaskalk von Brașov einen durchschnittlichen MgO-Gehalt von nur 0,38%.

Von 250 gr des Triaskalkes, die ich in Salzsäure auflöste, blieb als körniger Rückstand nur ein minimaler Rest — insgesamt bloss 0,008 gr — von feinen überwiegend gerundeten, selten eckigen Quarzkörnchen.

Die im chemischen Laboratorium der agrogeologischen Abteilung des Geologischen Institutes in București unter Leitung des Herrn PROTOPOPESCU-PAKE von Herrn O. ALEXANDRESCU durchgeführten Analysen des Kalkes und einer Reihe herausgewitterter Fossilreste aus dem Kalk ergaben folgende Werte:

Nummer	Analysierte Proben	in HCl nicht lösliche Teile (Fe, Al, SiO_2 etc.) %	in HCl lösliche Teile		
			CO_3Ca %	CO_3Mg %	Rest bis 100 Alkalien und nicht bestimmte Substanzen
1	Frischer, kompakter Triaskalk .	0,23	99,25	0,27	0,25
2	Zerreiblicher Verwitterungsrückstand	0,67	98,75	0,37	0,21
3	Lamellibranchiaten- und Gastropodenbruchstücke (aus dem Triaskalk herausgewittert) . .	1,19	97,75	0,30	0,76
4	Aus dem Triaskalk herausgewitterte Colospongia dubia . . .	2,00	97,75	0,21	0,04
5	Aus dem Triaskalk herausgewitterte Cidarisradiole	0,45	99,25	0,23	0,07
6	Aus dem Triaskalk herausgewittertes Crinoidenstielglied . .	0,20	99,50	0,24	0,06

Herr PROTOPOPESCU-PAKE schreibt dazu:

Das Magnesiumcarbonat zeigt eine sehr geringe Anreicherung im zerreiblichen Verwitterungsrückstand (Nr. 2) und in den Lamellibranchiaten- und Gastropodenbruchstücken (Nr. 3). Die Ursache des grösseren Widerstandes gegen die Verwitterung bei den Fossilschalen kann jedenfalls nicht diesem geringen Magnesiumgehalt zugeschrieben werden.

Die Gesamtsumme der nicht bestimmten Substanzen (Alkalien, etc.) der in HCl löslichen Teile ist am grössten in den Lamellibranchiaten- und Gastropodenbruchstücken und ist ganz unbedeutend bei Colospongia, Cidaris und dem Crinoidenstielglied.

Die relativ hohen Werte der in HCl nicht löslichen Teile für die Lamellibranchiaten- und Gastropodenbruchstücke, vor allem aber bei Colospongia ist darauf zurückzuführen, dass von dem den Kalk überlagernden Lehm geringe Mengen auf den Schalen, besonders aber in den Poren der Colospongia haften blieben.

* * *

Institutul Geologic al României

Aus diesen Analysen ergibt sich somit, dass ein chemischer Unterschied für die schwerere Löslichkeit des Kalkes der Fossilien in unserem Falle nicht verantwortlich gemacht werden kann.

In der Literatur finden wir nur ganz allgemeine Andeutungen über eventuell mögliche Ursachen grösserer oder geringerer Löslichkeit verschiedener Kalke (dass sie zum Teil aus schwerer löslichen Stoffen bestehen, dass sie manchmal auch durch ein dünnes Häutchen organischen Ursprungs geschützt werden, dass sie meist ein grösseres Kristallkorn hätten), exakte Angaben über spezielle Untersuchungen diesbezüglich fehlen [1]).

Im Dünnschliff unter dem Mikroskop zeigt der Triaskalk von Brașov eine hellere, durch und durch kristallisierte Grundmasse, die von einem bald dichteren, bald lockereren Netz dunklerer, kleinerer und grösserer Flecken von ganz unregelmässigem Umriss durchsetzt wird. Diese dunkleren Flecken erwecken oft den Eindruck, als ob sie den ausgefüllten Poren eines schwammigen Körpers entsprächen, zum Teil rühren sie aber wohl auch von organogenem Kalksand her. Bei schwacher Vergrösserung sehen sie dicht aus, erweisen sich bei stärkerer Vergrösserung aber als mikrokristallin. Oft begleiten diffus dunkler pigmentierte Zonen grössere, helle Kristallkomplexe, die von Kalkskeletten oder Kalkschalen irgendwelcher Organismen herrühren, aber zu unscharfe, zu undeutliche Konturen zeigen, um mit Sicherheit erkannt werden zu können. Und zwar bestehen die Partieen, die als Schnitte durch Kalkschalen oder Kalkskelette von Organismen angesehen werden können, durchwegs aus gröber kristallinem, hellerem Calcit und werden allseitig von mikrokristallinem dunklerem Calcit begrenzt, wobei beim Triaskalk von Brașov scharfe, klare Grenzlinien fehlen.

Dünnschliffe durch den Tithonkalk zeigen viel deutlicher, dass die hellen grobkristallinen Kalkskelette bezw. Kalkschalen der Organismen von einer schmalen Zone dunkelpigmentierten Kalkes umgeben werden. So z. B. die Längsschnitte durch Gastropodenschalen, die nach aussen von so einer dunkeln Haut umgeben erscheinen, ebenso innen zwischen Schale und dem von hellem Calcit ausgefüllten Lumen der Windungen.

Ähnliches beschreibt LEUCHS [2]) aus dem Hauptdolomit der Lechtaler Alpen. Das Gestein ist kristallisiert, um die Foraminiferenreste legt sich ein dünnes Häutchen von dunklerem, wahrscheinlich bituminösem Material, das ebenfalls kristallinisch ist, aber aus noch kleineren Einzelteilen besteht.

Beim Triaskalk von Brașov sahen wir, dass diese dunklere Pigmentierung nicht in Form eines scharf begrenzten Häutchens auftritt, sondern diffus verteilt ist auf eine Zone, die die Fossilreste umgibt. Daher ist es auch nicht

[1]) WAGNER, Stylolithen und Drucksuturen. *Geol. u. Pal. Abhandlungen* N. F. XI, p. 25. WEPFER, l. c., p. 74.

[2]) LEUCHS, Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente. *Neues Jahrbuch f. Mineralogie*, LIX. Beilage Bd. Abt. B. 1928, p. 422.

Institutul Geologic al României

wahrscheinlich, dass diese dunklere Pigmentierung von eventuell organischem Ursprung die Rolle eines Schutzes gegen Auflösung durch CO -hältiges Wasser hier gespielt hat, wie dies in anderen Fällen oft vielleicht mit Recht angenommen wurde [1]).

Da in der Zersetzungsrinde des Triaskalkes in erster Linie die Calcitadern, die Cidarisradiolen und Crinoidenstielglieder vollständig intakt, unzersetzt geblieben sind, diese aber aus grob kristallisiertem, hellem Calcit, die Cidarisradiolen und Crinoidenstielglieder sogar aus grossen einzelnen Kristallindividuen bestehen, liegt, nachdem ein chemischer Unterschied nicht nachgewiesen werden kann, nachdem ferner auch organisches Material in Form einer Schutzhaut nicht erhalten zu sein scheint, die Annahme nahe, dass ihre schwerere Löslichkeit im Vergleich zur mikrokristallinen, dunkleren Grundmasse durch ihre grobkristalline Struktur bedingt wird.

So finden wir auch die Schalen der Brachiopoden und Mollusken, die zwar viel gröber kristallisiert sind als die mikrokristallinen Partieen, aber feinkörniger bleiben als die Cidarisradiolen und Crinoidenstielglieder, in der Zersetzungsrinde des Triaskalkes zum Teil auch schon von der Zersetzung angegriffen und zwar jedenfalls je nach Intensität und Dauer der Einwirkung in ganz verschiedenen Stadien: von ganz zersetzten, zu feinem Mehl zerreiblichen Schalen bis zu solchen aus ganz frischem hartem Kalk finden wir alle Übergänge. Ja diese Unterschiede finden wir oft an ein und demselben Individuum, wie ich z. B. an einem Exemplar der *Laubella delicata* schmerzlich erfahren musste, dessen Mündung in frischem Zustand ideal schön erhalten war, trotz sorgfältigster Verpackung in Watte und Glasphiole aber auf dem Wege bis nach Hause vollkommen zu Staub zerfiel, während der übrige Teil des Gehäuses gut erhalten blieb und aus festem Kalk besteht.

Somit bleiben nur die grossen Unterschiede in der kristallinen Struktur der verschiedenen Kalkpartien, die in unserem Fall die verschiedene Löslichkeit bedingen müssen.

Nach BÜTSCHLI sollen Kalkskelette und Kalkschalen rezenter Organismen mit erheblichen Mengen von Magnesiumcarbonat meist Calcit, die an Magnesiumcarbonat armen meist Aragonit sein. In nachfolgender Tabelle sind BÜTSCHLI's Angaben zusammengefasst.

Beim Fossilisierungsprozess lagert sich auch der Aragonit in die stabile Modifikation des kohlensauren Kalkes, in Calcit um. Bei dieser Umlagerung geht meist alle Struktur verloren, wie z. B. bei den Riffkorallen.

Bezüglich des weissen Triaskalkes von Brașov können wir somit die Ergebnisse obiger Überlegungen folgendermassen kurz zusammenfassen.

---

[1]) WEPFER, l. c., p. 29.
WAGNER, l. c., p. 25.

Institutul Geologic al României

	Gehalt an Magnesiumcarbonat	
Kalkalgen	0 — 16,90% (meist hoch)	zum grössten Teil Calcit
Protozoen	0 — 12,52% (selten hoch)	meist Calcit
Spongien	6,84% (eine Bestimmung)	Calcit
Coelenteraten	0 — 0,97%	Aragonit
Anthozoen	0 — 9,38% (nur bei Octokorallen hoch)	Aragonit (nur die Octokorallen Calcit)
Echinodermen	0 — 9,36%	Calcit
Vermes	0 — 7,64% (Brachiopoden bis 3,4%)	Calcit
Mollusken	0 — 1,00% (nur bei Argonauta argo 5,08%)	Aragonit (Argonauta argo Calcit)

Die mikrokristalline Grundmasse entstand aus feinkörnigem organogenem Kalkschlamm, der teils schon ursprünglich aus Calcit bestand, teils aber aus Aragonit, der aber infolge der leichten Löslichkeit feinkörniger Massen gleich in die stabile Form des Calcites mit feinem Korn umkristallisierte. Die grösseren organischen Kalkskelette und Schalen der Coelenteraten und Mollusken wurden noch als Aragonit in diese feinkörnige Calcitmasse eingeschlossen und kristallisierten nachträglich als leichter löslich im Vergleich mit dem Calcit der kleinkörnigen Grundmasse zu grobkörnigem Calcit um. Die Schalen der Kalkalgen, Spongien, Echinodermen bestanden schon ursprünglich aus Calcit.

Als Resultat ergeben sich grobkristalline Calcitschalen und -skeletteile eingebettet in eine feinkörnige Calcitmasse.

Wenn die Oberfläche solcher Kalke der Einwirkung CO_2-hältigen Wassers oder verdünnter Humussäuren ausgesetzt wird, wird die feinkörnige Grundmasse als leichter löslich schneller und stärker angegriffen und die Querschnitte durch die Versteinerungen, deren Schalen aus gröber kristallinem Calcit bestehen, bei denen daher der Lösungsprozess langsamer vor sich geht, erscheinen in Relief.

Bei der Zersetzung des Triaskalkes von Braşov spielte die überlagernde pleistozäne Lehmdecke einerseits die Rolle eines Schutzes gegen vollständige Zerstörung und Abrasion der aufgelockerten Masse, andererseits bewirkte sie durch Zurückhalten der Bodenfeuchtigkeit eine viel länger andauernde und daher tiefer wirkende lösende Tätigkeit der CO_2- und humussäurehältigen Wässer.

DIE ZUSAMMENSETZUNG UND ENTWICKLUNG DER TRIASFAUNA VON BRAŞOV

Die im Triaskalk von Braşov gefundene Faunengesellschaft, sowie das vollkommen isolierte Auftreten des ungeschichteten Kalkmassivs sprechen

Institutul Geologic al României

ganz eindeutig dafür, dass wir hier ein fossiles Korallenriff vor uns haben. Die Lebensbedingungen, die Milieuverhältnisse auf fossilen und rezenten Korallenriffen sind im allgemeinen bekannt und oft dargestellt worden. Alle Beobachtungen an unserem Kalk und seiner Fauna ordnen sich in dies geschlossene Bild schön ein.

Wenn ich zur Charakterisierung dessen im folgenden die Entwicklungsbedingungen eines Korallenriffes und die Lebensbedingungen auf ihm ganz kurz schildere, folge ich in der Hauptsache der Darstellung bei WALTHER [1]) und verweise im übrigen auf die neuere Bearbeitung bei PIA [2]) und dessen Literaturangaben.

Während zoogene und phytogene Kalke, Anhäufungen von Kalksand etc. als ebene Schichten in weiter horizontaler Ausdehnung oft auch in kälteren Meeren zwischen klastischen Sedimenten zur Ablagerung gelangen, sind die Korallenriffe auf die tropischen Meere beschränkt und fügen sich als steilböschige Kalklinsen klastischen, heteropischen Sedimenten ein. Und zwar sind es die an eine Minimaltemperatur von 20° C gebundenen Riffkorallen der tropischen Meeren, die mit ihren ästigen, vielverzweigten Stöcken in die Höhe wachsen und in ihrem lückenreichen Gefüge einen grossen Teil des zoogenen und phytogenen Kalksandes fangen und verhinderen, dass der gesamte Kalksand und Kalkschlamm wie im Gebiete kälterer Meere durch die ständige Wasserbewegung in ebene Schichten von weiter horizontaler Ausdehnung ausgebreitet werde.

Das Hauptentfaltungsgebiet der Riffkorallen liegt in einer Tiefe von 3—10 m. Ein Korallenriff kann daher nur in den oberen Wasserschichten wachsen und Korallenriffe, die eine grössere Mächtigkeit als 50 m aufweisen, konnten sich nur in Gebieten entwickeln, in denen sich der Abstand zwischen Meeresboden und Meeresoberfläche vergrösserte. « Das Lebenselement des Korallenstockes ist die bewegte Flachsee » und wir können mit WALTHER die Korallenriffe als « tropische Kalkfazies der Flachsee » bezeichnen.

« Die Fauna der Korallenriffe, die korallophile Tierwelt ist eine der reichsten bionomischen Genossenschaften » (l. c., p. 915). « Wenn man aber glaubte, dass die reiche korallophile Fauna der lebenden Riffe auch in den Ablagerungen eines fossilen Riffes zu finden sei, so irrt man gewaltig. Wir wollen einmal ganz absehen von den Veränderungen, die das Riffgestein durch nachträgliche Diagenese erleidet, Veränderungen, die oftmals alle organischen Spuren vollkommen vernichten. Schon bei dem blossen Absterben eines Riffes beobachten wir nicht nur ein Unkenntlichwerden vieler Korallen, sondern nicht minder eine Zerstörung der korallophilen Fauna. Der weisse grobkörnige Kalksand besteht ja nur aus zerstörten Seeigelkronen, zerbroche-

[1]) WALTHER, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 1893/1894.
[2]) PIA, Die rezenten Kalksteine. 1933, p. 252—290.

Institutul Geologic al României

nen Muschelschalen, zerriebenen Schneckengehäusen, zerfallenen Seesternen, zertrümmerten Korallen, kurzum aus den unkenntlich gewordenen Resten einer früher formenreichen Fauna » (l. c., p. 926).

Beim Fossilwerden eines Korallenriffes ändert sich infolge diagenetischer Vorgänge das Zahlenverhältnis der einzelnen Formen oft vollständig. Formen, die auf dem lebenden Riff vorherrschen, werden oft bis auf undeutliche, unbestimmbare Reste zerstört, während andererseits Formen, die auf dem lebenden Riff vollkommen zurücktreten, im fossilen Riff infolge guter Erhaltung auf einmal als sehr häufig erscheinen können. Infolgedessen überwiegen auf den fossilen Riffen älterer Formationen oft viele Geschlechter, die zum Riffbilden und Sandfangen wenig geeignet erscheinen (l. c., p. 913).

* * *

Der Fundort, an dem ich die hier bearbeitete Fauna sammelte, ist räumlich sehr beschränkt. In einer Flächenausdehnung von kaum 500 m² wurde die pleistozäne Lehmdecke des Triaskalkes abgedeckt und dadurch die durch die Lehmdecke vor der vollkommenen Zerstörung geschützte obere Zersetzungsrinde des Kalkes freigelegt. Die Fauna kann aber nur aus dieser Zersetzungsrinde präpariert und gesammelt werden. Wir kennen daher nur die Fauna dieses kleinen Teiles des triasischen Kalkriffes des Schneckenberges. In der ganzen übrigen Ausdehnung (rund 800 m × 300 m bei einer sichtbaren Mächtigkeit von rund 100 m) des ehemaligen Kalkriffes zeigt die glattgewaschene Oberfläche des Kalkes sozusagen keine bestimmbaren Versteinerungsspuren. Nur nach sehr gründlichem Absuchen konnte ich auch in der Gipfelregion auf angewitterten Flächen Spuren von Colospongia und Korallen finden.

Da aber in Korallenriffen die Fazies und die Faunenzusammensetzung oft auf geringe Entfernung schon sehr stark wechselt, kann das hier gebotene Faunenbild nur einen kleinen Ausschnitt aus dem früheren Leben auf diesem Korallenriffe bieten. Die Hauptmasse der eigentlichen Riffkorallen, die wohl den grössten Teil dieses Kalkriffes aufbauten, kann nicht mehr nachgewiesen werden. Die Kalkalgen, die in ähnlichen Faunengesellschaften der alpinen Korallenriffe in grossen Massen aufzutreten pflegen, haben bisnoch nur geringfügige Spuren geliefert. Von Foraminiferen ist keine Spur erhalten geblieben, ebensowenig von Röhrenwürmern, Krebsen, Fischen etc., ganz abgesehen von der ungeheueren Zahl all der Formen, die keine versteinerungsfähigen Hartteile besassen. Alle diese nehmen aber an der Zusammensetzung des Faunenbildes eines rezenten Korallenriffes hervorragend Anteil.

* * *

Bei näherer Untersuchung des Fossilvorkommens an Ort und Stelle und beim Einsammeln der Fauna kann ein absolutes Überwiegen der Spongien, Korallen, Echinodermen und Brachiopoden festgestellt werden, während die

Institutul Geologic al României

anderen Formen stark zurücktreten und nur vereinzelt gefunden werden. In der weiter unten gegebenen Tabelle verschiebt sich das Häufigkeitsverhältnis zugunsten der selteneren Formen, da ich von diesen beim Einsammeln alles mitnahm, was ich finden konnte, während ich von den in riesigen Mengen vorkommenden *Colospongia dubia*, *Korallen*, *Cidaris dorsata*, *Cidaris trigona* einen grossen Teil liegen liess.

Die Korallen, Spongien, Echinodermen und Brachiopoden machen zusammen in Wirklichkeit sicher rund 95% der Gesamtfauna aus, obwohl es sich bei der für die Echinodermen angegebenen Zahl nicht um ganze Individuen, sondern meistens um zahlreiche Einzelteile (Stacheln, Stielglieder, etc.) einer geringeren Anzahl von Individuen handelt.

	Stückzahl	% der Gesamtfauna	Anzahl der Arten	% der Gesamtzahl der Arten
Spongien	218	9%	9	4,2%
Korallen u. Bryozoen. . . .	350	14,4%	25	11,6%
Echinodermen	979	40,4%	31	14,4%
Brachiopoden	618	25,5%	48	22,3%
Lamellibranchiaten	40	1,6%	29	13,5%
Gastropoden.	170	7%	61	28,4%
Ammoniten	52	3%	12	5,6%
	2.419	—	215	—

Auffallend ist das fast vollkommene Fehlen der Kalkalgen, von denen nur spärliche Reste gefunden wurden. Dies hängt wahrscheinlich mit einer geringeren Erhaltungsfähigkeit ihrer Kalkskelette zusammen. Sie wurden entweder schon früher durch diagenetische Vorgänge oder wahrscheinlich später durch Auflösung in der Verwitterrungsrinde des Triaskalkes grösstenteils zerstört.

* * *

Das auffallende Überwiegen ganz kleiner Formen ist im allgemeinen charakteristisch für die alpinen Triasfaunen von St. Cassianer Typus. Die Ursachen der Entwicklung dieser Pygmaeenfaunen sind viel diskutiert worden und zahlreiche Theorien wurden zu ihrer Deutung aufgestellt. Ich verweise hier vor allem auf die ausführliche Diskussion dieser Frage bei HÄBERLE [1]).

In unserem Fall liegt allerdings noch eine ganz spezielle Ursache vor, die ein so starkes Hervortreten auffallend kleiner Formen bewirkt. Während die Versteinerungen in der eigenartigen Verwitterungsrinde des Triaskalkes auf natürlichem Wege sehr schön herauspräpariert wurden, sind sie im unzersetzten, festen Kalk nicht mehr sichtbar. Ein Versuch, solche aus dem unzersetzten Kalk zu präparieren, ist vollkommen aussichtslos. Versteinerungen,

[1]) HÄBERLE, Palaeontologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo. *Verh. d. Naturh. Med. Vereins z. Heidelberg*, IX. 1909.

Institutul Geologic al României

die aus der Verwitterungsrinde in den festen Kalk hineinragen, erwecken den Anschein, als ob sie im unzersetzten Gestein plötzlich aufhörten. Nun erreicht aber diese Verwitterungsrinde keine grosse Dicke, weshalb wir in ihr nur kleine Formen vollkommen herauspräpariert finden. Daneben sieht man, wenn auch nicht gar zu häufig, angewitterte Teile grösserer Formen, die noch fast ganz im kompakten Kalk stecken und jedem Versuch einer weiteren Präparation aus dem kompakten Kalk widerstehen. Die, wenn auch selteneren, so doch immerhin vorhandenen grösseren Exemplare entziehen sich daher meistenteils einer näheren Untersuchung. Selbst bei Berücksichtigung dieser Umstände bleibt aber doch ein Überwiegen kleiner Formen bestehen, besonders bei den Gastropoden, Brachiopoden und Ammoniten.

Dass diese triasischen Pygmaeenfaunen faziell bedingt sein müssen, wurde von den meisten Autoren angenommen, sei es dass ein zu hoher Salzgehalt seichter, durch Korallenbänke vom Meer getrennter Buchten hiefür verantwortlich gemacht wurde oder ein zu geringer Salzgehalt oder andere ungünstige Lebensbedingungen (z. B. Nahrungsmangel bewirkt durch Absterben der pflanzlichen Meeresorganismen infolge Sinken des Meeresbodens) die Formen in der Entwicklung gehindert haben, sei es dass dichte Algenanhäufungen in seichten Buchten oder andere Ursachen die Ansiedlung von Larven nur kleiner Arten gestatteten, jedenfalls formten ähnliche Faziesverhältnisse zur Zeit der mittleren Trias in weit auseinander liegenden Gebieten aus einem gleichen Faunengrundstock auffallend einheitlich wirkende, faziell bedingte Faunenbilder, die wir eben als Faunen vom Typus der St. Cassianer Fauna bezeichnen. Dabei liefert aber jedes der zahlreichen Vorkommen solcher Faunen trotz des gleichen allgemeinen Gepräges neben gleichen auch eine auffallend grosse Anzahl neuer Formen, die anderen Arten ähnlicher Faunen zwar gewöhnlich sehr nahe stehen, aber doch eigenartige neue Typen darstellen. Dabei scheint diese Umbildung keineswegs immer gleichzeitig erfolgt zu sein, da wir in verschiedenen Gebieten Faunen vom St. Cassianer Typus teils in Schichten der unteren bis oberen ladinischen Stufe, teils gar in solchen der karnischen bis unteren norischen Stufe antreffen.

Es liegen hier ganz ähnliche Verhältnisse vor wie bei den pliozänen Süsswasserfaunen Südosteuropas, bei denen ein gleicher Faunengrundstock in getrennten, oft weit von einander entfernten Süsswasserbecken, unabhängig von einander, oft auch zu verschiedenen Zeiten durch gleiche Milieubedingungen zu charakteristischen Faunen von sehr ähnlichem Gepräge umgebildet wurde. Die Faunen der einzelnen Becken aber lassen ihre von einander unabhängige Entwicklung durch das starke Hervortreten, oft sogar Überwiegen von ausgesprochen endemischen Formen deutlich erkennen [1]).

[1]) JEKELIUS, Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Braşov. *Memoriile Institutului Geologic.* Vol. II. 1932, p. 44—46.

Institutul Geologic al României

Es liegt hier in gewissem Sinne eine ähnliche Erscheinung vor, wie die von KOKEN [1]) als « iterative Artbildung » bezeichnete. Doch ist der Begriff der « iterativen Artbildung » in KOKEN's Auffassung ausgesprochen zeitlich orientiert. Von einer langlebigen Stammform sollen zeitweilig Formgruppen ausstrahlen, die einander sehr ähnlich werden können, ohne direkt genetisch verbunden zu sein. « Ähnliche Formen wiederholen sich, indem sie zu verschiedenen Zeiten aus dem konservativen Stammhalter hervorgehen, aber nicht, indem sie eine der anderen die Existenz gaben ».

In vorliegendem Fall der Faunen von St. Cassianer Typus jedoch tritt, so wie bei den pliozänen Süsswasserfaunen Südosteuropas an Stelle der rein zeitlichen eine überwiegend geographische Orientierung dieses Begriffes, insoferne als gleichzeitig oder mit relativ geringen Altersdifferenzen aus einem einheitlichen Faunengrundstock in mehr oder weniger weit auseinanderliegenden Gebieten durch ähnliche Faziesverhältnisse unabhängig von einander Faunen von sehr ähnlichem Gepräge geformt werden, die aber nicht wie bei der iterativen Artbildung stockwerkförmig übereinander sondern mehr oder weniger gleichzeitig nebeneinander liegen.

DIE STRATIGRAPHISCHE STELLUNG DES WEISSEN TRIASKALKES VON BRAŞOV

Aus der ladinischen und der karnischen Stufe der alpinen Trias kennen wir eine ganze Reihe von Faunen, die ein auffallend ähnliches Gepräge zeigen wie die Fauna der Schichten von St. Cassian. Alle diese Faunen brachten neben vielen neuen, lokal beschränkten Formen, die stratigraphisch nicht ausgewertet werden können, in der Hauptsache stratigraphisch ziemlich indifferente Formen, die durch verschiedene Stufen durchgehen. Auf enge Horizonte beschränkte Leitfossilien sind in diesen Faunen selten. Daher die grossen Schwierigkeiten, die sich überall einer genauen Horizontierung dieser Faunen und einem stratigraphischen Vergleich derselben mit verwandten Faunen entgegenstellten. Um trotzdem zu möglichst exakten Resultaten zu gelangen, wurden vor allem statistische Methoden angewendet, scheinbar in gewisser Anlehnung an die früher bei tertiären Faunen übliche Methode zur Bestimmung ihres relativen Alters, nach der die Faunen nach ihrem Prozentsatz rezenter Formen stratigraphisch klassifiziert wurden.

Das Verfahren HÄBERLE's [2]) zur statistischen Erfassung der stratigraphischen Beziehungen eines untersuchten Fundortes zu anderen bekannten Faunen wurde nachher auch von WILKEN's [3]) angewendet. Es besteht darin,

[1]) KOKEN, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.*, p. 40.

[2]) HÄBERLE, Palaeontol. Unters. triad. Gastr. a. d. Gebiet v. Predazzo. *Verh. d. Naturh. Med. Ver. z. Heidelberg*, IX. 1909.

[3]) WILKENS, Palaentol. Unters. triad. Faunen a. d. Umgebung von Predazzo. *Verh. d. Naturh. Med. Ver. z. Heidelberg*, X. 1910.

Institutul Geologic al României

dass jede Form z. B. des Viezzenafundortes, die mit einer an einer anderen Lokalität vorkommenden Form völlig identisch ist, in der Rubrik der betreffenden Lokalität mit 1 vermerkt wird, während nicht sicher identische, mit cfr. bezeichnete Formen den Zahlenwert $^1/_2$ erhalten. Die aus der Addition dieser Zahlenwerte der mit einer bestimmten anderen Fauna gemeinsamen Formen sich ergebende Summe wurde nicht zur Gesamtsumme der vorliegenden Arten, sondern nur zur Anzahl der verglichenen (mit $^1/_2$ oder 1 bezeichneten) Formen in Beziehung gesetzt und dieses Verhältnis prozentual ausgedrückt.

Wie wenig zuverlässig aber diese Methode ist, folgt schon aus der Tatsache, dass die Latemarkalke, die als gleichalt mit den Viezzenakalken festgestellt wurden, nur 22% gleiche Formen mit letzteren ergaben, mit den älteren Marmolatakalken dagegen 50% und mit den jüngeren Unteren Cassianer Schichten 32%. Ausserdem kommt nach dieser Methode z. B. einem *Pecten discites*, der durch die ganze Trias durchgeht, die gleiche Bedeutung zu wie etwa dem *Trachyceras reitzi*. Beide hätten den Zahlenwert 1 in der Statistik, obwohl in Wirklichkeit 100 Formen vom stratigraphischen Wert eines *Pecten discites* einen *Trachyceras reitzi* allein bei der Horizontbestimmung nicht aufwiegen können.

Die gleiche Methode verwendete nachher auch BUBNOFF [1]), doch betonte er (p. 343), dass es ihm nicht richtig erscheine, die neuen Arten von dem prozentuellen Vergleiche auszuschliessen. Ausserdem ist nach BUBNOFF auch die Häufigkeit der einzelnen Arten für die Altersbestimmung wichtig. Er führte daher in seine Statistik noch eine neue Zahl ein, die ausdrückt, welcher Prozentsatz der bearbeiteten I n d i v i d u e n Arten angehört, die an anderen Fundorten wiederkehren.

Ausserdem führte BUBNOFF noch eine weitere Berechnungsart in die statistische Methode ein. « Vergleichen wir eine neu beschriebene Fauna mit einer früher bekannten, so ist es zweifellos von Wichtigkeit, über die verhältnismässige Reichhaltigkeit der letzteren eine unmittelbare Anschauung zu haben, denn es ist ja natürlich nicht gleich, ob z. B. die 50%, die unsere Fauna *a* mit einer anderen *b* gemeinsam hat, innerhalb dieser Fauna *b* 10% oder 70% ausmachen; ist die Fauna *b* im Vergleich zu *a* sehr reich, so wird sogar ein hoher Prozentsatz von *a* weniger aussagen, als wenn sie sehr arm ist. Diese Beziehung kann so ausgedrückt werden, dass die Arten beider Fundorte addiert werden (die gemeinsamen natürlich nicht doppelt) und dann in Prozenten ausgedrückt wird, wieviel Prozent nur auf einen der beiden Fundpunkte entfallen, wie viele gemeinsam sind und wie viele nur mit Vorbehalt identifiziert werden können.

---

[1]) BUBNOFF, Die ladinische Fauna von Forno. *Verh. d. Naturh. Med. Ver. z. Heidelberg*, XIV. 1921.

Institutul Geologic al României

Die Zahlenreihe Marmolata: Forno 42%: 44%: 9%: 5% hätte also zu bedeuten, dass von allen Arten beider Fundpunkte 42% nur der Marmolata, 44% nur Forno, 9% beiden sicher gemeinsam, 5% beiden mit Vorbehalt gemeinsam angehören ».

Doch kommt BUBNOFF schliesslich zu dem Resultat, « dass die nackten Zahlen für sich allein nichts entscheiden können ».

Ich habe diesen Erörterungen einen grösseren Platz eingeräumt, hauptsächlich um damit die Verlegenheit zu charakterisieren, in die wir bei dem Versuch einer genauen stratigraphischen Fixierung selbst reicher ähnlicher Faunen leicht versetzt werden.

* * *

Sehen wir uns nun die Fauna von Brașov näher an. Abgesehen von den Spongien, Korallen, Bryozoen und Algen enthält vorliegende Fauna 181 verschiedene Formen, von denen 20 nur generisch, bezw. cfr. bestimmt werden konnten, 82 Formen aber als neu beschrieben werden mussten. Die übrigen 79 stimmen mit Formen überein, die aus anderen Gebieten schon bekannt waren. Von diesen 79 Formen sind 4 bisher nur aus Raibler Schichten erwähnt worden, 53 dagegen sind mit Formen von St. Cassian identisch, von denen 19 bisher nur aus dem Niveau der Schichten von St. Cassian erwähnt wurden, 21 aus dem Niveau der Schicht von St. Cassian und aus den höheren Raibler Schichten, 3 ausser von St. Cassian auch aus tieferem Niveau, 11 aber steigen aus dem Wengener Niveau bis in die Raibler Schichten hinauf, aus dem Langobard bis ins Obercordevol, von denen eine Art aber bei St. Cassian selber bis noch nicht festgestellt wurde. 20 wurden aber bisher nur aus einem Niveau erwähnt, das den Wengener Schichten entspricht.

Eine Form *(Waldheimia zugmayeri)* war bisher nur aus den norischen Kalken der Raxalpe und des Kodrugebirges bekannt, sowie mit cfr. aus der weissen Kalkfazies des Muschelkalkes und der Buchensteiner Schichten des Balaton.

Den Formen, die bisher nur aus Raibler Schichten erwähnt wurden (*Cidaris alata poculiformis* BATHER; *C. dorsata marginata* BATHER; *Anaulocidaris testudo* BATHER; *Pachycardia plieningeri* BROILI) möchte ich keine stratigraphische Bedeutung zuschreiben. Für *Cidaris alata* stellt BATHER eine genetische Reihe auf: Der Typus stammt aus dem Wengener Niveau; *C. alata subalata* soll für St. Cassian charakteristisch sein und *C. alata poculiformis* für die Raibler Schichten. Letztere Form ist bisher bloss aus dem Bakony beschrieben worden. Ob sie sich nicht auch aus tieferem Horizont wird nachweisen lassen, bleibt abzuwarten. Von Brașov liegt mir nur ein Exemplar vor, das an *poculiformis* anzuschliessen ist, alle anderen gehören zu *C. alata subalata*, also zur St. Cassianer Varietät dieser Art. *Cidaris dorsata marginata*, die BATHER als Raibler Varietät der *C. dorsata* auffasst, findet sich bloss verein-

Institutul Geologic al României

zelt in der grossen Masse der typischen *dorsata* aus dem Triaskalk von Braşov und auch bei diesen seltenen Exemplaren ist der für *marginata* charakteristische gekörnelte Kiel stets nur schwach entwickelt. Die Art des Auftretens dieser Kielbildung erweckt mehr den Eindruck, als ob wir es hier mit den Anfängen dieser Variationsrichtung zu tun hätten, die zur Zeit der Raibler Schichten zu extremen Formen geführt hat. In welchem Horizont diese Variationsrichtung aber zuerst einsetzte, ist nicht bekannt.

Von *Anaulocidaris testudo* BATHER liegt bloss eine Radiole vor. So weit nach dieser geurteilt werden kann, handelt es sich jedenfalls um *testudo* und nicht um die sehr ähnliche St. Cassianer *A. buchi.*

Pachycardia plieningeri liegt auch nur in einem mangelhaft erhaltenen Exemplar vor, das kleiner ist als die typische Form der Raibler Schichten, doch sind die Formverhältnisse gleich, so dass ich an der Identität mit dieser als Raibler Art bekannten Form nicht zweifle.

Dies sind in der reichen Fauna von Braşov die einzigen Hinweise auf das Raibler Niveau. Sie können gegenüber den viel schwerwiegenderen, die auf ein tieferes Niveau hindeuten, wohl vernachlässigt werden.

Rein zahlenmässig überwiegen, wie wir sahen, die Formen der St. Cassianer Schichten absolut, was noch dadurch verstärkt wird, dass auch die Korallenfauna nach Dr. O. KÜHN ausgesprochen St. Cassianer Typus zeigt. Dies starke Überwiegen der St. Cassianer Formen muss aber zum grossen Teil wohl darauf zurückgeführt werden, dass die Fauna von St. Cassian weit vollständiger bekannt ist als die der tieferen Horizonte der alpinen Trias. So sind z. B. die Echinodermen der tieferen Horizonte sozusagen unbekannt. Und die Echinodermen aus der Trias von Braşov allein haben mit St. Cassian schon 16 gemeinsame Formen geliefert. Das Gleiche gilt aber nach KÜHN auch bezüglich der Korallen. Wenn wir daher die Korallen und die Echinodermen bei diesem Vergleich ausseracht lassen, verschiebt sich das Verhältnis ganz wesentlich und es stehen 25 Formen, die bisher nur aus Schichten von St. Cassian, bezw. St. Cassian und Raibler Schichten bekannt wurden, 20 Formen gegenüber, die bisher nur aus einem tieferen, den Wengener Schichten entsprechenden Niveau bekannt wurden. Wenn wir ferner in Betracht ziehen, dass auch die wenigen Cephalopoden eher auf dies tiefere Niveau hindeuten, ebenso *Daonella lommeli* (obwohl KITTL die Frage offen lässt, ob *D. lommeli* nicht eventuell auch in das Niveau der St. Cassianer Schichten aufsteigen könne) wird der durch die Fauna von Braşov vertretene Horizont wohl am besten als Grenzhorizont zwischen Wengener Schichten und den Schichten von St. Cassian aufzufassen, oder eventuell sogar ganz in das Wengener Niveau zu verlegen sein.

Der Triaskalk von Braşov entspricht der Kalkfazies der ladinischen Stufe der Südalpen und ist stratigrapisch an die Grenze zwischen Langobard und Untercordevol oder aber ins Langobard (Wengener Niveau) zu verlegen;

Institutul Geologic al României

DIE FAUNA DES WEISSEN TRIASKALKES VON BRAŞOV

Nummer	BENENNUNG DER ARTEN	Pachycardientuffe und Raibler Schichten	St. Cassian	Viezzena, Latemar, Ghegna, Forno	Marmolata	Esino
1	*Teutloporella infundibuliformis* GÜMB . . .					
2	? *Diplopora anulata* SCHAFH					
3	*Hexastraea magna* KÜHN					
4	*Stylophyllopsis romerloana* VOLZ					
5	*Montlivaultia* cf. *montis hierosolymorum* PAPP					
6	*Montlivaultia obliqua* (MÜNSTER)					
7	*Margarophyllia crenata* (MÜNSTER) VOLZ .					
8	» *multisepta* KÜHN					
9	*Thecosmilia sublaevis* (MÜNSTER) VOLZ . .					
10	*Margarosmilia confluens* (MÜNSTER) . . .					
11	» *richthofeni* VOLZ					
12	» *septanectens* (LORETZ) VOLZ					
13	*Cassianastraea transsylvanica* KÜHN . . .					
14	» *rudissima* KÜHN					
15	*Astraeomorpha robusta* KÜHN					
16	*Myriophyllia jekeliusi* KÜHN					
17	» *münsteri* VOLZ					
18	» *pygmaea* (MÜNSTER) KÜHN .					
19	*Omphalophyllia boletiformis* (MÜNSTER) WOEHRM					
20	*Omphalophyllia radiciformis* (KLIPST) VOLZ					
21	» *recondita* (LAUBE) VOLZ .					
22	*Craspedophyllia alpina* (LORETZ) VOLZ . .					
23	» *cristata* VOLZ					
24	*Pinacophyllum gracile* (MÜNSTER) VOLZ . .					
25	*Spongiomorpha dendroidea* KÜHN					
26	*Chaetetes* sp.					
27	*Ceripora* cf. *cnemidium* (KLIPST.) WOEHRM.	+	+			
28	*Colospongia dubia* MÜNSTER	+	+		+	
29	*Encrinus cassianus* LAUBE	+	+			
30	» *granulosus* MÜNSTER	+	+			
31	» *varians* MÜNSTER					
32	» *coronensis* n. sp.					
33	» *carpathicus* n. sp.					

Institutul Geologic al României

Nummer	BENENNUNG DER ARTEN	Pachycardientuffe und Raibler Schichten	St. Cassian	Viezzena, Latemar, Ghegna, Forno	Marmolata	Esino
34	*Isocrinus racadaui* n. sp.					
35	» sp.					
36	*Miocidaris curmaturi* n. sp.					
37	» *subcoronata* MÜNSTER	+	+			
38	» *barzaviae* n. sp.					
39	*Triadocidaris coronensis* n. sp.					
40	*Cidaris alata subalata* d'ORB		+			
41	» » *poculiformis* BATHER	+				
42	» *dorsata* MÜNSTER	+	+			
43	» » *marginata* BATHER	+				
44	» *trigona* MÜNSTER	+	+			
45	» *wächteri* WISSM	+	+			
46	» *similis* DESOR	+	+			
47	» *wissmanni* DESOR	+	+			
48	» *wissmanni* var. *rudis* BATHER		+			
49	» *roemeri* WISSM.	+	+			
50	» *fustis* LAUBE	+	+			
51	» *linearis* MÜNSTER		+			
52	» *flexuosa* MÜNSTER		+			
53	» *decorata* MÜNSTER	+	+			
54	*Radiolus alutensis* n. sp.					
55	» *racadaui* n. sp.					
56	» *adametzi* n. sp.					
57	» *herbichi* n. sp.					
58	» *antipai* n. sp.					
59	*Anaulocidaris testudo* BATHER	+				
60	*Discina* n. sp. indet					
61	*Thecidea asperulata* BITTNER		+			
62	*Rhynchonella brasoviae* n. sp.					
63	» *coronae* n. sp.					
64	» *dacica* n. sp.					
65	» » var. *paucicostata* n. var.					
66	» *racadaui* n. sp.					
67	» *alutae* n. sp.					
68	» *cynodon* LAUBE	+	+			

Institutul Geologic al României

Nummer	BENENNUNG DER ARTEN	Pachycardientuffe und Raibler Schichten	St. Cassian	Viezzena, Latemar, Ghegna, Forno	Marmolata	Esino
69	*Rhynchonella cynodon* var. *nuda* n. var. . .					
70	» » var. *triplicata* n. var.					
71	» *tricostata* MÜNSTER		+			
72	» *barzaviae* n. sp.					
73	» *curmaturi* n. sp.					
74	» *transsylvanica* n. sp.					
75	» *meschendörferi* n. sp.					
76	» *herbichi* n. sp.					
77	» *parva* n. sp.					
78	*Spiriferina fragilis* SCHLOTH			+	+	
79	» *simionescui* n. sp.					
80	» *stefanescui* n. sp.					
81	*Cyrtina zittelii* BITTNER	+	+			
82	*Spirigera fasciata* n. sp.					
83	» *macovei* n. sp.					
84	» *fasciataeformis* n. sp.					
85	» *athanasiui* n. sp.					
86	» *coronae* n. sp.					
87	» *carpathica* n. sp.					
88	» *quinquecostata* MÜNSTER		+			
89	» *romana* n. sp..					
90	» *indistincta* BEYR	+	+			
91	» *wissmanni* MÜNSTER	+	+	+		
92	*Retzia carpathica* n. sp.					
93	» *schafferi* n. sp.					
94	*Koninckella trauthi* n. sp.					
95	*Terebratula cassiana* BITTNER		+			
96	*Waldheimia angustaeformis* BOECKH . . .				+	
97	» *dacica* n. sp.					
98	» *predai* n. sp.					
99	» *barzaviae* n. sp.					
100	» *alutae* n. sp.					
101	» *wachneri* n. sp.					
102	» *triadica* n. sp.					
103	» *subangusta* MÜNSTER.	+	+		+	

Institutul Geologic al României

Nummer	BENENNUNG DER ARTEN	Pachycardientuffe und Raibler Schichten	St. Cassian	Viezzena, Latemar, Ghegna, Forno	Marmolata	Esino
104	*Waldheimia angusta* var. *rosaliae* SALOMON .				+	
105	» *piai* n. sp.					
106	» *kühni* n. sp.					
107	» *zugmayeri* BITTNER					
108	*Cassianella decussata* MÜNSTER	+	+			
109	» sp. aff. *gryphaeata*					
110	*Daonella lommeli* MOJS				+	+
111	*Pecten coronensis* n. sp.					
112	» *alutensis* n. sp.					
113	» *alberti* n. sp.					
114	» *interstriatus* MÜNSTER		+	+		
115	» sp.					
116	» *subaequicostatus* BITTNER		+			+
117	» sp.					
118	» *undiferus* BITTNER	+	+			
119	» *discites* SCHLOTH			+	+	
120	*Lima podeki* n. sp.					
121	» sp.					
122	*Enantiostreon triadicum* n. sp.					
123	*Modiola klipsteini* BITTNER		+			
124	*Leda dacica* n. sp.					
125	*Cucullaea impressa* MÜNSTER	+	+	+	+	
126	*Myophoria* sp.					
127	» *teutschi* n. sp.					
128	» *predai* n. sp.					
129	» n. sp. indet.					
130	*Pachycardia plieningeri* BROILI	+				
131	*Cardita coronensis* n. sp.					
132	*Myoconcha* sp..					
133	*Opis* sp.					
134	*Schafhäutlia* sp.					
135	*Myophoricardium* sp.					
136	*Cardiomorpha coronensis* n. sp..					
137	*Laubella delicata* LAUBE		+			
138	*Pleurotomaria barzaviae* n. sp.					

Institutul Geologic al României

Nummer	BENENNUNG DER ARTEN	Pachycardientuffe und Raibler Schichten	St. Cassian	Viezzena, Latemar, Ghegna, Forno	Marmolata	Esino
139	*Pleurotomaria kräutneri* n. sp.					
140	» *racadaui* n. sp.					
141	» *mrazeci* n. sp.					
142	» *mrazeci* var. *acuta* n. var.					
143	*Ptychomphalina protei* MÜNSTER		+			
144	*Schizogonium serratum* MÜNSTER		+			
145	*Temnotropis carinata* MÜNSTER	+	+	+		
146	*Trachybembix junonis* KITTL			+	+	+
147	*Worthenia esinensis* KITTL				+	+
148	» *romana* n. sp.					
149	» sp.					
150	» *coronata* MÜNSTER	+	+		+	
151	» » var. *plicosa* KITTL		+			
152	» *joannisaustriae* KLIPST		+			
153	*Brochidium coronense* n. sp.					
154	*Euomphalus carpathicus* n. sp.					
155	» *triasicus* n. sp.					
156	» sp.					
157	*Astralium simionescui* n. sp.					
158	» *simionescui* n. sp. var.					
159	*Collonia cincta* MÜNSTER	+	+			
160	*Eucycloscala circumnodosa* KITTL				+	
161	*Trochus coronensis* n. sp.					
162	» *coronensis* n. sp. var.					
163	» *racadaui* n. sp.					
164	*Umbonium helicoides* MÜNSTER		+			
165	*Fossariopsis binodosa* MÜNSTER	+	+		+	+
166	*Hologyra cassiana* WISSM	+	+			+
167	*Naticella dacica* n. sp.					
168	» *acutecostata* KLIPST		+	+	+	+
169	*Neritopsis macovei* n. sp.					
170	» *ornata* MÜNSTER	+	+			
171	*Cryptonerita elliptica* KITTL	+		+	+	+
172	» *conoidea* BOEHM			+	+	+
173	*Neritaria comensis* HOERN			+	+	+

Institutul Geologic al României

Nummer	BENENNUNG DER ARTEN	Pachysardientuffe und Raibler Schichten	St. Cassian	Viezzena, Latemar, Ghegna, Forno	Marmolata	Esino
174	*Pachyomphalus rectelabiatus* KITTL			+	+	+
175	*Platychilina cainalloi* STOP	+	+	+	+	+
176	*Trachynerita quadrata* STOP			+	+	+
177	*Patella coronensis* n. sp.					
178	» *racadaui* n. sp.					
179	» *crateriformis* KITTL			+	+	+
180	*Scalaria triadica* KITTL	+	+	+	+	
181	*Purpuroidea carpathica* n. sp.					
182	*Turritella alutae* n. sp.					
183	» *abbatis* KITTL		+			
184	*Coelostylina nodosa* MÜNSTER		+			
185	*Euchrysalis pupaeformis* MÜNSTER	+	+			
186	*Euthystylus coronensis* n. sp..					
187	*Omphaloptycha concavoconvexa* STOP . .					+
188	*Protorcula loxonemoides* KITTL				+	+
189	*Spirochrysalis nympha* MÜNSTER		+			
190	» *coronensis* n. sp.					
191	*Telleria coronensis* n. sp.					
192	*Trypanostylus laevigatus* n. sp.					
193	» *carpathicus* n. sp.					
194	*Undularia concava* STOP				+	+
195	*Promathildia barzaviae* n. sp.					
196	» *subornata* MÜNSTER	+	+			
197	*Orthoceras campanile* MOJS			+	+	+
198	» sp.					
199	*Pleuronautilus marmolatae* MOJS				+	
200	*Sageceras* sp.					
201	*Hungarites elsae* MOJS					+
202	*Arpadites* sp.					
203	*Nannites* n. sp. indet.					
204	*Trachyceras coronense* n. sp.					
205	*Arcestes barrandei* LAUBE		+			
206	» sp. aff. *boeckhi* MOJS.					
207	» sp.					
208	*Atractites boeckhi* STÜRZENB				+	

Institutul Geologic al României

er ist in gewissem Sinne als äquivalente Bildung mit Marmolatakalk, Esinokalk, Latemarkalk zu betrachten. Diese südalpinen, mitteltriasischen Kalkmassive erreichen Mächtigkeiten bis über 1000 m und gehen durch mehrere Stufen durch. PIA fasst diese Kalke mit dem nord-alpinen Wettersteinkalk unter dem Namen Wettersteinkalk [1]) zusammen und gibt den stratigraphischen Umfang des Wettersteinkalkes mit Unterfassan-Obercordevol an und betont [2]), dass es für die rein kalkige Fazies auch der Marmolata und des Latemar bisher kaum möglich war « sicher festzustellen, welche Fundpunkte fassanisch, langobardisch und cordevolisch sind ».

GEOGRAPHISCHE VERBREITUNG DER FAUNA VON ST. CASSIANER TYPUS IN RUMÄNIEN

Aus der Dobrogea hat SIMIONESCU [3]) eine St. Cassianer Fauna beschrieben, und zwar aus dem Kalk der Insel Popina. Dieser Kalk ist dunkelgrau, zum Teil schwarz mit rötlichen Streifen gefleckt. Auf der Oberfläche des Kalkes sind Querschnitte sehr zahlreicher Fossilien sichtbar, die sich aus dem Kalk zum grossen Teil lösen lassen. So verschieden daher der Kalk der Insel Popina vom Triaskalk von Brașov ist, zeigt die von SIMIONESCU aus ihm beschriebene Fauna doch grosse Ähnlichkeit mit der von Brașov.

Der Kalk der Insel Popina enthält nach SIMIONESCU: *Colospongia dubia* MÜNSTER; zahlreiche Korallen, die aber grösstenteils unbestimmbar waren; sehr zahlreiche Echinodermen, die direkt gesteinsbildend auftreten, aber auch grösstenteils unbestimmbar sind.

Von den näher beschriebenen Formen sind am zahlreichsten die Brachiopoden (überwiegend kleine Formen), es folgen die Lamellibranchiaten. Schwächer vertreten sind Gastropoden. Von Ammoniten liegt nur ein unbestimmbarer Querschnitt vor.

Von 22 spezifisch bestimmten Formen sind 5 neu. Ausserdem sind 17 Formen nur mit cfr. oder aff. bestimmt. Von den 17 Formen, die verbleiben, wenn wir von den 22 spezifisch bestimmten die 5 neuen abziehen, sind 13 Formen für die Schichten von St. Cassian charakteristisch. Das sind 76%.

SIMIONESCU bestimmte das Alter der Kalke von Popina als Oberladin, als äquivalent mit den Schichten von St. Cassian.

Über eine Triasfauna von St. Cassianer Typus, die aber auf Grund der Ammoniten in einen viel höheren Horizont, in die Zone des *Tropites subbullatus* der oberen karnischen Stufe gestellt werden muss, berichtet KUTASSY [4]) aus

[1]) PIA, Grundbegriffe der Stratigraphie 1930, p. 18 und 97.
[2]) PIA, l. c., p. 98.
[3]) SIMIONESCU, La faune triasique de l'île de Popina. București, 1910.
[4]) KUTASSY, Die Ausbildung der Trias im Moma-Gebirge. *Centralblatt*. 1928. Abt. B.

Institutul Geologic al României

dem Momagebirge in Westsiebenbürgen. Der hellgraue Kalk, dem die Fauna entstammt, ist sehr reich an Kalkschwämmen, Korallen und Echinodermen. Die Lamellibranchiaten und Gastropoden zeigen St. Cassianer Charakter. Von 40 spezifisch bestimmten Formen sind 21 neu.

Die tieferen, unterkarnischen Kalke dieses Gebietes treten nach KUTASSY in Hallstätter Fazies auf.

In einer zweiten Arbeit berichtet KUTASSY [1]) über eine Fauna von St. Cassianer Typus mit Zwergformen von Gastropoden und Lamellibranchiaten, nunmehr aus hellgrauen Kalken der norischen Stufe des Kodrugebirges. Hier sollen die Zwergformen in Gesellschaft zahlreicher grosser Lycodusformen auftreten. In dieser Fauna sind nach KUTASSY unter 21 spezifisch bestimmten Formen 15 neu.

Von diesen aus Rumänien bekannt gewordenen Faunen von St. Cassianer Typus steht jedenfalls die der Insel Popina der Fauna von Brașov am nächsten, auch im Alter. Doch gehört die Fauna von Brașov einem etwas tieferen Horizont an.

Für das Gebiet der Karpathen selber steht die Triasfauna von Brașov aber bisnoch ganz isoliert da.

DIE STELLUNG DES TRIASKALKES VON BRAȘOV ZU DEN TRIASBILDUNGEN DER SÜDOST-KARPATHEN

Um die palaeogeographische Stellung der Triasbildungen des Gebirges von Brașov beurteilen zu können, müssen wir kurz die Entwicklung der Trias in den Südostkarpathen auf Grund der bisherigen, leider noch sehr lückenhaften Untersuchungsergebnisse verfolgen.

1. Bucowina

Die triasische Schichtenfolge der Bukowina beginnt mit Werfener Schiefern [2]). Nach KRÄUTNER [3]) sind die 50—200 m mächtigen Dolomite der Campiler Schichten in zusammenhängenden Zügen weithin zu verfolgen. Die Bildungen der höheren triasischen Stufen dagegen sind nur als grössere oder kleinere Blöcke dem Aptien eingelagert und konnten nirgends anstehend in dem Gebiet festgestellt werden.

HERBICH [4]) hatte aus dem Părâul Cailor in der Bukowina mit

[1]) KUTASSY, Die Triasschichten des Béler- und Bihargebirges. *Verh. d. Geol. R.-A.* Wien, 1928.

[2]) MERHARD, Neue Funde a. d. Trias d. Bukowina. UHLIG, Das Vorkommen d. Werfener Schiefer in Valea Seaca. *Mitt. d. geol. Gesellsch.* Wien III, 1910.

[3]) KRÄUTNER, Geolog. Untersuchungen i. d. Rarău-Gebiet. *Anuarul Institutului Geologic al României, Vol.* XIV. 1931.

[4]) HERBICH, Über die Roteisensteine von Alsó-Rákos und Vargyas in Siebenbürgen. *Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen.* 1859, p. 338.

Institutul Geologic al României

mesozoischen Eruptivgesteinen vergesellschaftete, an Roteisenstein reiche rote Jaspise beschrieben. Sie wurden von PAUL [1]) und von UHLIG [2]) als triasisch aus dem Liegenden der Wengener Hallstätter Kalke aufgefasst. HERBICH [3]) stellte ihnen nachher die an Roteisenstein reichen Jaspise von Racoș und Vârghiș gleich, ebenso auch die roten Jaspise des Gebirges von Brașov und des Hăghimaș. Diese Jaspise des Gebirges von Brașov und des Hăghimaș erwiesen sich aber später als Callovien-Oxford [4]), woraufhin dann KRÄUTNER auch die Jaspise der Bukowina als Callovien-Oxford bezeichnete. Die Jaspise der Bukowina kenne ich nicht. Die an Roteisenstein reichen Jaspise des Gebietes von Racoș und Varghiș aber entsprechen, wie ich glaube, nicht den Callovien-Oxfordjaspisen. Es ist nicht ausgeschlossen, dass sie sich bei näherer Untersuchung tatsächlich als triasisch herausstellen werden. Wir werden mit der Fazies der roten oder auch andersfarbigen Jaspise in verschiedenen Niveaus rechnen müssen, ähnlich wie sich auch die Fazies des weissen Riffkalkes bei uns in der mittleren Trias, im Tithon und im Neocom wiederholt.

Die Hallstätter Kalke aus der Bukowina hat zuerst PAUL [5]) bekannt gemacht und zwar aus dem Părâul Cailor bei Pojorâta. Er spricht von einem 3—4 m mächtigen roten Kalk aus dem Hangenden der roteisensteinführenden Jaspise. In diesem roten Kalk unterscheidet er zwei « Horizonte ». Die Fauna bestimmte MOJSISOVICS, die Daonellen revidierte nachher KITTL [6]). Der tiefere Horizont führt:

Posidonia wengensis WISSM. *(Posidonomya).*
Halobia bukovinensis KITTL *(Daonella lommeli* MOJS.).
Protrachyceras archelaus LAUBE *(Trachyceras).*
Sageceras walteri MOJS.
Monophyllites wengensis KLIPST. *(Lytoceras).*
Arcestes sp. ind.

Der höhere Horizont ist manchmal ganz aus grossen Daonellen zusammengesetzt:

Daonella pichleri MOJS.
Daonella pichleri MOJS. var. *(Daonella reticulata* MOJS.).
Daonella pauli KITTL. n. sp.
Pecten n. sp.

---

[1]) PAUL. Grundzüge d. Geologie d. Bukowina. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* 1876.
[2]) UHLIG. Bau u. Bild d. Karpathen. 1903.
[3]) HERBICH. Széklerland. *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anstalt*, V. 1878, p. 83.
[4]) JEKELIUS. Die mesozoischen Bildungen des Kereszténvhavas 1913.
VADÁSZ. Geol. Beob. im Persány- und Nagyhagymásgebirge 1914.
[5]) PAUL, l. c.
[6]) KITTL, Balaton II. 1912, p. 79—82.

Institutul Geologic al României

Später wurden aus diesen zwei «Horizonten» gar zwei verschiedene Fundorte gemacht [1]) und zwar soll das Niveau von «Părâul Cailor» den Wengener Schichten entsprechen, das von «Pojorâta» (mit den Daonellen) aber den raibler Carditaschichten.

Nach KITTL ist *D. pichleri* aus Wengener Schichten sowie aus dem Niveau von St. Cassian bekannt. *Daonella pauli* ist aber eine neue bisher nur aus der Bukowina bekannte Form. Die Ammoniten der unteren Lage sprechen für das Wengener Niveau. Da die Daonellen der oberen Lage auch keine andere Deutung verlangen, liegt kein Grund vor, den 3—4 m mächtigen Kalk aus dem P. Cailor in zwei weit auseinander liegende Niveaus zu zerreissen. Beide von PAUL aufgestellten «Horizonte» des Fundortes Părâul Cailor bei Pojorâta entsprechen vielmehr dem Wengener Niveau des Ladin.

Ausserdem lagen KITTL noch von einem zweiten Fundort aus der Bukowina Halobien und Daonellen vor und zwar von Izvor male (Val male Storfer) bei Câmpulung. Von hier stammen folgende Formen:

Daonella pichleri MOJS.
Halobia očevjana KITTL.
Halobia bukovinensis KITTL.

Es dürfte sich wohl auch hier um den gleichen Horizont handeln, obwohl KITTL die *Halobia očevjana* und die *Halobia bukovinensis* (im Părâul Cailor wurde sie zusammen mit Wengener Ammoniten gefunden) als unterkarnisch angibt (l. c., p. 215), die *Daonella pichleri* MOJS. aber als Form des Wengener Niveaus (l. c., p. 213). Auf Seite 199 lässt KITTL dagegen die Frage offen, ob diese vier, bezw. fünf Formen aus den Hallstätter Kalken der Bukowina aus ein und derselben Bank stammen, oder ob sie sich auf drei (!) verschiedene Horizonte verteilen.

Aus einem grauen Kalk aus dem Valea Mare bei Câmpulung gibt UHLIG [2]) *Halobia austriaca* MOJS. und Brachiopoden an. *Halobia austriaca* soll nach KITTL aus den oberkarnischen Subbullatusschichten stammen.

Schliesslich hat MOJSISOVICS [3]) aus dem Valea Mesteacan bei Câmpulung aus rotem Hallstätter Kalk eine Fauna der norischen Stufe bekannt gemacht:

Arcestes sp. div. (intuslabiati).
Rhacophyllites despectus MOJS.
Megaphyllites insectus MOJS.

Die jüngsten triasischen Bildungen der Bukowina werden durch graue

[1]) ARTHABER, Alpine Trias. 1906, p. 437.
[2]) UHLIG, Bau und Bild d. Karpathen, p. 682.
[3]) MOJSISOVICS. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. math.-nat. Cl.* Bd. 105. 1896, p. 38.

Institutul Geologic al României

Korallenkalke mit Brachiopoden der rhaetischen Stufe repräsentiert [1]). Es handelt sich hier nach KRÄUTNER um Blockklippen aus dem Aptien des Rarău.

2. Gebiet von Tulgheș

Nach den Untersuchungen von I. ATANASIU [2]) liegen über unteren Werfener Schichten (Seiser Schichten) massige Dolomite, in deren unteren kalkig-schieferigen Lagen ATANASIU eine Fauna der oberen Werfener Schichten (Campiler Schichten) feststellen konnte. Der obere Teil der 50 — 150 m mächtigen Dolomite könnte nach ATANASIU auch die mittlere Trias repräsentieren, da über ähnlichen Dolomiten in Westsiebenbürgen obertriasische Hallstätter Kalke bekannt seien und da Hallstätter Kalke auch aus der Bukowina im Norden und aus dem Hăghimaș im Süden bekannt seien.

3. Hăghimaș

HERBICH [3]) erwähnt Werfener Schiefer aus dem Tal des Csofronkabaches und vom Gyilkostó, woher MOJSISOVICS [4]) aus einem Stück schwarzen Kalkes, das HERBICH ihm eingeschickt hatte, *Monotis salinaria* BR. bestimmte. MOJSISOVICS verglich diesen Kalk mit dem Guttensteiner Kalk der Werfener Schichten.

Aus der nördlichen Fortsetzung der Csofronka beschreibt VADÁSZ [5]) einen feinkörnigen, schieferigen roten und einen dichteren, weissen Sandstein, der ohne scharfe Grenze in grauen, plattigen Kalk übergeht. Über dieser nur einige Meter dicken Schichtserie folgt ein mächtiger Komplex gutgeschichteten, gelblichen und roten, feuersteinführenden Kalkes. VADÁSZ vermutet in den untersten Sandsteinen und schieferigen Kalken die stark reduzierten Werfener Schiefer, während die darüber folgenden kieseligen Kalke die anisische Stufe repräsentieren sollen.

Aus einem gelbbraunen, glimmerigen Sandstein aus dem Sattel zwischen Egyeskö und Öcsémtetö gibt HERBICH [6]) *Myophorien* an. Aus dem Liegenden dieses Sandsteines erwähnt er einen dunkel graubraunen, manchmal glimme-

---

[1]) UHLIG. Bau und Bild d. Karpathen, p. 682.
MERHARD. Neue Funde aus d. Trias der Bukowina. *Mitt. d. Geol. Gesellsch.* Wien III. 1910.

[2]) I. ATANASIU, Études Géologiques. dans les environs de Tulgheș. *Anuarul Institutului Geologic al României*, Vol. XIII. 1928.

[3]) HERBICH. Széklerland, p. 79 und p. 81.

[4]) MOJSISOVICS. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1875, p. 144.

[5]) VADÁSZ, l. c., p. 277—278.

[6]) HERBICH, l. c., p. 81.

Institutul Geologic al României

rigen Kalkstein mit kleinen *Pelecypoden*, *Monotis substriata*, *Myophorien*, *Nucula* und Knochenresten. VADÁSZ [1]) zitiert aus gleichem Kalk eine kleine Foraminiferenfauna, die eine stratigraphische Bestimmung zwar nicht zulässt, doch nimmt er das triasische Alter dieser Bildungen als erwiesen an.

Von der Csofronka erwähnt er einen dünnschieferigen, gelblichen, dichten Kalk, grauen Mergelschiefer, sandigen grauen Kalk, die wechsellagern.

Aus dem sandigen grauen Kalk zitiert er:

Placunopsis cfr. *intustriata* WINKL.
Nodosaria radicula L.
Endothyra sp.

Aus dem Mergel:

Nucula sp.
Gonodon sp.
Pecten sp.

Er vermutet in diesen Bildungen die karnische Stufe vertreten.

Hallstätter Kalk hat HERBICH [2]) an zwei Punkten des Hăghimaş entdeckt. Das von hier gesammelte Material bestimmte MOJSISOVICS [3]) u.z.w.:

1. Aus dem Hallstätter Kalk der Curmătura (Einsattelung zwischen Öcsémtetö und Egyeskö) und aus dem Gerölle des Kovácspatak:

Jovites dacus MOJS. *(Tropites)*

der für die Subbullatusschichten (karnische Stufe) charakteristisch ist.

2. Aus dem Material, das HERBICH bei den östlichen Quellen des Oltbükepatak gesammelt hatte, folgende Formen der norischen Stufe:

Orthoceras lateseptatum HAUER.
Pinacoceras postparma MOJS.
Placites subsymmetricus MOJS. *(Pinacoceras)*.
Cladiscites monticola MOJS. *(Arcestes)*.
Cladiscites cf. *juvavicus* MOJS. *(Arcestes)*.
Cladiscites aff. *neortus* MOJS. *(Arcestes)*.
Arcestes sp. (intuslabiati).
Distichites celticus MOJS. *(Tropites)*.
Distichites wulfeni MOJS. *(Tropites)*.
Halorites cf. *superbus* MOJS. *(Tropites)*.
Halorites cf. *macer* MOJS. *(Tropites)*.
Halorites cf. *suavis* MOJS. *(Tropites)*.
Ectolcites cf. *pseudoaries* MOJS. *(Tropites)*.

[1]) VADÁSZ, l. c., p. 276.
[2]) HERBICH, *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1870, p. 227.
[3]) MOJSISOVICS, *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1875, p. 142—143.

Institutul Geologic al României

Phylloceras neojurense QUENST.
Parathisbites scaphitiformis HAUER. *(Trachyceras).*

4. Gebirge von Perșani

Die Werfener Schiefer [1]) erreichen im nördlichen Teil des Gebirges von Perșani grosse Mächtigkeit und grosse horizontale Ausdehnung. Im Hangenden der dünnschieferigen grauen, sandigen Mergel und Kalke folgt als oberer Komplex der Werfener Schichten ein ca. 200 m mächtiger grauer dickbankiger Kalkstein (Guttensteiner Kalk).

Aus dem Töpepatak von Arminis erwähnt HERBICH [2]) aus Blöcken eines dunkelgrauen Sandsteines *Daonella (Halobia)*. Von Racoș und Vârghiș beschreibt er roteisensteinführenden roten Jaspis als triasisch.

Hallstätter Kalk ist von verschiedenen Punkten bekannt, aber immer nur vereinzelte Blöcke. HERBICH [3]) erwähnt aus Hallstätter Kalk des «Szörmaypatak» *Tropites* und *Encriniten*, KITTL [4]) aus Hallstätter Kalk des Töpepatak von Arminiș eine von VADÁSZ gefundene *Monotis haueri* KITTL, die die norische Stufe der Hallstätter Kalke hier anzeigen würde. Aus dem Altdurchbruch (200 m östl. vom Bahnwächterhäuschen Nr. 253) gibt PÁLFY [5]) Blöcke eines rötlichen Kalkes mit Halobien, Ammoniten, Brachiopoden und einigen Muscheln als obertriasisch an, ausserdem Hallstätter Kalk aus einem Graben östlich des Töpeárok.

Aus einem Aufschluss neben dem Wächterhaus Nr. 253 machte er ein Profil bekannt, das im Liegenden mit dünnplattigem, dunkelgrauem Kalk beginnt, der nach oben in dickbankigen, grauen Kalk übergeht. Über dem Kalk liegen 4—5 m graue, schieferige Tone mit roten Flecken und Adern, die dem Bunten Keuper der Nordwestkarpathen gleichen sollen. Im oberen Teil dieses «Keupers» sind Porphyrtuffe eingelagert, darüber folgt Adnether Lias.

Dies sind unsere bisnoch sehr dürftigen Kenntnisse der Trias dieses Gebietes, in dem sehr komplizierte tektonische Verhältnisse und sehr schlechte Aufschlüsse eine Klärung der Stratigraphie ausserordentlich erschweren.

---

[1]) HAUER, *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* V. 1865, p. 256.
HERBICH, Széklerland. 1878, p. 77.
WACHNER, Bericht über die im Sommer 1916 im Persányer Gebirge ausgeführten geol. Aufnahmen. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. R.-A.* f. 1916. Budapest, 1918.

[2]) HERBICH, Széklerland, p. 80.

[3]) HERBICH, l. c., p. 82.

[4]) KITTL, Balaton II, p. 171.

[5]) PÁLFY, Geolog. Notizen a. d. Persányer Gebirge. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anstalt* f. 1916, p. 287.

Institutul Geologic al României

Die Untersuchung dieses nördlichen Teiles des Gebirges von Perşani durch Herrn Dr. PREDA wird uns auch hier neue Erkenntnisse bringen.

* * *

Im südlichen Teil des Gebirges von Perşani werden die Hügel am Rande der Ebene zwischen Vulcan und Codlea von dünnplattigem, dunkelgrauem bis schwarzem Kalk aufgebaut. Auf den Schichtflächen dieses Kalkes fand ich häufig *Myophoria costata*, seltener *Gervilleia* sp. und *Pecten* sp. Diese dunkeln Kalke gehören somit zu den Campiler Schichten.

Schon HERBICH [1]) hatte sie als Guttensteiner Kalk bezeichnet, ohne aber palaeontologische Anhaltspunkte dafür gehabt zu haben.

5. Das Gebirge von Braşov

Die Triasbildungen des Gebirges von Braşov wurden früher als solche nicht erkannt. So konnte UHLIG [2]) noch schreiben, dass im Gebirge von Braşov keine Spur von Trias entdeckt worden sei und nahm daher für das Gebiet von Braşov in permotriadischer Zeit eine Festlandperiode [3]) an.

Der im Liegenden der Liasbildungen bei Cristian auftretende mächtige Komplex dünnplattiger, hellgrauer, von zahlreichen Calcitadern durchsetzter Kalke und Mergel wurde früher (MESCHENDÖRFER, HERBICH, KOCH) stets als liasische Bildung gedeutet. Auf Grund stratigraphischer Überlegungen [4]), da die Kalke in grosser Mächtigkeit im Liegenden des unteren Lias auftreten, ferner auf Grund einer kleinen Fauna [5]), die ich in mergeligen Kalken dieses Komplexes fand und die L. LÓCZY sen. seinerzeit bestimmte, konnte das Alter dieses Kalkes als mitteltriasisch festgestellt werden.

LÓCZY bestimmte damals folgende Formen:

Orthoceras cfr. *campanile* MOJS.
Ceratites cfr. *cordevolicus* MOJS.
Rhynchonella trinodosa BITTNER (dreirippiges Exemplar, Bregguzzoer und Bakonyer Typus).
Pecten (Entolium) sp. (gleicht dem Exemplar das BITTNER vom Fundorte Alsóerdö bei Veszprém veröffentlichte. Balaton II. Taf. VIII. Fig. 18).

Nach LÓCZY gleicht dieser kalkige Mergel auffallend dem Gesteinsmaterial, das die mittleren mergeligen Schichten des Muschelkalkes im Ba-

[1]) HERBICH, Széklerland, p. 75.
[2]) UHLIG, Bau u. Bild d. Karpathen. 1903, p. 810.
[3]) UHLIG, l. c., p. 816.
[4]) JEKELIUS, Die mesozoischen Bildungen des Kereszténybavas, p. 158.
[5]) JEKELIUS, Die mesozoischen Faunen der Berge von Braşov I. *Jahrbuch d. kgl. ung. Geol. Anst.* XXIII. 1915, p. 30.

Institutul Geologic al României

latonhochland an der Grenze der Zonen mit *Rh. decurtata* und *Cer. trinodosus* zusammensetzt. Auf diesen stratigraphischen Horizont weist auch die kleine Fauna hin.

Dieser graue Kalk kommt ausser bei Cristian auch im südlichen Teile der Pojana bei Braşov, vor dem Eingang in den Teufelsgraben, vor.

Der in vorliegender Arbeit behandelte weisse mitteltriasische Riffkalk von Braşov wurde bisher stets als Tithonkalk aufgefasst [1]). Das vollkommen isolierte Auftreten dieses nunmehr als mitteltriasisch erwiesenen Kalkriffes legt es nahe, nach faziell abweichenden, gleichzeitigen Ablagerungen in diesem Gebiet zu suchen. Und da kann im Gebiet von Braşov nur der graue Triaskalk von Cristian in Betracht kommen, von dem wir annehmen müssten, dass er ausser dem Anis auch das Ladin darstellt.

Bisnoch konnte in dem Komplex bei Cristian auf palaeontologischer Basis nur Muschelkalk des oberen Anis von der Grenze der Zonen mit *Rhynchonella decurtata* und *Cer. trinodosus* nachgewiesen werden. «Welche Horizonte sonst noch in der mächtigen Schichtenfolge vertreten sind, können wir vorläufig nicht erkennen» (JEKELIUS 1915). Obwohl ich im Verlaufe der folgenden 20 Jahre diese Kalke noch oft nach weiteren Fossilfunden absuchte, konnte ich ausser von der alten Fundstelle kein weiteres Material finden.

In direktem Kontakt mit dem weissen Triaskalk von Braşov kennen wir keine anderen triasischen Bildungen, abgesehen von ganz dünnen Einlagerungen, Linsen eines dunkelgrauen, zum Teil rotgebänderten Kalkes. Ein Beweis für die Annahme, dass der weisse Triaskalk von Braşov eine gleichzeitige Riffbildung in den oberen Teilen des Triaskalkes von Cristian darstelle, steht daher noch aus. Doch haben wir im Gebiet des Balaton in gewisser Beziehung eine Parallele hiefür, wenn auch aus etwas tieferem Niveau. Es ist dies der rein weisse Triaskalk, der sich nach LÓCZY [2]) zwischen die mergeligen Kalke der *Rhynchonella decurtata*, — *Ceratites trinodosus* — und *Trachyceras reitzi*-Zonen lagert und zwischen Dörgicse und Köveskalla bedeutende Mächtigkeit (180 m) erreicht. In der Fauna dieses weissen Kalkes sind Formen des Muschelkalkes, der Wengener Schichten und der St. Cassianer Fauna vertreten.

Bildungen der karnischen, norischen und rhätischen Stufe kennen wir

---

[1]) MESCHENDÖRFER, Die Gebirgsarten im Burzenland. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Verein. f. Naturw.* 1860, p. 269.

MESCHENDÖRFER, Der geol. Bau der Stadt Kronstadt u. ihres Gebietes. 1892, p. 18.

A. KOCH, A brassói hegység földtani szerkezetéről. *Ért. a termeszett. köréből.* XVII, 3. Budapest, 1887, p. 11.

JEKELIUS, Die mesozoischen Bildungen des Kereszténythavas. 1913, p. 160.

[2]) LÓCZY, Die geol. Formationen der Balatongegend. 1916, p. 121.

Institutul Geologic al României

aus dem Gebirge von Brașov nicht. Sind sie durch Erosion zerstört worden oder gar nicht zur Ablagerung gelangt? UHLIG [1]) nimmt für die Ostkarpathen eine grosse Denudationsperiode zwischen Lias und Dogger an, in der die Lias- und Triasbildungen zum grössten Teil zerstört und zerstükkelt worden sein sollen. Im Gebiet von Brașov kann aber von einer Denudationsperiode zwischen Lias und Dogger jedenfalls nicht gesprochen werden. Wir haben hier vielmehr teils kontinuierliche Sedimentation in Gebieten, die auch während dem Lias Meeresbedeckung hatten, teils eine im unteren Dogger (Aalenien) einsetzende Transgression der Doggerbildungen über zur Zeit des Lias trocken gelegene Gebiete.

Dagegen können wir feststellen, dass das Gebiet von Brașov zur Zeit der oberen Trias trocken lag, hier Bildungen der oberen Trias gar nicht zur Ablagerung gelangten. Sonst müssten wir sie zwischen mittlerer Trias und den Ablagerungen des unteren Lias finden können, wo sie zur Zeit einer zwischen Lias und Dogger angesetzten Erosionsperiode absolut geschützt gewesen wären, solange die Liasbildungen aus ihrem Hangenden noch erhalten blieben. Tatsächlich aber liegt überall sowohl bei Cristian als auch bei Brașov die Grestener Fazies des Lias direkt auf den mitteltriasischen Bildungen.

Wir müssen somit hier im Randgebiet nach Ablagerung der mittleren Trias eine Erosionsperiode annehmen, die zur Zeit des unteren Lias von einer Transgression abgelöst wurde. Während dem Dogger konstatieren wir ein weiteres Vordringen des Meeres, das zur Zeit des Callovien — Oxford — unteren Malms auch seine grösste Tiefe in diesem Gebiet erreicht haben dürfte (Ablagerungen der Callovien-Oxfordradiolarite und sehr feinkörniger plattiger Kalke mit *Calpionella alpina* etc. aus dem unteren Malm). Zur Zeit des Tithon sehen wir das Meer wieder seichter werden (Bildung des Stramberger Kalkes, in der Hauptsache ausgedehnte Korallenriffe), ohne dass es an Ausdehnung verloren hätte.

6. Zusammenfassung

Die älteren mesozoischen Bildungen der Bukowina, des Hăghimaș und des nördlichen Teiles des Gebirges von Perșani einerseits und die des Gebirges von Brașov andererseits zeigen in ihrer Ausbidung auffallende Gegensätze.

Die Werfener Schiefer, sowie Bildungen, die aller Wahrscheinlichkeit nach hieher gestellt werden müssen, finden wir in den Ostkarpathen und dem nördlichen Teil des Gebirges von Perșani in relativ grosser horizontaler Ausdehnung und grosser Mächtigkeit entwickelt, die Bildungen der mittleren und oberen Trias und des unteren Lias dagegen sind stets sehr lückenhaft, oft nur in Form vereinzelter Blöcke erhalten. In grösserer Aus-

[1]) UHLIG, Bau und Bild der Karpathen, p. 815—816.

Institutul Geologic al României

dehnung anstehend sind diese Bildungen hier nicht bekannt, in auffallendem und vorläufig noch schwer deutbarem Gegensatz zu der grossen horizontalen Ausdehnung der Werfener Schiefer.

Hallstätter Kalk ist in der Bukowina aus dem Wengener Niveau sowie aus der karnischen und der norischen Stufe bekannt, im Hăghimaș aus dem Niveau der Raibler Schichten und aus der norischen Stufe, in dem nördlichen Teil des Gebirges von Perșani bisher aber nur aus der norische Stufe. Je weiter wir von Norden nach Süden fortschreiten, scheint der Beginn der Hallstätter Fazies in ein umso höheres Niveau aufzusteigen, ohne dass triasische Bildungen zwischen Werfener Schiefern und dem Hallstätter Kalk bisher mit genügender Sicherheit festgestellt wären.

Eine weitere auffallende Erscheinung ist, dass in allen diesen Gebieten nur unterer Lias und zwar in Adnether Fazies nachgewiesen ist. Mittlerer und oberer Lias aber fehlt, abgesehen vom weiter südlich im Gebirge von Perșani auftretenden oberen Lias von Veniția, der aber wieder in eine ganz andere Serie zu gehören scheint, die sich sowohl von der Serie von Racoș als auch von der von Brașov wesentlich unterscheidet.

Im Gebiet von Brașov dagegen sind Werfener Schiefer bisnoch nicht nachgewiesen, dagegen ist gerade die mittlere Trias in kompakten Massen, zum Teil in grosser horizontaler Ausdehnung und grosser Mächtigkeit in Seichtwasserfazies und als Korallenriff entwickelt. Bildungen der oberen Trias sind nicht bekannt, die Fazies des Hallstätter Kalkes fehlt vollkommen. Ebenso ist der Lias in der littoralen Grestener Fazies in grosser Ausdehnung und Mächtigkeit mit Kohlenflözen entwickelt und zwar ist in auffallendem Gegensatz zur Bukowina, dem Hăghimaș und dem nördlichen Teil des Gebirges von Perșani, wo überall nur unterer Lias vorhanden ist und zwar in Adnether Fazies, hier im Gebiet von Brașov die ganze Serie vom unteren bis zum oberen Lias inklusive und zwar in littoraler Fazies entwickelt.

Aus der Trias der ganzen Südostkarpathen, wie sie oben kurz geschildert wurde, fehlt nach unseren bisherigen Kenntnissen ein mitteltriasischer weisser Riffkalk, der unserem weissen Triaskalk von Brașov gleichgestellt werden könnte, wenn nicht der weisse Riffkalk, der bei Racoș in grossen Steinbrüchen abgebaut wird, bei näherer Untersuchung sich als identisch mit dem weissen Triaskalk von Brașov herausstellen sollte. Palaeontologische Anhaltspunkte fehlen bisnoch, doch gleicht der Kalk selber vollkommen dem Triaskalk von Brașov.

Triasbildungen, die mit dem weissen Triaskalk von Brașov ungefähr gleichalt, aber in anderer Fazies entwickelt sind, finden wir dagegen weiter nördlich in den wengener und karnischen Hallstätter Kalken der Bukowina, wo wir nach den bisherigen isolierten Funden die Trias vom wengener Niveau bis in die norische Stufe als in Hallstätter Fazies ausgebildet annehmen müssen.

Institutul Geologic al României

III. PALAEONTOLOGISCHE BESCHREIBUNG DER TRIASFAUNA VON BRAȘOV

DASYCLADACEAE

Teutloporella infundibuliformis GÜMBEL.

Die spärlichen Algenreste, die ich im weissen Triaskalk von Brașov fand, sandte ich mit der Bitte um Begutachtung an Herrn Prof. J. PIA, der die Liebenswürdigkeit hatte, mir folgende Bemerkungen über das Material mitzuteilen: « Die Hauptmenge gehört zu jener Art, die ich (Abhandlungen zool. bot. Ges. Wien, Bd. XI. 2 Seite 43) auf Grund der Mitteilungen SALOMON's unter dem Namen *Teutloporella nodosa* SCHAFHÄUTL sp. beschrieben habe. Ich glaube jetzt allerdings auf Grund neuer noch nicht veröffentlichter Materialien, dass SALOMON sich geirrt hat, wenn er diese *Diplopora nodosa* SCHAFHÄUTL mit der *Gyroporella infundibuliformis* GÜMBEL zusammenzieht. Ich würde es für sicherer halten, die südalpinen Stücke, mit denen die Ihrigen übereinstimmen, vorläufig als *Teutloporella infundibuliformis* GÜMBEL sp. zu bestimmen. Die Art kommt sicher auf der Marmolata, wahrscheinlich auch auf der Mendl und auf dem Monte Cislon vor. Jedenfalls sind alle Fundstellen ladinisch ».

Anzahl der Exemplare: 5.

(?) *Diplopora annulata* SCHAFH.

« Ein Bruchstück gehört einer anderen Species zu, vielleicht der gewöhnlichen *Diplopora annulata*, doch kann man das leider nicht sicher erkennen » (PIA).

Anzahl der Exemplare: 1.

CALCISPONGIAE

Colospongia dubia MÜNSTER

(Taf. II. Fig. 1—7)

1865. *Colospongia dubia* LAUBE, St. Cassian I, p. 18. Taf. I. Fig. 16.

1882. *Colospongia dubia* STEINMANN, Pharetronenstudien. *Neues Jahrbuch* II. 1882. Taf. VI. Fig. 3.

1889. *Colospongia dubia* WÖHRMANN, Cardita- und Raibler-Schichten. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* XXXIX, p. 188. Taf. V. Fig. 1, 2.

Institutul Geologic al României

1912. *Colospongia dubia* VINASSA de REGNY, Bakonyer Triasspongien. Taf. II. Fig. 14.

1913. *Colospongia dubia* TOULA, Die Kalke vom Jägerhaus unweit Baden. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* LXIII, p. 82. Taf. IV. Fig. 1—7.

Colospongia dubia kommt im Triaskalk von Brașov in ungeheueren Mengen vor. In der Verwitterungsrinde des Kalkes, aus der die in vorliegender Arbeit behandelte Fauna stammt, ist sie die weitaus häufigste Form. Auch in den übrigen Teilen des Kalkriffes, in denen die Verwitterungsrinde nicht erhalten ist, da eine überlagernde Schutzschichte von Lehm fehlte, ist *Colospongia dubia* die einzige Form, die noch hie und da auf der angewitterten Oberfläche des Kalkes erkennbar zu finden ist und damit auch palaeontologisch eine Identifizierung des Kalkes gestattet.

Auf eine eingehende palaeontologische Bearbeitung des Materiales kann ich mich hier nicht einlassen, sie muss einer Bearbeitung der gesamten Calcispongien des Triaskalkes von Brașov vorbehalten bleiben.

Nach der Ausbildung und Anordnung der einzelnen Glieder, die meistens kugelig, zum Teil aber auch mehr walzenförmig sind, die meistens rosenkranzartig aneinandergereiht, manchmal aber auch sehr rasch an Grösse anwachsend Formen annehmen, die mehr der von LAUBE abgebildeten oder der var. *trochiformis* TOULA ähneln, können auch im Material von Brașov verschiedene Varietäten oder Formen unterschieden werden. Auch in der Ausbildung der Poren sind Unterschiede zu beobachten.

Anzahl der Exemplare: 228.

ECHINODERMATA

Encrinus cassianus LAUBE

(Taf. II. Fig. 8—11)

1865. *Encrinus cassianus* LAUBE, St. Cassian, p. 47. Taf. VIII. Fig. 1—6.

1903. *Encrinus cassianus* BROILI, Pachycardientuffe, p. 151. Taf. XVII. Fig. 5—7.

1911. *Encrinus cassianus* BATHER, Balaton, p. 9. Taf. I. Fig. 1—9.

Encrinus cassianus gehört zu den häufigsten Crinoidenstielgliedern des Triasvorkommens von Brașov.

Anzahl der Exemplare: 49.

Encrinus granulosus MÜNSTER

(Taf. II. Fig. 12—13)

1841. *Encrinus granulosus* MÜNSTER, Beiträge zur Geognosie d. südöstl. Tirol, p. 53. Taf. V. Fig. 11—19.

1911. *Encrinus granulosus* BATHER, Balaton, p. 11. Taf. I. Fig. 10.

Auf den Gelenkflächen der Stielglieder strahlen von der zentralen glatten Fläche einfach dichotomierende, gekörnte, kräftige Rippen aus. Die Stiel-

Institutul Geologic al României

glieder sind nieder ca. 1 mm, selten bis 2 mm hoch. Die Zylinderfläche der Stielglieder ist gewöhnlich glatt, selten fein gekörnt.

Diese an dem reichen St. Cassianer Material des Naturhistorischen Museums in Wien konstant zu beobachtende Ausbildung der Stielglieder des *E. granulosus*, kehrt bei zahlreichen Exemplaren von Braşov wieder.

Bei einem meiner Exemplare, dessen dichotomierende Rippen der Gelenkfläche sonst die gleiche Ausbildung zeigen, fehlt die Körnelung, die Rippen sind glatt.

Anzahl der Exemplare: 96.

Encrinus varians MÜNSTER

(Taf. II. Fig. 14)

1841. *Encrinus varians* MÜNSTER, Beiträge z. Geogn. d. südöstl. Tirol, p. 52. Taf. V. Fig. 8, 10 a-e.

1865. *Encrinus varians* LAUBE, St. Cassian, p. 53 (273). Taf. VIII a. Fig. 13—16.

1903. *Encrinus varians* BROILI, Pachycardientuffe, p. 150. Taf. XVII. Fig. 4.

Stielglieder teils mit dickem, wulstigem Rand, teils niedere, kleinere wechseln im Stiel dieser St. Cassianer Art. Die innere mit Zeichnung versehene Gelenkfläche ist bald eingesenkt, bald erhaben. Die Zeichnung der Gelenkfläche ist ebenfalls ausserordentlich variabel. Von der glatten zentralen Area strahlen radial 10 Knotenreihen aus, die an einzelnen Stielgliedern einreihig, an anderen zweireihig sind. Nach aussen wird dieser gezeichnete Teil der Gelenkfläche durch eine kreisrunde Knotenreihe abgeschlossen. Dies der Typus der Zeichnung, von dem dann die mannigfachsten Abweichungen vorkommen.

So ist bei dem einen meiner Exemplare, das die Zeichnung am schönsten erhalten zeigt, diese doch so abweichend von der an St. Cassianer Stielgliedern am häufigsten zu beobachtenden, dass ich anfangs Bedenken trug, diese Form mit der St. Cassianer zu vereinigen. Da ich aber dann in dem St. Cassianer Material des Naturhistorischen Museums in Wien auch Stielglieder mit ganz ähnlicher Zeichnung fand, die zweifellos zu *E. varians* gehören, glaube ich doch auch dieses etwas abweichend gezeichnete Exemplar hieher rechnen zu können. Die Umrandung der gezeichneten Gelenkfläche ist hier nicht rein kreisförmig, sondern in zehn Bogen gegliedert. Die gezeichnete Gelenkfläche wird in zehn blattförmige, aussen gerundete Teile gegliedert, die von je einer Knotenreihe begrenzt werden (Taf. II. Fig. 14).

Anzahl der Exemplare: 6.

Encrinus coronensis n. sp.

(Taf. II. Fig. 15)

Hohe und niedere Stielglieder wechseln ab. Die hohen sind mit kräftigem, wulstigem Rand versehen. Die gezeichnete Gelenkfläche ist teils versenkt,

Institutul Geologic al României

teils erhaben. Um den zentralen Kanal (Lumen) eine runde glatte Fläche (zentrale Area). Von hier strahlen radial zehn Büschel strauchartig sich verzweigender Rippen aus. Auf der Kreislinie, die durch ihre Ausgangsstellen bezeichnet wird, liegen zwischen den Büschelanfängen je eine, also insgesamt zehn Mündungen von Nebenkanälen.

Anzahl der Exemplare: 11.

Arttypus: das abgebildete Exemplar, Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 281.

Encrinus carpathicus n. sp.

(Taf. II. Fig. 16—17)

Es liegen mir einige niedere Stielglieder von kleinem Durchmesser vor, deren Zeichnung bei oberflächlichem Betrachten etwas an die des *E. granulosus* erinnert, bei näherer Untersuchung aber sich als wesentlich verschieden herausstellt. Es fehlt eine zentrale glatte Area. Die dichtstehenden, scharfen, glatten, nicht gekörnten Rippen reichen bis an den Nahrungskanal (Lumen). Ausserdem dichotomieren die Rippen nicht, sondern es schalten sich nach aussen zu neue Rippen ein, die frei beginnen, nicht durch Gabelung der primären Rippen entstehen, wie bei *E. granulosus*.

Anzahl der Exemplare: 3.

Arttypus: das Taf. II. Fig. 17 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 283.

Isocrinus racadaui n. sp.

(Taf. II. Fig. 19 a, 8)

Ein Stielteil bestehend aus 12 sehr niederen Stielgliedern. Die kelchseitige (proximale) Fläche des obersten Stielgliedes ist in fünf breite, schwach konkav eingesenkte Blätter gegliedert, die durch schmälere Zwischenräume, die zwischen die etwas aufgebogenen Blattränder sehr schwach eingesenkt sind, getrennt werden. Die Blätter zeigen sehr zarte, radiale, dichotomierende Streifung.

Die basalseitige (distale) Fläche des untersten Stielgliedes ist leider schlecht erhalten, lässt aber eine an *E. granulosus* erinnernde grobe Rippung erkennen, an der ich aber keine Körnelung wahrnehmen kann.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 285.

Isocrinus n. sp. ind.

(Taf. II. Fig. 18)

Eine interessante Form, von der leider nur ungenügendes Material vorliegt. Vom zentralen Lumen strahlen fünf glatte radiale Rippen aus, durch die die von einem erhabenen Randwulst begrenzte, vertiefte Gelenkfläche in fünf

Institutul Geologic al României

Blätter geteilt wird. Diese fünf Blätter werden nach aussen von bogenförmigen Knotenreihen begrenzt.

Das abgebildete Stielglied erweckt den Anschein einer selbständigen Form. Ob weiteres Material eine Vereinigung dieser Form mit einer der bekannten Triasarten erlaubt, oder die Selbständigkeit dieser Form bestätigt, bleibt abzuwarten.

Anzahl der Exemplare: 2.

Miocidaris curmaturi n. sp.

(Taf. II. Fig. 21—22)

Zwei Bruchstücke liegen mir vor, die in die nächste Verwandschaft der als « *C. klipsteini* » bezeichneten Form gehören. BATHER (Balaton, p. 87) wies jedoch darauf hin, dass die Benennung *C. klipsteini* zuerst von MARCOU 1847 für einen Cidarisstachel angewendet wurde und schlug daher für *C. klipsteini* DESOR (non MARCOU) den Namen *C. cassiani* vor. *Cidaris klipsteini* LAUBE (non MARCOU; non DESOR) ist aber nach ihm eine dritte Art. Die Form von Braşov steht der von LAUBE abgebildeten scheinbar sehr nahe, ohne aber mit ihr vereinigt werden zu können.

Der Warzenrand des *M. curmaturi* ist stark gekerbt (15 Kerben), der etwas vertiefte Warzenhof wird von 18—20 Sekundärwarzen umgeben, zwischen die sich kleinere Warzen einschalten. LAUBE stellte bei seiner Form (l. c., Taf. IX. Fig. 7) 14 Sekundärwarzen dar.

Die adradiale Naht der Interambulacren ist gezähnt.

Anzahl der Exemplare: 2.

Arttypus: das Tafel II. Fig. 21 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 287.

Miocidaris subcoronata MÜNSTER

(Taf. II. Fig. 23)

1841. *Cidaris subcoronata* MÜNSTER, Beiträge z. Geognosie d. südöstl. Tirol, p. 40. Taf. III. Fig. 1.

1865. *Rhabdocidaris subcoronata* LAUBE, St. Cassian, p. 75. Taf. IX. Fig. 6.

1903. *Cidaris subcoronata* BROILI, Pachycardientuffe, p. 152. Taf. XVII. Fig. 9—18.

Der Warzenrand ist stark gekerbt (13 Kerben), der Warzenhof wird von 11 Sekundärwarzen umgeben.

Anzahl der Exemplare: 1.

Miocidaris barzaviae n. sp.

(Taf. II. Fig. 24—26)

Der Warzenrand ist gekerbt (19 Kerben). Der vertiefte, glatte, runde Warzenhof (Scorbicula) wird von der dichten Körnelung der extrascorbicu-

Institutul Geologic al României

laren Fläche abgeschlossen, ohne dass am Rande ein Ring kräftigerer Sekundärwarzen entwickelt wäre.

Die Scorbicula ist verhältnismässig klein im Vergleich zur Grösse der nur vereinzelt gefundenen Interambulacren, die einer verhältnismässig grossen Form angehören.

Anzahl der Exemplare: 4.

Arttypus: das Tafel II. Fig. 25 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 291.

Triadocidaris coronensis n. sp.

(Taf. II. Fig. 20 a—c)

Von dieser Form liegt leider nur eine unvollständige Assel vor, die aber so auffallend ist, dass ich sie doch als selbständige, neue Form benennen will.

Die kräftige, vorstehende, etwas mit Hals versehene Warze wird von einem glatten, nicht gekerbten Warzenrand, der glatte Warzenhof aber von einem hohen, wulstigen Rand umgeben. Der nach aussen schräg abgedachte Rand ist dicht gekörnt.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 293.

Cidaris alata subalata d'ORB

(Taf. II. Fig. 27—29)

1865. *Cidaris alata* LAUBE, St. Cassian, p. 66. Taf. VIII b. Fig. 8 a—m.
Cidaris semicostata LAUBE, ibid., p. 69. Taf. X. Fig. 3 a—h.
1911. *Cidaris alata subalata* BATHER, Balaton, p. 175. Taf. XI. Fig. 275—279.

Es sind kleine, stark abgeflachte Exemplare, oft mit breiten, zugeschärften, glatten seitlichen Kämmen. Auf der adapicalen (oberen) Fläche gekörnt, die Körnelung oft in Längsreihen angeordnet; auf der adoralen (unteren) Fläche mit gekörnelten, verschieden langen und in verschiedener Zahl auftretenden Längsrippen versehen.

Dies ist nach BATHER die für das St. Cassianer Niveau charakteristische Abart der *C. alata*. Die *alata typica* (AGASSIZ) soll nach ihm mehr für die oberen Wengener Schichten charakteristisch sein, aus welchem Niveau auch AGASSIZ's Originalstücke stammten, während BATHER's *C. alata poculiformis* in den Raibler Schichten auftreten soll.

Anzahl der Exemplare: 11.

Cidaris alata poculiformis BATHER

(Taf. II. Fig. 30)

1911. *Cidaris alata poculiformis* BATHER, Balaton, p. 176. Taf. XI. Fig. 280—309.

Ein Exemplar, das weniger stark abgeflacht ist als die übrigen und eine

Institutul Geologic al României

viel schwächere seitliche Kammbildung aufweist, gleicht den von BATHER (l. c. Taf. XI. Fig. 281—293) abgebildeten Exemplaren seiner *poculiformis*.

Die adapicale (obere) Fläche ist mit sehr kräftiger Körnelung versehen, während die adorale Fläche auffallend schwächer gekörnelt ist.

Anzahl der Exemplare: 1.

Cidaris dorsata (BRONN) MÜNSTER

(Taf. II. Fig. 31)

1841. *Cidaris dorsata* MÜNSTER, Beiträge z. Geogn. d. südöstl. Tirol, p. 46. Taf. IV. Fig. 1 a-f.
1865. *Cidaris dorsata* LAUBE, St. Cassian, p. 63. Taf. IX. Fig. 12.
1903. *Cidaris dorsata* BROILI, Pachycardientuffe, p. 153. Taf. XVII. Fig. 20—24.
1911. *Cidaris dorsata* BATHER, Balaton, p. 178.

C. dorsata ist neben *C. trigona* bei Brașov am häufigsten. *C. dorsata* tritt hier in typischer Form auf, erreicht aber nie auch nur annäherend solche Grössen wie bei St. Cassian. Während die Stacheln bei St. Cassian eine Länge bis zu 30 mm erreichen, fand ich bei Brașov solche bis höchsten 14 mm.

Die Körnelung der Oberfläche ist derber als bei der *C. trigona*. Die keulen - bis birnförmigen Stacheln haben gerundeten Querschnitt. Die Krone ist gewölbt und normaler Weise gegen die Seitenflächen nicht scharf abgesetzt. Seltener hebt sich als Abgrenzung der Krone ein gekörnelter Kiel heraus, wie bei *C. dorsata marginata* BATHER.

Anzahl der Exemplare: 300.

Cidaris dorsata marginata BATHER

(Taf. II. Fig. 32—33)

1911. « *Cidaris* » *dorsata marginata* BATHER, Balaton, p. 180. Taf. XI. Fig. 312—333.

BATHER unterscheidet von *dorsata* als raibler Variation eine Form, bei der die Krone durch eine kielförmige Knotenreihe gegen die Seitenflächen begrenzt wird. Diese Form nennt er *dorsata marginata*. In dem Material von Brașov kann die Tendenz zur Bildung eines solchen gekörnelten Kieles relativ häufig beobachtet werden. Seltener ist dagegen eine deutliche, charakteristische Ausbildung eines solchen. So habe ich aus dem ganzen Material nur 14 Exemplare ausscheiden können, bei denen ein gekörnelter Kiel deutlicher ausgebildet ist. Zur Ausbildung einer napfförmigen Vertiefung der Krone dagegen kam es bei keinem der Exemplare. Wenn somit extreme Exemplare dieser Form bei Brașov auch noch nicht auftreten, so ist doch diese Entwicklungstendenz hier schon deutlich feststellbar, die dann in den Raibler Schichten zu extremen Formen führte.

Anzahl der Exemplare: 14.

Institutul Geologic al României

Cidaris trigona MÜNSTER

(Taf. II. Fig. 34—35)

1841. *Cidaris trigona* MÜNSTER, Beiträge z. Geogn. d. südöstl. Tirol, p. 44. Taf. III. Fig. 15.

1865. *Cidaris trigona* LAUBE, St. Cassian, p. 65. Taf. VIII b. Fig. 6.

1903. *Cidaris trigona* BROILI, Pachycardientuffe, p. 156. Taf. XVII. Fig. 42—44.

C. trigona ist bei Brașov nach *C. dorsata* der häufigste Cidarisstachel. Die Stacheln könnten von solchen aus St. Cassian nicht unterschieden werden, wenn die von Brașov in der Farbe nicht etwas heller wären.

Die Körnelung der Oberfläche der Stacheln ist feiner als bei der *C. dorsata* und ist vor allem auf der abgeflachten Seite querreihig angeordnet. Diese querreihige Körnelung kann gegen den Hals zu kräftigen körneligen Querrippen verschmelzen. Die stumpfe Krone ist gegen die Seitenflächen stets durch scharfe Kanten, die oft den Charakter eines Kieles annehmen, abgegrenzt.

Anzahl der Exemplare: 227.

Cidaris wächteri WISSMANN

(Taf. II. Fig. 37)

1911. *Cidaris wächteri* BATHER, Balaton, p. 191. Taf. XII. Fig. 347—351.

Verhältnismässig häufig ist eine Cidarisform, die langgestreckt, sehr wenig abgeflacht ist und an den Seiten 1—2 Reihen kräftiger, scharfer Stacheln trägt. Vorne und hinten haben sie in Längsreihen angeordnete schwächere Stacheln oder Knoten, die gewöhnlich auf der einen Seite kräftiger und zahlreicher sind als auf der anderen. Die eine Seite kann sogar fast glatt erscheinen. Diese Skulptur weicht etwas ab von der von LAUBE für *C. brauni* beschriebenen. Nach LAUBE soll die eine Seite mit in wirtelförmigen Ringen angeordneten Stacheln besetzt, die andere Seite aber granuliert sein.

BATHER zieht *C. brauni* als Synonym zu *C. wächteri* und bildet unter diesem Namen Formen ab, die nur in Längsreihen angeordnete Knoten oder Stacheln tragen. BATHER bezeichnet als Synonym auch *C. catenifera* MÜNSTER (Beiträge zur Geogn. d. südöstl. Tirol, Taf. III. Fig. 23, non AGASSIZ), die mit meinen Formen identisch ist.

Anzahl der Exemplare: 12.

Cidaris similis DESOR

(Taf. II. Fig. 36)

1903. *Cidaris Braunii* BROILI, Pachycardientuffe, p. 155. Taf. XVII. Fig. 27—29 pars.

1911. *Cidaris similis* BATHER, Balaton, p. 188.

Diese langgestreckte zierliche Form wurde von MÜNSTER als *C. baculifera*, von KLIPSTEIN als *C. bispinosa* beschrieben. Sie steht der *C. wächteri* jedenfalls

Institutul Geologic al României

nahe, unterscheidet sich durch die mehr zylindrische, nicht keulenförmige Gestalt und durch geringere Zahl von Längsreihen und Stacheln.

Anzahl der Exemplare: 5.

Cidaris wissmanni DESOR

1846. *Cidaris Wissmanni* DESOR, in AGASSIZ u. DESOR, Catal. raisonn. Ech. *Ann. Sc. Nat.* (3). *Zool.*, VI, p. 330.
1855. *Cidaris Wissmanni* DESOR, Synops. Echin. foss, p. 22. Pl. II. Fig. 19.
1903. *Cidaris Wissmanni* BROILI, Pachycardientuffe, p. 156. Taf. XVII. Fig. 49.
1911. *Cidaris Wissmanni* BATHER, Balaton, p. 195. Taf. XII. Fig. 352—358.

Von dieser Art liegt bloss ein kleines Bruchstück vor.

Anzahl der Exemplare: 1.

Cidaris wissmanni var. *rudis* BATHER

1911. *Cidaris Wissmanni* var. *rudis* BATHER, Balaton, p. 199. Taf. XII. Fig. 359—366.

Zwei kleine dünnschäftige Exemplare mit sehr derben Knoten rechne ich auf Grund der Abbildungen und der Beschreibung hieher.

Anzahl der Exemplare: 2.

Cidaris roemeri WISSMANN

(Taf. II. Fig. 38—44)

1841. *Cidaris Roemeri* MÜNSTER, Beiträge z. Geogn. d. südöstl. Tirol, p. 47. Taf. IV. Fig. 3 a-g.
1865. *Cidaris Roemeri* LAUBE, St. Cassian I, p. 67. Taf. X. Fig. 1.
1903. *Cidaris* cf. *Roemeri* BROILI, Pachycardientuffe, p. 157. Taf. XVII. Fig. 50—51.

Diese charakteristische Form kommt in der Trias von Brașov sehr häufig vor, allerdings im allgemeinen kleiner und viel extremer ausgebildet als bei St. Cassian. Dabei zeigt sie eine ausserordentliche Variabilität.

Anzahl der Exemplare: 159.

Cidaris fustis LAUBE

1865. *Cidaris fustis* LAUBE, St. Cassian, p. 290. Taf. X. Fig. 4, 4 a.
1875. *Cidaris fustis* QUENSTEDT, Petrefaktenkunde Deutschlands, p. 198. Taf. LXVIII. Fig. 92—95.
1903. *Cidaris* (?) *fustis* BROILI, Pachycardientuffe, p. 157. Taf. XVII. Fig. 55.
1911. *Cidaris fustis* BATHER, Balaton, p. 184. Taf. XII. Fig. 340—341.

Zwei grosse, glatte, keulenförmige Stacheln mit ganz kleinen Gelenkköpfen gehören zu *C. fustis*.

Anzahl der Exemplare: 2.

Cidaris linearis MÜNSTER

1841. *Cidaris linearis* MÜNSTER, Beiträge z. Geogn. d. südöstl. Tirol, p. 45. Taf. III. Fig. 19.
1865. *Cidaris linearis* LAUBE, St. Cassian, p. 292. (non Taf. X. Fig. 10).

Institutul Geologic al României

Die von St. Cassian im Naturhistorischen Museum in Wien vorhandenen zahlreichen, aber stets nur in Bruchstücken erhaltenen Exemplare stimmen aufs beste mit MÜNSTER's Beschreibung und Abbildung überein. Allerdings scheint das von MÜNSTER zur Abbildung gebrachte obere Bruchstück kaum dazu zu gehören. Im Material des Wiener Naturhistorischen Museums fand ich jedenfalls nichts ähnliches. Die sehr feinen, engstehenden Linien des Schaftes, sowie den stark crenulierten Gelenkkopf und den erhabenen, feingekörnten Ring, dessen Durchmesser grösser ist als der des Schaftes, finden wir bei zahlreichen Exemplaren von St. Cassian wieder, die alle in der Form mit MÜNSTER's Abbildung Nr. 19 (abgesehen vom oberen, wahrscheinlich nicht dazugehörenden Bruchstück) gut übereinstimmen.

LAUBE's Abbildungen weichen jedoch wesentlich ab und stellen eine andere Form dar, ebenso KLIPSTEIN's abgebildetes Exemplar, das mit LAUBE's Figur 10 a übereinstimmt. BATHER (Balaton, p. 236—237) behandelt alle diese Formen als synonym mit *C. linearis*.

Cidaris grandaevus QUENSTEDT (Petrefaktenkunde Deutschlands, p. 158. Taf. 67. Fig. 102—110, 114, 115) aus dem Hauptmuschelkalk dürfte von *C. linearis* kaum zu unterscheiden sein.

Die von Brașov mir vorliegenden Exemplare stimmen mit denen von St. Cassian sowie mit MÜNSTER's Beschreibung und Abbildungen bestens überein.

Anzahl der Exemplare: 7.

Cidaris flexuosa MÜNSTER

1841. *Cidaris flexuosa* MÜNSTER, Beiträge, p. 44. Taf. III. Fig. 18.
1865. *Cidaris flexuosa* LAUBE, St. Cassian, p. 70. Taf. X. Fig. 7.
1911. *Cidaris flexuosa* BATHER, Balaton, p. 225—226.

Mit LAUBE's Abbildung Taf. X. Fig. 7 a stimmen eine Anzahl Exemplare vom Schneckenberg überein. Infolge der engen wellenförmigen Querstreifung, an der die Oberfläche der Stacheln stufig abgesetzt ist, sieht es aus, als ob der Stachel aus zahlreichen kurzen Teilchen bestehe, die von oben tütenförmig ineinander gesteckt wären. Die dichte, zarte Längsstreifung ist deutlich entwickelt.

Die Stacheln bestehen aus einer verhältnismässig dünnen Wand und weitem Lumen, das bei manchen Exemplaren hohl, bei anderen sekundär mit Kalk ausgefüllt ist.

Anzahl der Exemplare: 6.

Cidaris decorata MÜNSTER

1841. *Cidaris decorata* MÜNSTER, Beiträge, p. 45. Taf. III. Fig. 22.
1865. *Cidaris decorata* LAUBE, St. Cassian, p. 290. Taf. X. Fig. 5 a, b, c (non c, d, f).
1911. *Cidaris decorata* BATHER, Balaton, p. 185. Taf. XII. Fig. 342.

Institutul Geologic al României

Von dieser bei St. Cassian grosse Dimensionen erreichenden Form (bis 60 mm Länge) liegen mir 4 kleine Exemplare vor mit den charakteristischen durch tiefe, breite Furchen getrennten, kräftigen 5 Längsrippen auf der einen Seite, während die andere glatt ist. Die grossen Stacheln von St. Cassian haben auf der sonst glatten Seite 9—10 feinere Rippen. Doch fand ich auch unter dem St. Cassianer Material des Wiener Naturhistorischen Museums einige kleine, dünne Stacheln, die genau so ausgebildet sind wie meine, so dass an einer Identität der Formen nicht gezweifelt werden kann.

Anzahl der Exemplare: 4.

Radiolus alutensis n. sp.

(Taf. II. Fig. 46)

Eine Form, die bei St. Cassian scheinbar nicht vorkommt und mir auch sonst nicht bekannt ist, findet sich bei Braşov ziemlich häufig. Es sind kurze gedrungene, kolbenförmige Stacheln, in der Form an *C. decorata* erinnernd, aber vollkommen glatt, ohne die geringste Spur einer Körnelung. Die Gelenkgrube ist sehr klein, von einem gekörnelten Rand umgeben. Der kleine Gelenkkopf ist vom kurzen Hals durch einen sehr fein gestrichelten, schwach erhabenen Ring getrennt.

Anzahl der Exemplare: 38.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 308.

Radiolus racadaui n. sp.

(Taf. II. Fig. 47 a—c)

Abgeflachte keulenförmige, glatte Stacheln. Nur bei Vergrösserung wird eine sehr feine, dichte Längsstreifung sichtbar. Das grösste, am besten erhaltene Exemplar läuft am Ende kammförmig zugeschärft aus. Dieser zugeschärfte Kamm ist nach unten konkav gebogen.

Der Gelenkkopf ist sehr klein, durch einen erhabenen Ring von der Keule getrennt, ohne Hals. Die Gelenkgrube ist auch sehr klein.

Anzahl der Exemplare: 3.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 310.

Radiolus adametzi n. sp.

(Taf. II. Fig. 50 a—b; 51 a—b)

Es liegen mir drei Stacheln von eigenartigem Gepräge vor. Der Gelenkkopf ist dick gerundet, gekörnt, ohne Gelenkgrube. Der Gelenkkopf verjüngt sich ohne feste Abgrenzung gegen den dünneren Stiel, der einen kurzen, schaufelförmig verbreiteten, schräg abstehenden Körper trägt.

Der kräftigere der Stacheln ist sowohl auf dem oberen Teil des Stieles

Institutul Geologic al României

als auch auf beiden Seiten des schaufelförmig verbreiteten Körpers dicht gekörnt, so dass nur der untere Teil des Stieles glatt bleibt.

Der zweite, zartere Stachel erscheint, abgesehen vom kräftig gekörnten Gelenkkopf, glatt.

Der dritte Stachel ist schlechter erhalten und lässt nur die allgemeinen Formverhältnisse erkennen, die mit denen des kräftigeren der beiden obigen übereinstimmen.

Trotz dieser etwas verschiedenen Ausbildung dürften doch alle drei Stacheln zu einer Art gehören. Abgesehen von der Körnelung ist ihre Ausbildung doch zu gleichartig.

Anzahl der Exemplare: 3.

Arttypus: das Taf. II. Fig. 51 a, b abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 312.

Radiolus herbichi n. sp.

(Taf. II. Fig. 45)

Eine noch auffallendere Form liegt in einem leider nur unvollständigen Exemplar vor. Der Gelenkkopf ist dick, glatt mit kleiner Gelenkgrube, die von einem glatten Saum umgeben ist. Der Stiel ist kurz, ohne scharfe Begrenzung gegen den Gelenkkopf. Der Körper ist breit, schaufelförmig und auf dem Rand der adapicalen Fläche mit stark vortretenden, dicken, runden Warzen besetzt. Die adorale Fläche ist glatt.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 314.

Radiolus antipai n. sp.

(Taf. II. Fig. 48)

Eine der eigenartigsten Cidarisstachelformen des Triaskalkes des Schnekkenberges. Der Stachelkörper ist breitgeflügelt, spatenförmig. Die adorale Seite ist dachförmig gebrochen und bildet eine in der Längsrichtung verlaufende stumpfe Kante. Die adapicale Seite ist dagegen konkav gebogen mit einer medianen erhabenen Längsrippe.

Der Gelenkkopf sitzt dem Stachelkörper ohne eigentlichen Hals direkt auf. Auf der adoralen Seite ist der Gelenkkopf nur schwach durch eine Kante gegen den Stachelkörper abgesetzt, auf der adapicalen Seite aber ist er durch eine dieser Kante vorgelagerte, tiefe Furche deutlich begrenzt.

Der an den Gelenkkopf unmittelbar anschliessende Teil der konkav gebogenen adapicalen Fläche wird von einer kurzen konvex gewölbten Wand überdeckt, wodurch hier eine kleine napfförmige Höhlung entsteht.

Die Gelenkgrube ist klein und wird von einem zarten, glatten Wulst umgeben. Der gegen den Stachelkörper durch eine scharfe Kante, in der

Institutul Geologic al României

Richtung gegen die Gelenkgrube durch zwei zartere Kanten begrenzte, ringförmig stark vorspringende Teil des Gelenkkopfes ist glatt und gegen die Gelenkgrube schwach konisch zulaufend. Der durch eine Furche begrenzte, viel engere Ringwulst der Gelenkgrube wird mit dem vorspringenden Ring des Gelenkkopfes durch eine gegen die Gelenkgrube konisch stark zulaufende glatte Fläche verbunden.

Fünf weitere, unvollständig erhaltene, kleine Exemplare zeigen grosse Ähnlichkeit in der Ausbildung des Stachelkörpers mit *Radiolus penna* BATHER (Balaton, p. 227. Taf. XIII. Fig. 404—412). Der Mangel eines Halses jedoch und die Ausbildung des Gelenkkopfes schliesst sie an *R. antipai* an. Ihre Abweichung in der Form von dem abgebildeten Exemplar wird jedenfalls dadurch bedingt, dass sie von einer anderen Region des Seeigelkörpers stammen.

Anzahl der Exemplare: 6.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 315.

Anaulocidaris testudo BATHER

(Taf. II. Fig. 49)

1911. *Anaulocidaris testudo* BATHER, Balaton, p. 140. Taf. X. Fig. 256—272. Textfigur 12—26 (siehe Textfigur 20—21, p. 151—152).

Ein Exemplar aus der Gruppe der *Radioli trulliformes*. Das Verhältnis der Länge zur Breite beträgt 217: 100, das Verhältnis der Dicke zur Länge hat einen Index von 0,170. Diese Verhältnisse sprechen für *A. testudo* und nicht für *A. buchi* MÜNSTER. Ausserdem fehlen wie bei *A. testudo* die für *A. buchi* charakteristischen zwei stumpfen Kanten, die auf der Innenfläche vom Gelenkkopf nach den distalen Ecken verlaufen.

Die von BATHER als *A. testudo* beschriebene Form stammt aus den raibler Schichten des Bakony, *A. buchi* dagegen aus den St. Cassianer Schichten Tirols. BATHER sieht in *A. buchi* den Vorläufer des stärker differenzierten *A. testudo*. Nun finden wir aber hier eine Form, die alle Eigenschaften des *A. testudo* zeigt, in Schichten die eher etwas älter sind als die Schichten von St. Cassian.

Anzahl der Exemplare: 1.

BRACHIOPODA

Discina n. sp. indet.

(Taf. III. Fig. 1, 2)

Eine kleine, ovale, flache Ventralschale mit spitzem, kleinem Wirbel und kleiner ovaler Stielöffnung.

Ausserdem liegt mir ein Bruchstück einer grossen, gewölbten Oberschale vor.

Anzahl der Exemplare: 2.

Institutul Geologic al României

Thecidea asperulata BITTNER

(Taf. III. Fig. 3 a—e; 4 a—c)

1890. *Thecidium asperulatum* BITTNER, Brachiopoden der alpinen Trias, p. 69. Taf. I. Fig. 18.

1920. *Thecidea asperulata* DIENER, Foss. Cat. pars. 10, p. 20.

Von Brașov liegen mir drei schlecht erhaltene Exemplare vor, die mit *Th. asperulata* BITTNER übereinstimmen.

Rhynchonella brasoviae n. sp.

(Taf. III. Fig. 5 a—e)

Es liegen mir zahlreiche Exemplare vor, die sich um *Rh. cornaliana* BITTNER gruppieren, aber eine derartige Variabilität zeigen, dass fast jedes Exemplar als selbständige Art beschrieben werden könnte. Es erscheint mir fraglich, welches in diesem Falle das angezeigtere Verfahren wäre. Der allgemeine Typus ist ziemlich einheitlich, dagegen zeigen sich innerhalb dessen so weit gehende Abweichungen, dass ein sehr reiches Material notwendig wäre, um entscheiden zu können, ob es sich hier um konstant bleibende Merkmale handelt, oder ob hier eine aussergewöhnlich grosse, ineinanderfliessende Variabilität einer Form vorliegt.

Ich ziehe vorläufig eine Gliederung dieser Gruppe in fünf Formen einer zu weit gehenden Zusammenfassung vor. Es sind dies folgende Formen: *Rhynchonella brasoviae*, *coronae*, *dacica*, *racadaui*, *alutae*.

Rh. brasoviae ist breiter (10 mm) als hoch (9 mm). Die Form des Umrisses ist sehr eigenartig. Die grösste Breite des Gehäuses liegt im untersten Drittel. Von hier verlaufen die Flanken konkav gebogen zum Schnabel, während der Stirnrand in breitem Bogen gerundet ist. Die steil abfallenden Seitenflächen sind wie bei der *Rh. cornaliana* etwas konkav eingesenkt.

Der Verlauf der kleingezackten Stirnkommissur bildet einen sehr flachen, gegen die kleine Klappe konvexen Bogen, ohne dass ein Wulst der kleinen, oder ein Sinus der grossen Klappe zur Ausbildung gelangt wäre. Die 8 Rippen der kleinen und 9 Rippen der grossen Klappe sind in der unteren Schalenhälfte deutlich entwickelt, verflachen aber gegen den Wirbel allmählich ganz, so dass das obere Drittel der Klappe flach bleibt.

Die Seitenkommissuren sind gerade, nicht gezähnelt.

Anzahl der Exemplare: 3.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. București. Inv. Nr. B. t. 320.

Rhynchonella coronae n. sp.

(Taf. III. Fig. 6 a—d; 7 a—c)

Einzelne Exemplare, die der vorhergehenden Form in mancher Beziehung ähneln, haben eine sehr hohe, steil abgeschnittene Stirn mit steil kammartig

Institutul Geologic al României

gebrochener Stirnkommissur. Die Rippen sind viel kräftiger und reichen fast bis an den Schnabel. Der kaum vortretende Wulst der kleinen Klappe hat 5 Rippen, der seichte Sinus der grossen Klappe vier. Die Seitenflächen sind flach konkav eingesenkt, die Seitenkommissur ist gezähnelt.

Ein sonst in der Form ähnliches Exemplar zeigt grosse Unregelmässigkeiten in der Ausbildung der Stirnkommissur und des Sinus der grossen Klappe. Der seichte Sinus ist schmal, hat nur 2 Rippen, die Zickzacklinie der Stirnnaht hat einen unregelmässigen, unsymmetrischen Verlauf. Die kleine Klappe ist stärker gewölbt, der Stirnrand ist daher nicht so steil abgeschnitten. Besseres Material wird zeigen müssen, ob es sich hier bloss um ein abnormes Exemplar oder um eine selbständige Form handelt.

Anzahl der Exemplare: 2.

Arttypus: das Taf. III. Fig. 6 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. P. t. 322.

Rhynchonella dacica n. sp.

(Taf. III. Fig. 8 a—d)

Von den oben beschriebenen Formen weichen einige Exemplare durch schlankere Form, reichere Berippung und die Ausbildung eines flachen Wulstes auf der kleinen Klappe und seichten Sinus der grossen Klappe ab.

Diese Form ist bei 11 mm Höhe 10 mm breit. Der Wulst der kleinen Klappe trägt in der Stirnregion 5 Rippen. Die Rippen des Wulstes konvergieren nach oben sehr rasch und fliessen zusammen, so dass schon in mittlerer Schalenhöhe die dem Wulst entsprechende mediane Partie sehr schmal ist und gegen die wulstförmig schwach gewölbten Seitenteile flach konkav eingesenkt erscheint. Die den medianen Wulst begrenzenden Seitenteile tragen zahlreiche kurze, wenig deutliche Rippen, von denen 2 noch die Stirnkommissur erreichen, die übrigen aber zur Seitenkommissur abfallen, die dadurch auch gezähnelt ist.

Die Rippung der grossen Klappe ist im unteren Teil der Klappe kräftiger. Im Sinus sind 4 Rippen entwickelt, während ich auf dem rechten Seitenflügel 6 zähle, von denen drei die Stirnkommissur erreichen, drei andere aber auf der Seitenfläche liegen.

Anzahl der Exemplare: 11.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 324.

Rhynchonella dacica var. *paucicostata* n. var.

Zwei Exemplare, die in den Formverhältnissen und auch sonst mit *Rh. dacica* übereinstimmen, fallen durch eine viel geringere Berippung auf. Die Seitenkommissuren sind gerade, nicht gezähnelt. Im Ganzen zähle ich nur 5 flache, undeutliche Rippen.

Anzahl der Exemplare: 2.

Institutul Geologic al României

Rhynchonella racadaui n. sp.

(Taf. III. Fig. 10 a—c)

Diese Form schliesst sich an *Rh. dacica* an, hat aber zahlreichere, zartere Rippen, die sich fast bis in den Wirbel verfolgen lassen. Die grosse Klappe hat 17 Rippen.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 326.

Rhynchonella alutae n. sp.

(Taf. III. Fig. 9 a—d)

Rh. alutae erinnert an *Rh. decurtata*, zeigt aber andererseits auch wieder Beziehungen zur Gruppe der Formen um *Rh. coronae.*

Das Verhältnis zwischen Höhe und Breite schwankt etwas (Höhe 11 mm, Breite 10 mm; Höhe 10,5 mm, Breite 11 mm).

Der Wulst der kleinen Klappe trägt vier Rippen. Die den medianen Wulst begrenzenden seitlichen Furchen konvergieren gegen den Schnabel stark, so dass der mittlere, dem Wulst entsprechende Schalenteil der kleinen Klappe schon in halber Schalenhöhe schmal wird und gegen den Wirbel ganz auskeilt. Im oberen Schalendrittel erscheinen die Seitenteile schwach wulstförmig gewölbt, der mediane Teil dagegen sehr schwach eingesenkt.

Die Seitenflügel zeigen an der Stirnkommissur 2 Rippen. Die Seitenkommissur ist auch gezackt, doch sind auf den Seitenflächen diesen Zacken entsprechend nur mehr Spuren von Rippen angedeutet.

Die grosse Klappe hat im Sinus drei Rippen, auf den Seitenteilen an der Stirnkommissur je 2 und den Zacken der Seitenkommissur entsprechend noch 1—2 schwach angedeutete Rippen. Hervorzuheben ist, dass die zwei den Sinus der grossen Klappe nach aussen begrenzenden Rippen besonders kräftig an der Stirne hervortreten, wie BITTNER das (Brach. d. alp. Trias p. 104) für *Rh. cornaliana* hervorhebt. Das obere Drittel der Klappe ist glatt.

Wulst und Sinus sind im Verlauf der Stirnkommissur sehr deutlich entwickelt. Die Seiten sind senkrecht abgeflacht. Der Schnabel ist spitz, nur sehr schwach gebogen.

Anzahl der Exemplare: 7.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 327.

Rhynchonella cynodon LAUBE

(Taf. III. Fig. 14—17)

1865. *Rhynchonella cynodon* LAUBE, St. Cassian, p. 27. Taf. XIV. Fig. 5 a, 5 b (Fig. 5 exclus).

1920. *Rhynchonella cynodon* DIENER, Foss. Cat. pars. 10, p. 24.

Die mir von Braşov vorliegenden Exemplare bleiben etwas kleiner als

Institutul Geologic al României

die von LAUBE und BITTNER abgebildeten und gleichen in Form und Ausbildung der Rippen und des Sinus den von BITTNER abgebildeten Exemplaren.

Diese Form weicht nicht unwesentlich von der bei LAUBE abgebildeten und bei St. Cassian überwiegend vorkommenden Form ab. BITTNER meint auch, dass sein Exemplar (Brach. d. alp. Trias Taf. III. Fig. 19) die charakteristischen Eigentümlichkeiten in besonderer Schärfe zeige und die Beziehungen zu *Rh. semicostata* MÜNST. vollkommen zurücktreten, die bei den weniger extrem ausgebildeten Exemplaren eben noch vorhanden sind.

Im St. Cassianer Material des Wiener Naturhistorischen Museums kommen vereinzelt Exemplare vor, die mit BITTNER's Abbildung übereinstimmen, während die Mehrzahl flacher bleibt, mit flacherem Sinus.

Bei Braşov kommt nur die von BITTNER abgebildete, extrem entwickelte Form vor. Übergänge zu *Rh. semicostata* fehlen.

Die grosse Schale hat eine mediane Senkung, die in der Stirnregion in einen tiefen Sinus übergeht, der ein bis zwei kurze, ganz schwach angedeutete sekundäre Rippchen aufweist. Sonst ist die grosse Klappe glatt. Auf der kleinen Klappe entspricht dem Sinus der grossen Klappe ein kurzer, nur in der unteren Hälfte der Schale entwickelter, nur an der Stirnnaht durch 1—2 Einkerbungen schwach geteilter Wulst, der seitlich gegen die glatten, gewölbten Seitenteile durch je eine Einsenkung begrenzt wird. Diese seitlichen Einsenkungen konvergieren gegen den Wirbel der Schale.

Anzahl der Exemplare: 9.

Rhynchonella cynodon var. *nuda* n. var.

(Taf. III. Fig. 11—13)

Bei einzelnen kleinen Exemplaren ist die kleine Klappe gleichmässig gewölbt, der Wulst kommt nur im Verlauf der Stirnnaht zur Geltung, während auf der grossen Klappe als Verlängerung des Sinus eine seichte, von Abkantungen der Schale begrenzte Vertiefung bis in den Wirbel verläuft.

Anzahl der Exemplare: 10.

Typus: das Taf. III. Fig. 13 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 330.

Rhynchonella cynodon var *triplicata.* n. var.

(Taf. III. Fig. 18 a—e)

Eine Form, die sich sonst an *Rh. cynodon* anschliesst, weicht von der typischen Form durch breitere Gestalt und einen breiteren, dreigerippten Wulst der kleinen Klappe ab.

Anzahl der Exemplare: 4.

Typus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 332.

Institutul Geologic al României

Rhynchonella tricostata MÜNSTER

(Taf. III. Fig. 19—20)

1841. *Terebratula tricostata* MÜNSTER, Beiträge, p. 57. Taf. VI. Fig. 7.
1920. *Rhynchonella tricostata* DIENER, Foss. Cat. pars 10, p. 34.

Eine bei St. Cassian in ganz gleicher Ausbildung sehr häufige Form. Sie ist aber ziemlich variabel, besonders die Form des Umrisses, wie auch LAUBE's Figuren zeigen. So entspricht bei LAUBE Taf. XIV. Fig. 4 dem Wulst der kleinen Klappe im Umriss eine bogige Vorwölbung, ebenso wie bei BITTNER's Exemplaren aus dem Bakony, dagegen bei LAUBE's Figuren 4 a und 4 c eine konkave Einbuchtung. Diese Variabilität zeigen auch meine Exemplare.

Anzahl der Exemplare: 5.

Rhynchonella barzaviae n. sp.

(Taf. III. Fig. 21—23)

Diese kleine Form dürfte der *Rh. delicatula* BITTNER nahe stehen. Die Form und die Ausbildung des medianen Teiles der kleinen Klappe zeigt grosse Ähnlichkeit (BITTNER, Brachiopoden d. alpinen Trias p. 17, Taf. XXXV. Fig. 28, 29). Sie unterscheidet sich aber durch die viel reichere Berippung wesentlich von ihr. Nahe steht dieser Form noch die *Rh. sublata* BITTNER von St. Cassian.

BITTNER stellt diese Formen in seine Gruppe glatter Rhynchonellen: *Austriella.*

Nun ist die Verwandtschaft vorliegender Form mit obigen zu augenfällig, als dass sie wegen der hier vorhandenen, dort fehlenden Berippung in verschiedene Gruppen eingeteilt werden könnten. Ausserdem ist von *Rh. sublata* bisher nur ein einziges Exemplar bekannt, dem die Schale bis auf kleine Reste fehlt, und die Abbildung bei BITTNER (Brach. d. alp. Trias. Taf. XXXVIII. Fig. 11) zeigt auf den Schalenresten angedeutete Fältelung der Schale.

Bei vorliegender Form hebt sich aus der medianen Depression der kleinen Schale in der Stirnregion ein Wulst mit zwei kurzen Falten heraus. Die Seitenteile werden durch je eine breite Aufwölbung gebildet, die gegen den Schalenrand zu drei kurze Rippen tragen. Abgesehen von der medianen Einsenkung, die mehr oder weniger deutlich für gewöhnlich, nicht immer, sich bis unter den Wirbel verfolgen lässt, zeigt nur die Randzone der Schale Rippung, der übrige Teil wird von den breiten, glatten, seitlichen Aufwölbungen der Schale eingenommen.

Den beiden seitlichen Furchen der medianen Senkung der kleinen Klappe entsprechen auf der grossen Klappe zwei besonders kräftige Rippen, zwi-

Institutul Geologic al României

schen denen in einem sekundär eingesenkten seichten Sinus eine schwächere, kurze Rippe verläuft. Die Seitenteile zeigen ebenfalls in der Randregion je drei kurze Rippen. Die Partie um den Wirbel der grossen Klappe bleibt glatt.

Nahe verwandt erscheint auch *Rh. trebevicensis* BITTNER (Brach. u. Lamellibranchiaten a. d. Trias v. Bosnien. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. LII, p. 564. Taf. XXII. Fig. 33).

Anzahl der Exemplare: 18.

Arttypus: das Taf. III. Fig. 21 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 335.

Rhynchonella curmaturi n. sp.

(Taf. III. Fig. 24—25)

Eine kleine Form, die entfernt an *Rh. arpadica* BITTNER erinnert. Die kleine Klappe hat 13 Rippen, davon 5 auf dem aus der allgemeinen Wölbung der Schale nur schwach hervortretenden Wulst. Auf der grossen Klappe zähle ich zehn Rippen, davon vier im Sinus. Die seitlichen Rippen nehmen sowohl an der grossen als auch an der kleinen Klappe sehr rasch an Stärke ab. Der Wulst ist etwas kräftiger betont als bei der *arpadica*. Die fünf Rippen des Wulstes schneiden auf der Sutur in gleicher Höhe, horizontal ab.

Anzahl der Exemplare: 2.

Arttypus: das Taf. III. Fig. 24 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 337.

Rhynchonella transsylvanica n. sp.

(Taf. III. Fig. 26 a—d)

Eine kleine Form, die gewisse Anklänge an *Rh. subacuta* var. *corallio-phila* BITTNER (Brach. d. alp. Trias p. 114 Taf. XXXVIII. Fig. 7—9) zeigt. Die kleine Schale hat fünf, auf die untere Schalenhälfte beschränkte, durch breite Furchen getrennte Falten. Mein Exemplar ist etwas unsymmetrisch entwickelt. Die von der medianen Falte links stehende Falte ist kräftiger entwickelt als die rechte, fast ebenso kräftig wie die mediane Falte. Die grosse Schale hat zwei Falten, die sich in der oberen Schalenhälfte zu einem breiten medianen, in den Schnabel auslaufenden Wulst vereinigen, und je eine seitliche, schmale, flügelartige Aufwölbung.

Anzahl der Exemplare: 2.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 339.

Rhynchonella meschendörferi n. sp.

(Taf. III. Fig. 27—29)

Diese Form steht morphologisch der *Rh. seydeli* BITTNER nahe. Die flache, dreieckige Form mit den im Schnabel spitzwinkelig zulaufenden,

Institutul Geologic al României

geradlinigen, nicht konkav ausgeschweiften Seitenrändern gleicht *Rh. seydeli*. Die Form ist dreieckig, verhältnismässig schmal, mit geraden Seitenrändern und geradem bis schwach gebogenem Stirnrand. Die verhältnismässig schwache Berippung ist auf die untere Schalenhälfte beschränkt, ähnlich wie bei *Rh. seydeli*. Der flache Wulst der kleinen Schale trägt 3—4 kurze, nach oben konvergierende Rippen und wird seitlich von je einer tieferen Furche begrenzt, die nach oben konvergieren und ungefähr in der Mitte der Schalenhöhe oder etwas darüber zusammenlaufen. Seitlich hat die kleine Schale noch je zwei kurze Rippen, die nach oben bald verschwinden. Weiter oben sind die Seitenteile glatt, schwach gewölbt.

Die Berippung der grossen Schale beschränkt sich analog der kleinen auch hauptsächlich auf die untere Schalenhälfte. Der Sinus zeigt 2—3 kurze Rippen und wird seitlich von je einer ebenfalls kurzen aber etwas kräftigeren Rippe begrenzt, ähnlich wie wir das auch bei der *Rh. cornaliana* sahen. Nach aussen treten noch je zwei schwächere Rippen auf.

Anzahl der Exemplare: 3.

Arttypus: das Taf. III. Fig. 28 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 341.

Rhynchonella (Austriella?) herbichi n. sp.

(Taf. III. Fig. 31 a—d)

Eine kleine wenig gewölbte glatte Form, die ihre grösste Breite in halber Höhe erreicht, von wo sie sich gegen den breiten, geraden Stirnrand nur wenig verschmälert.

Die grosse Klappe ist nur sehr wenig stärker gewölbt als die kleine. Die Kommissuren liegen in einer Ebene.

Der Schnabel ist gestreckt, nur schwach gebogen, spitz und etwas grösser, als er bei *Austriella* normaler Weise zu sein pflegt.

Zu beiden Seiten des Wirbels der kleinen Klappe sind kleine Ohren angedeutet, wie sie für *Austriella* charakteristisch sind.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 343.

Rhynchonella (Austriella?) parva n. sp.

(Taf. III. Fig. 30 a—d)

Ein Exemplar, das im allgemeinen Habitus der vorhergehenden Art nahe steht, weicht in der Form des Umrisses doch wieder so sehr von ihr ab, dass ich eine Vereinigung mit ihr nicht für zulässig halte. Der Schnabel ist leider verletzt. Eine schwache Ohrbildung ist auch hier feststellbar.

Diese Form erreicht ihre grösste Breite erst im unteren Drittel der Schalenhöhe, von wo sie gegen den Schnabel spitz zuläuft, während die Stirn breit gerundet ist.

Institutul Geologic al României

Die Form ist flach, die grosse Klappe ist nur sehr wenig stärker gewölbt als die kleine. Die Kommissuren liegen in einer Ebene.

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 344.

Spiriferina fragilis SCHLOTH

(Taf. IV. Fig. 1 a—c)

1814. *Terebratula fragilis* SCHLOTHEIM, in LEONHARDS Taschenbuch. Taf. II. Fig. 4.
1920. *Spiriferina fragilis* DIENER, Foss. Cat. pars 10, p. 46.

Von Braşov liegen mir zwei unvollständige Exemplare dieser Art vor. Der Sinus der grossen Klappe hat ungefähr die Breite der angrenzenden Furchen.

Anzahl der Exemplare: 2.

Spiriferina simionescui n. sp.

(Taf. IV. Fig. 2 a—e)

Diese Form erinnert an *Spiriferina badiotica* BITTNER (Brachiopoden d. alp. Trias, p. 75. Taf. II. Fig. 3). Die Form der grossen und kleinen Schale gleicht den Verhältnissen bei der *badiotica*. Sie unterscheidet sich vornehmlich durch eine vom Wirbel ausgehende, scharfe mediane Furche der grossen Klappe, die in der Nähe des Stirnrandes seichter wird. Sonst ist die grosse und kleine Klappe glatt.

Die systematische Stellung dieser Form innerhalb der Spiriferinen ist ähnlich unsicher, wie die der *Sp. badiotica* nach BITTNER und der in der Form ähnlichen aber gerippten *Sp. impressula* BITTNER.

Die kleine Klappe ist 4,5 mm breit und ebenso hoch. Die Arealbreite beträgt 3 mm, die Höhe der Area ebenfalls 3 mm. Die kleine Klappe ist fast eben, gegen die Stirne schwach konkav. Die grosse Klappe ist konisch mit stark eingekrümmtem Schnabel. Die Deltidialspalte ist schmal.

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 346.

Spiriferina stefanescui n. sp.

(Taf. IV. Fig. 3 a—d)

Ein vollkommen isoliert stehender Typus, der ganz entfernt an *Sp. evanescens* BITTNER erinnert.

Die kleine und grosse Klappe sind fast gleich stark gewölbt. Der Wirbel der grossen Klappe ragt nicht höher vor als der der kleinen. Die Area ist nieder.

Die grosse Klappe zeigt nur bei günstiger Beleuchtung sichtbare, zarte

Institutul Geologic al României

Rippen und zwar eine mediane Rippe und je ein seitliches Rippenpaar. Die kleine Klappe ist beschädigt, doch scheint hier eine mediane und je eine seitliche Rippe vorhanden gewesen zu sein. Sie sind auf der kleinen Klappe fast noch schwächer als auf der grossen. Die Stirnkommissur zeigt soweit erhalten ganz schwache Wellung.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 347.

Cyrtina (Bittnerula) zitteli BITTNER

(Taf. III. Fig. 32 a—b, 33)

1865. *Cyrtina Buchi* LAUBE, St. Cassian. Taf. XII. Fig. 4 d—h. (cet. exclus).

1890. *Cyrtina Zittelii* BITTNER, Brachiopoden d. alp. Trias, p. 78, 112, 117. Taf. XXXVIII. Fig. 12; Taf. XL. Fig. 24; Taf. XLI. Fig. 22.

1920. *Bittnerula Zittelii* DIENER, Foss. Cat. pars. 10, p. 58.

Von Braşov liegen ein charakteristisches, zweifellos hieher gehörendes, grösseres, ein kleines, schlecht erhaltenes Exemplar und zwei Bruchstücke vor. Eine Medianfurche der grossen Klappe ist nur schwach angedeutet. Das Pseudodeltidium ist gleichmässig gewölbt.

Anzahl der Exemplare: 4.

Spirigera fasciata n. sp.

(Taf. IV. Fig. 10 a—e)

Eine grössere Gruppe von Spirigerenformen mit cincter Berippung muss der Subsectio *Anomactinella* BITTNER zugeteilt werden, von der bisher nur die eine Art *Sp. flexuosa* bekannt war. Sie stehen der sehr variablen *Sp. flexuosa* morphologisch nahe, bilden aber wohl eine geschlossene Formengruppe für sich, bei der die Frage offen bleibt, ob wir besser tun, sie in verschiedene Arten oder bloss in verschiedene Varietäten einer Art zu zergliedern. Ich ziehe vorläufig ersteres vor. Hieher gehören: *Spirigera fasciata* n. sp.; *Sp. macovei* n. sp.; *Sp. fasciataeformis* n. sp.; *Sp. athanasiui* n. sp.; *Sp. coronae* n. sp.

* * *

Die Art der Berippung der *Sp. fasciata* und die Form erinnert einigermassen an *Sp. flexuosa* var. *laevis* BITTNER (Brach. d. alp. Trias, p. 83. Taf. II. Fig. 22, 23).

Die in der Hauptsache dreieckige, verhältnismässig flache Form ist gegen die Stirn keilförmig zugeschärft. Der Schlossrand ist kurz, gerade und ragt unter dem Wirbel der kleinen Klappe schwach flügelartig vor.

Der an der Stirn breite, mediane Teil wird gegen zwei zurückspringende, schmale Seitenflügel durch etwas stärker markierte Furchen begrenzt. Der mediane Teil hat auf der kleinen und grossen Klappe je fünf

Institutul Geologic al României

korrespondierende, flache Rippen: eine mediane und je zwei etwas enger stehende seitliche. Die Seitenflügel bestehen aus je einer breiten Rippe.

Die Naht liegt in einer Ebene, verläuft gerade. Mit diesem Typus scheinen andere Formen mehr oder weniger eng verbunden.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 349.

Spirigera macovei n. sp.

(Taf. IV. Fig. 11 a—c)

Diese Art wird grösser und dicker als *Sp. fasciata*. Die Berippung besteht aus zahlreicheren, dafür aber sehr zarten Rippen, die nur ganz schwach sichtbar sind. Die durch eine breitere, tiefere Furche abgetrennten Seitenflügel sind auch hier charakteristisch ausgebildet. Die Medianlinie ist sowohl auf der kleinen als auch besonders auf der grossen Klappe etwas vertieft und die Schalenfaserung konvergiert in ihr gegen die Stirn zu.

Die grosse Schale des Exemplares ist an einer Stelle aufgebrochen und zeigt den einen Spiralkegel des Armgerüstes schön. Sichtbar sind sechs Umgänge, einfach, nicht diplospir.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 350.

Spirigera fasciataeformis n. sp.

(Taf. IV. Fig. 8—9)

Diese Form ist der *Sp. fasciata* sehr ähnlich, unterscheidet sich durch die weniger deutlich abgesetzten Seitenflügel, die schärferen Rippen, von denen je eine den Seitenflügeln entsprechen, während auf den medianen Teil je ein seitliches Rippenpaar entfällt. Die fünfte mediane Rippe der *asciata* aber fehlt.

Anzahl der Exemplare: 24.

Arttypus: das Taf. IV. Fig. 9 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 351.

Spirigera athanasiui n. sp.

(Taf. IV. Fig. 4—7)

Diese Form wird viel dicker als *fasciataeformis* und in starkrippigen Exemplaren sehr trigonellaähnlich, sie schliesst sich aber eng an *fasciataeformis* an und unterscheidet sich von *trigonella* durch die zwar stärker als bei *fasciatae formis* zurücktretende, aber doch deutlich entwickelte Seitenrippe. Die vier medianen Rippen sind gewöhnlich paarig angeordnet. Die Rippen sind bei der Mehrzahl der Exemplare schwach ausgebildet. Es liegen mir nur vier Exemplare mit kräftigeren, trigonellaartigen Rippen vor, alle anderen haben schwächere Rippen.

Institutul Geologic al României

Einige Exemplare mit angebrochener Schale lassen das Armgerüst erkennen.

Anzahl der Exemplare: 131.

Arttypus: das Taf. IV. Fig. 4 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. București. Inv. Nr. B. t. 353.

Spirigera coronae n. sp.

(Taf. IV. Fig. 12—15)

Eine eigenartige Form, die in ihrer Berippung noch am meisten an *Sp. dolomitica* BITTNER erinnert, die BITTNER mit der diplospiren *Sp. contraplecta* in die Gruppe der *Euractinella* BITTNER einteilt.

Die Spiralkegel der mir vorliegenden Form bestehen aus einfachen, nicht diplospiren Umgängen, wie ein herausgewitterter Spiralkegel eines aufgebrochenen Exemplares zeigt. Sichtbar sind sechs Spiralumgänge. Die Form wird wesentlich grösser als *Sp. dolomitica*. Ausser den vier breiten, durch breite, seichte Furchen getrennten, rippenförmigen Wölbungen der Schale, zwischen denen der Stirnrand eingebuchtet ist, zeigen nur die grösseren Exemplare noch schwächere Sekundärrippen.

Trotz der sehr ähnlichen Berippung mit *Sp. contraplecta* und *Sp. dolomitica* kann diese Form auf Grund der anders ausgebildeten Spira nicht in die Gruppe der *Euractinella* BITTNER gestellt werden. Ich stelle sie mit Vorbehalt vorläufig auch in die Gruppe der *Sp. fasciata*.

Die terminale Endöffnung, die cinct stehenden Rippen, die an der Medianlinie gegen die Stirn zu konvergierenden Schalenfasern, sowie die Spiralkegel des Armgerüstes stellen diese Form sowie die anderen dieser Gruppe eindeutig zu Spirigera.

Anzahl der Exemplare: 17.

Arttypus: das Taf. IV. Fig. 15 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. București. Inv. Nr. B. t. 355.

Spirigera carpathica n. sp.

(Taf. IV. Fig. 16)

Ein unvollständig erhaltenes, zehnrippiges Exemplar mit je einer Seitenrippe und vier Rippenpaaren, die in der Wirbelnähe in 4 Einzelrippen zusammenfliessen. Dadurch ist die Anordnung der Rippen primär sechsteilig, so dass diese Form nicht unter die *Pentactinella* BITTNER eingeordnet werden kann und trotz des sonst stark abweichenden Typus eher zur Gruppe der *Anomactinella* zu stellen sein wird.

Diese Form erinnert an *Sp. multicostata* KLIPST., doch sind die Rippen in ihrer Anordnung viel regelmässiger, in ihrer Ausbildung viel schwächer als bei *multicostata*, wodurch ein von *multicostata* stark abweichender Typus entsteht. Besonders die bei *multicostata* auffallende, starke, terminale An-

Institutul Geologic al României

schwellung der Rippen fehlt bei vorliegendem Exemplar und die seitlichen Rippen fallen steil schräg nach aussen ab, während sie bei *multicostata* stark bogig nach oben gezogen sind.

Die Rippen der beiden Klappen stehen cinct.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 357.

Spirigera quinquecostata MÜNSTER

(Taf. IV. Fig. 17)

1841. *Terebratula quinquecostata* MÜNSTER, Beiträge, p. 59. Taf. VI. Fig. 6.
1920. *Spirigera quinquecostata* DIENER, Foss. Cat. pars. 10, p. 64.

Das Exemplar von Braşov gleicht der von KLIPSTEIN als *Ter. cristagalli* abgebildeten fünfrippigen Form mit scharfen, hohen Rippen.

Anzahl der Exemplare: 1.

Spirigera romana n. sp.

(Taf. IV. Fig. 18 a—c)

Diese Form steht an der Grenze zwischen glatten Spirigeren und solchen mit cincter Berippung. Ausser einer seichten medianen Furche sowohl auf der kleinen als auch auf der grossen Klappe sind die mir vorliegenden Exemplare glatt. Die Schale ist faserig, die Fasern konvergieren in der Medianlinie gegen die Stirn. Ein Exemplar ist aufgebrochen und zeigt einfache nicht diplospire Bänder der Spiralkegel.

Die Form ist ausgesprochen dreieckig mit breitem, gerade abgeschnittenem Stirnrand. Sie erinnert wohl am meisten an *Sp. balatonica* BITTNER, mit der sie die mediane seichte Furche gemeinsam hat, sie ist aber viel ausgesprochener dreieckig im Umriss und wird wesentlich grösser.

Auf Grund der einfachen Spiralbänder und der glatten Schale wäre diese Form mit *Sp. indistincta* und *Sp. balatonica* in die Gruppe der *Dioristella* BITTNER einzuteilen.

Anzahl der Exemplare: 4.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 359.

Spirigera indistincta BEYR

(Taf. IV. Fig. 19—21)

1920. *Spirigera (Dioristella) indistincta* DIENER, Foss. Cat. pars. 10, p. 65.

Von der *Terebratula cassiana*, die äusserlich oft ähnlich aussehen kann und von LAUBE auch nicht getrennt wurde, unterscheidet, abgesehen vom inneren Bau, unter anderem auch die median mehr oder weniger stark gegen die kleine Klappe aufgebogene Stirnkommissur, die bei *T. cassiana* stets gerade verläuft.

Anzahl der Exemplare: 6.

Institutul Geologic al României

Spirigera wissmanni MÜNSTER

(Taf. IV. Fig. 22 a—d)

1841. *Terebratula wissmanni* MÜNSTER, Beiträge, p. 64. Taf. VI. Fig. 18.
1920. *Spirigera (Diplospirella) wissmanni* DIENER, Foss. Cat. pars. 10, p. 67.

Sp. wissmanni ist bei Brașov in der typischen Form mit gerundetem Umriss, ohne Sinus, wie BITTNER (Brach. d. alp. Trias, Taf. II. Fig. 7; Taf. XXIX. Fig. 22) oder QUENSTEDT (Petrefaktenkunde Deutschlands. Brachiopoden. Taf. 41, Fig. 89) ihn abbilden, häufig.

Anzahl der Exemplare: 55.

Retzia carpathica n. sp.

(Taf. IV. Fig. 23 a—e)

Eine eigenartige Form, deren grosse Klappe eine gewisse Ähnlichkeit mit der der *R. schwageri* BITTNER zeigt. Sie hat vier kräftige, gerundete Rippen, die von ungefähr ebenso breiten Furchen getrennt werden. Die Area ist breit, hoch und flach. Der Schlossrand ist breit und gerade. Die kleine Klappe ist ganz flach und lässt 5 kräftige, gerundete Rippen erkennen.

Anzahl der Exemplare: 2.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. București. Inv. Nr. B. t. 363.

Retzia schafferi n. sp.

(Taf. IV. Fig. 24 a—d)

Auf der grossen Klappe verlaufen aus der Wirbelregion beginnend zwei sehr kräftige, gerundete Rippen gegen die Stirn, durch eine tiefe ungefähr ebenso breite Furche getrennt. Seitlich entwickeln sich in der unteren Hälfte der Schale je eine schwächere Rippe. Die grosse Klappe ist stark gewölbt. Der Schnabel stark gegen die kleine Klappe eingekrümmt.

Die kleine Klappe ist ganz flach und zeigt eine mediane und zwei seitliche undeutliche breite Rippen, die durch seichte Furchen getrennt werden. Gegen den Schlossrand zu verflacht diese Skulptur aber vollkommen in einer allgemeinen flachen Konkavität der Klappe.

Eine Area ist deutlich sichtbar, Einzelheiten sind aber nicht zu erkennen.

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. București. Inv. Nr. Bt. 365.

Koninckella trauthi n. sp.

(Taf. IV. Fig. 25—27)

Bezüglich der äusseren Form steht *K. trauthi* noch am nächsten der *K. triadica* BITTNER (Brach. d. alp. Trias, Taf. III. Fig. 7, 8). Diese Form, die nach BITTNER's Abbildungen in ihrem Umriss zwar sehr variabel ist, wird aber stets wesentlich breiter als *K. trauthi*.

Institutul Geologic al României

K. trauthi ist verhältnismässig schlank, mit hochgewölbter grosser Klappe und deckelförmig eingesenkter, konkaver kleiner Klappe. Die Stirnkommissur ist nicht wie BITTNER das für *K. triadica* darstellt (l. c. Taf. III. Fig. 7) gegen die grosse Klappe herabgezogen, sondern liegt in einer Ebene mit den Seitenwänden und dem Schlossrand.

Anzahl der Exemplare: 7.

Arttypus: das Taf. IV. Fig. 25 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 366.

Terebratula cassiana BITTNER

(Taf. IV. Fig. 28 a—c)

1890. *Terebratula cassiana* BITTNER, Brachiopoden d. alp. Trias, p. 59.
1920. *Terebratula cassiana* DIENER, Foss. Cat. pars. 10, p. 84.

Eine Anzahl kleiner Exemplare, die ganz dem von LAUBE (Taf. XI. Fig. 9) als *Spirigera indistincta* abgebildeten Exemplar entsprechen. Die dicke Stirn mit den zahlreichen Anwachsstreifen, die stark gewölbten Schalen, die ganzen Formverhältnisse, der gerade Verlauf der Kommissuren, das Fehlen eines Medianseptums, alles entspricht bestens dem von BITTNER mit *T. cassiana* bezeichneten Typus.

Anzahl der Exemplare: 3.

Waldheimia angustaeformis BOECKH

(Taf. V. Fig. 1—2)

1873. *Waldheimia angustaeformis* BOECKH, Geol. Verhältn. d. südl. Bakony, p. 172. Taf. XI. Fig. 20.
1920. *Waldheimia angustaeformis* DIENER, Foss. Cat. pars. 10, p. 97.

W. angustaeformis ist in den Breiteverhältnissen scheinbar sehr variabel. SALOMON unterschied daher auch eine var. *elongata* für die gestrecktere Form. Eine sichere Unterscheidung auf Grund der äusseren Form ist bei diesen variabeln Arten zwischen *W. angusta* und *W. angustaeformis* schwierig. BITTNER hebt die kräftigere Entwicklung des Schnabels bei *angustaeformis* hervor. Charakteristischer dürfte der Unterschied im Verlauf der seitlichen Nähte sein. Während die Seitennaht bei *W. angusta* stark geschwungen in kräftigem Bogen gegen die kleine Klappe vorgezogen ist, verläuft die Seitennaht bei *angustaeformis* sehr wenig geschwungen und weicht nur um sehr geringe Beträge von einer geraden Linie ab.

Obwohl mir nur kleine Exemplare vorliegen und gerade auch die bedeutendere Grösse des *W. angustaeformis* als Unterscheidungsmerkmal gegen *W. angusta* angeführt wird, muss ich meine Form auf Grund des fast geradlinigen Verlaufes der seitlichen Naht doch zu *W. angustaeformis* stellen.

Anzahl der Exemplare: 3.

Institutul Geologic al României

Waldheimia dacica n. sp.

(Taf. V. Fig. 3—5)

Die äussere Form erinnert an *Spirigera sufflata* MÜNSTER (BITTNER, Brachiopoden d. alp. Trias, Taf. II. Fig. 10). Das kurze Medianseptum der kleinen Klappe stellt unsere Form aber zu *Waldheimia*.

Die kleine Klappe ist etwas flacher oder ebenso stark gewölbt wie die grosse. Die Kommissuren liegen in einer Ebene. Seitenränder und Stirnrand sind im Umriss gerundet. Es ist im allgemeinen eine banale Form, die keine besonderen Kennzeichen bietet, doch lässt sie sich mit keiner der bekannten Triasformen identifizieren.

Anzahl der Exemplare: 10.

Arttypus : das Taf. V. Fig. 4 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr B. t. 370.

Waldheimia predai n. sp.

(Taf. V. Fig. 6—7)

Eine infolge des stark entwickelten Schnabels auffallende Form unter den Brachiopoden der Triasfauna von Braşov. Sowohl die grosse, als auch die kleine Schale sind stark gewölbt. Neben Exemplaren, deren kleine Schale ungefähr ebenso breit wie lang ist, gibt es auch solche, die schmäler sind. Die Schale ist glatt, die Nähte liegen in einer Ebene.

Anzahl der Exemplare: 6.

Arttypus: das Taf. V. Fig. 7 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 372.

Waldheimia subangusta MÜNSTER

(Taf. V. Fig. 8—10)

1841. *Terebratula subangusta* MÜNSTER, Beiträge, p. 64. Taf. VI. Fig. 16.
1920. *Waldheimia (Aulacotyris) subangusta* DIENER, Foss. Cat. pars. 10, p. 102.

Kleine Exemplare, überwiegend breit, in den Formverhältnissen MÜNSTER'S Abbildung gut entsprechend. Ausserdem kommen auch schlankere Exemplare vor, wie sie von BITTNER, SALOMON und anderen abgebildet wurden.

Die grosse Schale ist kräftig gewölbt. Die kleine ist auch gewölbt aber weniger stark, mit einer scharfen Medianfurche, die bis in die Mitte der Schale oder darüber hinaus reicht. Eine mediane Depression ist nur schwach angedeutet. Dies wäre nach BITTNER eine seltenere Abart, während normalerweise die kleine Klappe flacher sein soll, mit stärker ausgeprägter medianer Depression.

Der Schnabel ist stark niedergedrückt und zeigt an der Aussenseite das kurze Medianseptum, das bei *W. subangusta* durch die im Inneren des Schnabels konvergierenden Zahnstützen gebildet wird.

Anzahl der Exemplare: 22.

Institutul Geologic al României

Waldheimia barzaviae n. sp.

(Taf. V. Fig. 11—12)

Eine kleine Form, die sich von *Waldheimia wachneri* n. sp. hauptsächlich durch gerundete Stirn und durch gleichmässig stark gewölbte grosse Klappe unterscheidet. Das Medianseptum der kleinen Klappe ist lang, es reicht bis ins untere Drittel der Klappe. Im Schnabel sind zwei kurze Zahnstützen infolge Lädierung der Schale von aussen sichtbar.

Anzahl der Exemplare: 9.

Arttypus: das Taf. V. Fig. 12 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 375.

Waldheimia alutae n. sp.

(Taf. V. Fig. 13—14)

Eine schwach geschulterte Form, die ihre grösste Breite in der oberen Hälfte der Schalenhöhe erreicht, von wo der Umriss gegen den Schnabel spitz ausläuft, während er gegen den Stirnrand fast kreisförmig gerundet ist. Die kleine Klappe lässt ein Medianseptum erkennen, das die Mitte der Klappe nicht erreicht.

Der Schnabel ist kräftig, wenig gebogen.

Anzahl der Exemplare: 2.

Arttypus: das Taf. V. Fig. 13 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 377.

Waldheimia wachneri n. sp.

(Taf. V. Fig. 15—16)

Die Form ist gestreckt, dreieckig, mit gerader Stirn. Der Schnabel ist spitz, wenig gebogen. Die kleine Klappe hat eine gegen die Stirn breit auslaufende, flache Depression und ein bis über die Hälfte der Klappe reichendes Medianseptum. Die mediane Region der grossen Klappe ist besonders gegen die Stirn zu abgeflacht und wird gegen die steil abfallenden Flanken durch abgerundete Kanten begrenzt. Ein Exemplar zeigt in der Stirnregion der grossen Klappe eine seichte mediane Furche.

Die Kommissuren liegen in einer Ebene.

Anzahl der Exemplare: 13.

Arttypus: das Taf. V. Fig. 15 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 379.

Waldheimia triadica n. sp.

(Taf. V. Fig. 17 a—d)

Eine Art, deren äussere Form eher an eine Koninckinide erinnern würde. Die grosse Klappe ist stark gewölbt, fast gekielt, die kleine Klappe dagegen

Institutul Geologic al României

konkav deckelförmig in die grosse versenkt. Der Schnabel ist spitz, wenig gebogen. Die kleine Klappe zeigt ein deutliches, wenn auch kurzes Medianseptum ($^1/_2$ der Länge der kleinen Klappe). Der Umriss der kleinen Klappe ist gerundet, etwas oval verlängert.

Diese Form erinnert an *Aulacotyris wähneri* BITTNER (Brachiopoden a. d. Trias v. Bosnien. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. LII. 1902, p. 499. Taf. XX. Fig. 18—19. Textfigur 1), die von BITTNER als ganz extrem und vereinzelt dastehende Form beschrieben wurde und von der er auch hervorhebt, dass im Gestein steckende Querschnitte für Koninckiniden angesehen werden könnten. Meine Form weicht von *A. wähneri* eigentlich nur dadurch ab, dass die kleine Klappe gleichmässig konkav ist, ohne Mittelfurche und dass der Schnabel bei meiner Form grösser ist.

? *Waldheimia (Aulacothyris)* cfr. *conspicua* PHILIPP (Predazzo, Zeitschrift d. d. Geol. Gesellsch., p. 85. Taf. V. Fig. 19) dürfte auch wohl in diese Gruppe gehören. Sie hat jedenfalls nach Abbildung und Beschreibung bei PHILIPP mit *W. conspicua* BITTNER nichts zu tun.

Anzahl der Exemplare: 3.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. București. Inv. Nr. B. t. 381.

Waldheimia piai n. sp.

(Taf. V. Fig. 18—19)

W. piai steht der *Aulacothyris compressa* BITTNER nahe. Sie weicht aber durch den geraden Verlauf der Naht und den ausgesprochenen fünfeckigen Umriss der kleinen Schale ab.

Die kleine Klappe zeigt eine scharf eingeschnittene mediane Furche, die bis in die Mitte der Klappe oder darüber hinaus reicht und eine seichte gegen den Stirnrand zu ganz verflachende mediane Depression, die den geraden Verlauf der Stirnkommissur nicht mehr beeinflusst. Der Schnabel der grossen Klappe ist kräftig und zeigt grosse Variabilität bezüglich seiner Einkrümmung. Bei einem Exemplar ist er sehr schwach gekrümmt, bei einem zweiten dagegen stark bis auf die kleine Klappe herabgedrückt. Ein drittes Exemplar nimmt diesbezüglich eine Mittelstellung ein.

Die grosse Klappe ist hoch gewölbt und zeigt eine mediane Verflachung, die von zwei gerundeten Kanten begrenzt wird.

Anzahl der Exemplare: 17.

Arttypus: das Taf. V. Fig. 18 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. București. Inv. Nr. B. t. 383.

Waldheimia angusta var. *rosaliae* SALOMON

(Taf. V. Fig. 20—21)

1895. *Waldheimia angusta* var. *Rosaliae* SALOMON, Marmolata, p. 105. Taf. III. Fig. 35—39.

Institutul Geologic al României

1920. *Waldheimia (Aulacothyris) angusta* var. *Rosaliae* DIENER, Foss. Cat. pars. 10, p.99.

Die grosse Schale ist stark gewölbt, fast gekielt, die kleine Schale ist flach, mit einer in der oberen Schalenhälfte scharfen medianen Tiefenlinie und breiter gegen den Stirnrand auslaufender medianer Depression.

Auf Grund der Abbildungen und der Beschreibung bei SALOMON glaube ich vorliegende Form mit der aus dem Marmolatakalk identifizieren zu können. Geringfügige Unterschiede lassen sich wohl finden, doch treten sie nicht konstant bei allen Exemplaren auf, es muss sich somit um variabele Eigenschaften handeln. So sind 2 meiner Exemplare etwas breiter selbst als Figur 36 bei SALOMON, und bei einem ist der Schnabel der grossen Klappe schwächer entwickelt.

Charakteristisch ist die sehr breite mediane Depression und die schwächer entwickelten seitlichen Anschwellungen der kleinen Klappe.

Anzahl der Exemplare: 5.

Waldheimia kühni n. sp.

(Taf. V. Fig. 22—23)

Diese Form steht der *Aulacothyris supina* BITTNER nahe, ohne mit ihr identifiziert werden zu können. In der grösseren Breite und der mangelnden Parallelität der Seitenränder gleicht sie der von BITTNER als var. *subparallela* benannten dalmatinischen Form dieser Art.

Die Stirn ist median etwas ausgerandet und die grosse Klappe hat eine seichte, mediane Furche, wie BITTNER das von grösseren Exemplaren der bosnischen Form erwähnt. Die kleine Klappe hat eine seichte, breite, mediane Depression mit einer kurzen, die Mitte der Klappe nicht erreichenden scharfen medianen Furche.

Bei einem zweiten Exemplar ist die kleine Klappe gewölbt, die mediane Depression ganz verflacht und nur auf die obere Schalenhälfte beschränkt, während die scharfe mediane Furche fehlt. Die mediane Depression der grossen Klappe ist breiter und flacher. Ihr entspricht in der Stirnkommissur eine flache Aufwölbung. Es ist nicht ausgeschlossen, dass bei reichlicherem Material diese Form als Varietät zu behandeln wäre.

Anzahl der Exemplare: 6.

Arttypus: das auf Taf. V. Fig. 22 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 386.

Waldheimia zugmayeri BITTNER

(Taf. V. Fig. 24—27)

1892. *Aulacothyris Zugmayeri* BITTNER, Triasbrachiopoden. Nachtrag I. p. 29. Taf. III. Fig. 27—29.

1920. *Waldheimia (Aulacothyris) zugmayeri* DIENER, Foss. Cat. pars. 10, p. 103.

Die grosse Klappe hat breite, steilabfallende Seitenflächen. In den ver-

Institutul Geologic al României

hältnismässig schmalen, hohen Rücken ist eine mehr oder weniger tiefe Furche eingesenkt. Die kleine Schale ist verhältnismässig flach, mit einer vom Wirbel zum Stirnrand dreieckig, breit auslaufenden, seichten Einsenkung, aus der der Furche der grossen Schale entsprechend eine flache Erhebung gegen den Stirnrand zu ansteigt. Der Stirnrand ist gerade abgeschnitten oder etwas eingebuchtet. Bei gerade abgeschnittenem Stirnrand hat die kleine Schale einen ausgesprochen fünfeckigen Umriss.

Diese Form stimmt mit der von BITTNER von der Raxalpe beschriebenen *A. zugmayeri* überein. Der Schnabel ist abstehend und hat getrennte Zahnstützen. Das Medianseptum der kleinen Klappe reicht bis in die Mitte der Klappe oder etwas darüber.

Trotz der grossen Niveaudifferenz — *A. zugmayeri* wurde aus dem norischen Kalk der Raxalpe beschrieben — glaube ich doch meine Form mit *A. zugmayeri* identifizieren zu sollen, da die Übereinstimmung eine vollkommene zu sein scheint. KUTASSY (Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Wien 1928, p. 221) erwähnt diese Form noch aus norischem Kalk des Kodrugebirges, während L. LÓCZY (Die geol. Formationen der Balatongegend, 1916, p. 125) als *Waldheimia (Aulacothyris)* cf. *zugmayeri* eine Form aus der weissen Kalkfazies der Buchensteiner Schichten erwähnt.

Anzahl der Exemplare: 9.

LAMELLIBRANCHIATA

Cassianella decussata MÜNSTER

(Taf. VI. Fig. 1 a—b)

1838. *Avicula decussata* MÜNSTER in GOLDFUSS, Petrefacta Germaniae, p. 128. Taf. CXVI. Fig. 12.

1923. *Cassianella decussata* DIENER, Foss. Cat. pars. 19, p. 30.

Aus dem Trias von Brașov liegt eine linke, hochgewölbte Klappe vor, die in der Berippung zwar geringfügige Unterschiede im Vergleich mit der *C. decussata* von St. Cassian aufweist, die mir aber nicht tiefgreifend genug erscheinen, um diese Form von *C. decussata* abzutrennen. Der Hauptunterschied besteht darin, dass während bei *C. decussata* von St. Cassian ziemlich regelmässig zwischen die 6 Hauptrippen der Hauptwölbung der Schale kurze Sekundärrippen eingeschaltet sind, bei meinem Exemplar eine einzige Sekundärrippe zwischen der 3. und 4. Hauptrippe vorhanden ist, die schwächer als die Hauptrippen entwickelt ist, aber auf den Wirbel hoch hinaufreicht.

Auch die Berippung des hinteren Schalenteiles zeigt gewisse Abweichungen. Auf dem Steilabfall des hochgewölbten, mittleren Schalenteiles sind zwei zarte Rippen sichtbar, während auf der nach hinten anschliessenden, wulstförmigen Wölbung drei etwas kräftigere Rippen verlaufen.

Institutul Geologic al României

In der Furche zwischen dieser Wölbung und der schmalen wulstförmigen Wölbung des Hinterflügels ist noch die Andeutung einer zarten Rippe sichtbar. Sonst sind hier bloss die konzentrischen Anwachsstreifen erhalten.

Vom vorderen Flügel sind nur Reste erhalten.

Die Übereinstimmung mit der charakteristischen *C. decussata* ist sonst eine so vollkommene, dass ich auf diese geringen Skulpturunterschiede kein grosses Gewicht legen möchte, zumal *C. decussata* auch bei St. Cassian in der Skulptur eine Variabilität in weiten Grenzen zeigt.

Anzahl der Exemplare: 1.

Cassianella sp. aff. *gryphaeata* MÜNSTER

(Taf. VI. Fig. 2 a—c)

Es liegt bloss ein Bruchstück der gewölbten Schale vor, das wohl zu *C. gryphaeata* gestellt werden kann.

Anzahl der Exemplare: 1.

Daonella lommeli MOJS.

(Taf. VI. Fig. 3)

1874. *Daonella Lommeli* MOJSISOVICS, Über die triad. Pelecypodengattungen Daonella und Halobia. *Abh. d. k. k. geol. R.-A.* VII. 2, p. 19. Taf. II. Fig. 13, 14.

1923. *Daonella Lommeli* DIENER, Foss. Cat. pars. 19, p. 48.

Auf der angewitterten Oberfläche des Kalkes sind stellenweise zahlreiche Daonellaexemplare freigelegt. Die Form und die Art der Dichotomierung der Rippen stimmt bestens mit *D. lommeli* überein.

Das abgebildete Exemplar ist ein Gipsausguss eines an Ort und Stelle genommenen Plastilinabdruckes.

Pecten coronensis n. sp.

(Taf. VI. Fig. 4 a—b)

Eine kleine Form, die dem *Pecten janirula* BITTNER (Lamellibranchiaten d. alp. Trias, p. 160. Taf. XIX. Fig. 17, 18) nahe steht. Während aber *P. janirula* sechs kräftige Hauptrippen besitzt mit je zwei zwischengeschalteten schwächeren Rippen und von der ersten und der letzten Hauptrippe nach aussen noch je zwei schwächere Rippen auftreten, besitzt mein Exemplar nur fünf Hauptrippen und je zwei zwischengelagerte schwächere Rippen, ferner noch je zwei der ersten und letzten Hauptrippe nach aussen vorgelagerte schwächere Rippen.

Eine Anwachsstreifung ist an meinem Exemplar nicht zu sehen.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 392.

Institutul Geologic al României

Pecten alutensis n. sp.

(Taf. VI. Fig. 5 a—b)

Eine Form, die wohl auch in die Gruppe des *Pecten janirula* und *P. janirulaeformis* BITTNER gehört. Die Berippung zeigt vier Hauptrippen und je drei zwischengeschaltete schwächere Rippen, ferner noch je drei der ersten und der letzten Hauptrippe nach aussen vorgelagerte Rippen. Das hintere Ohr zeigt schwach lamellöse konzentrische Streifung. Das vordere Ohr ist nur als Abdruck erhalten.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 393.

Pecten alberti n. sp.

(Taf. VI. Fig. 6 a—b)

Eine Form, deren Skulptur einigermassen an die des *P. subalternans* d'ORB. (BITTNER, Lamellibranchiaten d. alp. Trias, p. 154. Taf. XVIII. Fig. 25) erinnert, von ihr aber doch so sehr abweicht, dass sie zweifellos als selbständige Form behandelt werden muss. Die Skulptur besteht aus sechs primären, weit auseinanderstehenden, dornentragenden kräftigeren Rippen. Der Zwischenraum zwischen zwei solchen Rippen wird von einer schwächeren, glatten, sekundären Rippe halbiert, diese Hälften werden durch noch schwächere tertiäre Rippen halbiert, zwischen denen ganz zarte quartäre Rippen verlaufen.

Die zarte, dichte Anwachsstreifung bildet mit den Rippen eine dichte Gitterstruktur.

Die Ohren sind nicht erhalten.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 394.

Pecten interstriatus MÜNSTER

(Taf. VI. Fig. 7 a—b)

1841. *Pecten interstriatus* MÜNSTER, Beiträge, p. 72, Taf. VI. Fig. 37.

1923. *Pecten interstriatus* DIENER, Foss. Cat. pars. 19, p. 74.

Ein kleiner, hochgewölbter Pecten mit 18 kräftigen, dichtstehenden, gleichmässigen Radialrippen, die durch schmale Furchen getrennt werden. MÜNSTER gibt 16 Rippen an, BITTNER bringt auf seinen Abbildungen 16—21 Rippen zur Darstellung und PHILIPP gibt endlich 20—22 Rippen an. Die Anzahl der Rippen dürfte eben in gewissen Grenzen variieren.

Anzahl der Exemplare: 1.

Pecten sp. indet.

(Taf. VI. Fig. 8 a—b)

Vorliegende Form unterscheidet sich von *Pecten interstriatus* MÜNST. durch die breiteren, vollkommen gerundeten Rippen, 16 an Zahl, die durch

Institutul Geologic al României

scharfe, lineare Furchen getrennt werden. Für eine Beschreibung dieser Form muss besseres Material abgewartet werden.

Anzahl der Exemplare: 1.

Pecten subaequicostatus BITTNER

(Taf. VI. Fig. 9 a—b)

1895. *Pecten subaequicostatus* BITTNER, Lamellibranchiaten d. alp. Trias, p. 156. Taf. XVIII. Fig. 27, 28.

1923. *Pecten subaequicostatus* DIENER, Foss. Cat. pars. 19, p. 80.

Ein Bruchstück eines alternierend-berippten Pecten gehört wohl zu *P. subaequicostatus* BITTNER (= *Pecten nerei* LAUBE, St. Cassian. Taf. XX. Fig. 3; non Fig. 5). Ich zähle an meinem Exemplar 9 Hauptrippen und 8 zwischengeschaltete schwächere Rippen, die aber gegen den Schalenrand zu den Hauptrippen fast gleichstark werden. BITTNER gibt für seine Form etwas mehr Rippen an: 12—14 Hauptrippen, insgesamt 20 Rippen. Es dürfte sich aber hier nur um individuelle Schwankungen handeln.

Anzahl der Exemplare: 1.

Pecten sp.

Diese Form hat 20—22 gleichstarke, im Querschnitt dreieckige Rippen, die durch ungefähr gleich breite Furchen getrennt werden.

Anzahl der Exemplare: 1.

Pecten undiferus BITTNER

1895. *Pecten undiferus* BITTNER, Lamellibranchiaten d. alp. Trias, p. 164. Taf. XIX. Fig. 20.

1923. *Pecten undiferus* DIENER, Foss. Cat. pars. 19, p. 82.

Ein noch junges Individuum, das der nur mit feinen, konzentrischen Anwachsstreifen bedeckten Wirbelpartie des von BITTNER abgebildeten viel grösseren Exemplares entspricht.

Mein bloss 11 mm hohes Exemplar ist von feinen, sehr dichten Anwachsstreifen bedeckt, von denen jeder zweite durch eine tiefere Furche begrenzt wird. Erst gegen den äusseren seitlichen Schalenrand zu beginnen die für *P. undiferus* charakteristischen breiteren Wülste, die von der zarten Anwachsstreifung bedeckt werden. Bei meinem noch unausgewachsenen Exemplar greifen diese Wülste noch nicht bis auf den mittleren Schalenteil vor.

Ein noch kleineres Exemplar beschreibt BROILI aus den Pachycardientuffen.

Anzahl der Exemplare: 1.

Pecten discites SCHLOTH

1923. *Pecten discites* DIENER, Foss. Cat. pars. 19., p. 70.

Institutul Geologic al României

Ein in Umriss und Form der Ohren mit *Pecten discites* bestens übereinstimmender, glatter Pecten. Apicalwinkel ca 100°.

Anzahl der Exemplare: 1.

Lima podeki n. sp.

(Taf. VI. Fig. 10)

Eine unvollständig erhaltene, linke Klappe mit schöner Skulptur.

Ich zähle 10 primäre, kräftige Rippen, die in ihrer Längserstreckung in Abständen von ca 2,5 mm gestuft sind. Bei Betrachtung mit freiem Auge sieht es aus, als ob sie Knoten tragen würden, mit der Lupe aber erscheinen die Rippen aus kurzen, nach oben etwas konisch zulaufenden Röhrchen zusammengesetzt, die aus der weiteren, unteren Mündung des jeweils vorhergehenden Röhrchens herauswachsen. Dabei erscheinen die Ränder der weiteren, unteren Mündung noch etwas aufgebogen. Ähnliches wurde von BITTNER bei *Pecten tubulifer* MÜNSTER beschrieben (Lamellibr. d. alp. Trias, p. 158).

Die Zwischenräume zwischen diesen primären Rippen werden durch schwächere Sekundärrippen geteilt. In den Zwischenräumen zwischen den Sekundär- und den Primärrippen verlaufen in der Regel, aber nicht immer noch schwächere Tertiärrippen, die gegen den Wirbel zu sich abschwächen oder auch ganz aufhören.

Diese radialen Rippen werden von sehr dichter, zarter, konzentrischer Streifung gekreuzt. Die konzentrischen Streifen verlaufen über die Rippen stark abgeschwächt.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 401.

Lima sp. indet.

(Taf. VI. Fig. 11—12)

Eine rechte und eine linke, unvollständig erhaltene Klappe mit gleichmässiger, kräftiger, dichter Radialrippung. Erhalten sind 14 Rippen. Es dürften aber mehr gewesen sein (die Schalen sind unvollständig). Die Rippen sind gerundet und ungefähr gleichbreit mit den sie trennenden Zwischenräumen, etwa wie bei *Lima paupercula* BITTNER (Lam. d. alp. Trias, p. 193. Taf. XXIV. Fig. 5). Die mir vorliegende Form war aber jedenfalls höher und weniger breit als *L. paupercula.*

Nahe steht diese Form jedenfalls der *Lima distincta* BITTNER (Balaton, p. 98. Taf. VIII. Fig. 20), doch hat letztere Form zahlreichere (21) Rippen.

Anzahl der Exemplare: 2.

Enantiostreon triadicum n. sp.

(Taf. VI. Fig. 13 a—b)

Von dieser Form liegt nur ein Exemplar vor. Von einer flachen Wirbel-

Institutul Geologic al României

region strahlen scharf abgesetzt 13 kräftige radiale Rippen aus, die von schwachen konzentrischen Streifen gekreuzt werden. Die Schale ist nur sehr schwach gewölbt.

Unter den aus der Trias beschriebenen Formen gleicht das *E. triadicum* noch am meisten dem von SALOMON aus der Marmolata abgebildeten Exemplar des *E. difforme* SCHLOTH *(Terquemia)*.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 403.

Modiola klipsteini BITTNER

(Taf. VI. Fig. 14 a—b)

1895. *Modiola Klipsteini* BITTNER, Lamellibranchiaten d. alp. Trias, p. 47. Taf. IV. Fig. 21.

1923. *Modiola Klipsteini* DIENER, Foss. Cat. pars. 19, p. 141.

In der ganzen Form, der auffallenden Dicke im Verhältnis zu den übrigen Dimensionen stimmt ein kleines Exemplar gut mit der durch BITTNER von St. Cassian beschriebenen *M. klipsteini* überein.

Ein Unterschied könnte vielleicht darin gefunden werden, dass bei meinem Exemplar die Wölbung weniger kielartig, sondern mehr gerundet ist. Allerdings habe ich nach Untersuchung des Bittnerischen Originales den Eindruck, dass dieser schwache Kiel mehr durch eine Verdrückung des Gehäuses bedingt ist.

Anzahl der Exemplare: 1.

Leda dacica n. sp.

(Taf. VI. Fig. 15 a—b)

Eine nach hinten spitz ausgezogene Form, mit hinten ausgerandetem Unterrand. Die Wirbel sind schwach prosogyr und stehen vom vorderen Ende der Schale ca $^1/_3$ der Schalenlänge entfernt. Vom Wirbel verläuft schwach bogenförmig gekrümmt eine undeutliche Kante, die eine etwas vertiefte Area begrenzt. Von einem äusseren Ligament, das für das Genus *Phaenodesmia* BITTNER, dessen St. Cassianer Vertreter grosse äussere Ähnlichkeit mit vorliegender Form haben, charakteristisch ist, fehlt jede Spur. Die Lunula ist ohne kantige Begrenzung.

Die Schale ist bis auf 2 undeutliche konzentrische Wachstumsabsätze glatt.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 405.

Cucullaea impressa MÜNSTER

(Taf. VI. Fig. 16 a—b)

1841. *Arca impressa* MÜNSTER, Beiträge, p. 82. Taf. VIII. Fig. 4.

1923. *Cuculaea impressa* DIENER, Foss. Cat. pars. 19, p. 159.

Eine unvollständig erhaltene, rechte Klappe mit nur sehr schwach angedeuteter Depression. Wie aber SALOMON, BROILI und WILKENS nachwiesen,

Institutul Geologic al României

kommt dieser Depression keine wichtige systematische Bedeutung zu. Die Formverhältnisse meines Exemplares stimmen sonst mit denen der *C. impressa* gut überein, so dass trotz unvollständiger Erhaltung mein Exemplar mit dieser horizontal und vertikal weit verbreiteten Form identifiziert werden kann.

Anzahl der Exemplare: 1.

Myophoria sp. aff. *ornata* MÜNSTER

(Taf. VI. Fig. 17 a—b)

Eine unvollständig erhaltene rechte Klappe, die eine sichere Bestimmung nicht zulässt, am ehesten aber noch mit *M. ornata* verglichen werden kann. Diese Form, die in den Schichten von St. Cassian sehr selten, häufiger dagegen in den Pachycardientuffen ist, unterscheidet sich von der ähnlichen in den Schichten von St. Cassian sehr häufigen *M. harpa* hauptsächlich durch die dichter stehenden, zahlreicheren Radialrippen. In dieser Beziehung würde mein Exemplar zu *ornata* gehören.

Anzahl der Exemplare: 1.

Myophoria teutschi n. sp.

(Taf. VI. Fig. 18 a—c)

Eine leider unvollständig erhaltene rechte Klappe, die aber auffallende Eigentümlichkeiten zeigt. Sie gehört zu den Formen, denen im Schalenteil vor dem Diagonalkiel eine Radialskulptur fehlt.

Eine sehr hohe, beiderseits von einer Furche begrenzte Diagonalrippe teilt die Schale in eine vordere und eine hintere Schalenhälfte. Die vor diesem Kiel gelegene Furche wird nach vorne durch eine Kante begrenzt. Die kräftige, etwas unregelmässige, konzentrische Anwachsstreifung geht mit gleich bleibender Stärke über Furche und Kiel hinüber, während sie auf dem hinter dem Diagonalkiel gelegenen Schalenteil fehlt.

Der hintere Schalenteil zeigt zwei kräftige, radiale Rippen, von denen die erste näher am Diagonalkiel liegt und von diesem durch eine tiefe Furche getrennt wird. Die Furche zwischen der ersten und zweiten Radialrippe ist wesentlich breiter. Hinter der zweiten Radialrippe ist eine tiefe Area eingesenkt.

Man könnte bei dieser Form auch an eine Verwandtschaft mit der *Trigonia gaytani* KLIPSTEIN denken. Leider kann das Schloss nicht freigelegt werden, so dass die endgültige Entscheidung darüber, ob es sich um eine *Myophoria* oder *Trigonia* handelt, erst durch weiteres Material möglich werden wird.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 408.

Institutul Geologic al României

Myophoria predai n. sp.
(Taf. VI. Fig. 24 a—d)

Zwei linke Klappen einer Myophorienart mit glatter, vorderer Schalenhälfte. Auf dem vor dem Arealkiel liegenden Schalenteil sind nur konzentrische Anwachsstreifen aber keine radialen Rippen zu sehen, auch nicht andeutungsweise, selbst in der Wirbelregion nicht. Der kräftige, hohe Arealkiel fällt steil zur vorderen Schalenhälfte ab. Beim abgebildeten Exemplar ist der Arealkiel gegen die vordere Schalenhälfte nicht scharf abgesetzt, beim zweiten Exemplar erscheint er aber besonders im unteren Schalenteil durch eine Furche nach vorne zu begrenzt. In der Wirbelregion erscheint der Kiel zugeschärft, gegen die untere Schalenhälfte zu wird er dagegen oben stumpf abgerundet.

Nach hinten fällt der Kiel sehr steil, fast senkrecht ab. Der hinter dem Arealkiel liegende Schalenteil zeigt eine ähnliche Skulptur wie *M. laevigata* und auch *M. kefersteini*. Vom Wirbel verläuft in einem nach hinten oben offenen, flachen Bogen ein schwächerer Kiel, der eine Lunula abgrenzt. Zwischen diesem hinteren Kiel und dem sehr kräftigen Arealkiel fällt die Schale steil ab und ist konkav. Etwas näher dem Arealkiel wölbt sich aus dem konkaven hinteren Schalenteil eine flache, breite Rippe auf, die in der Wirbelpartie nur sehr schwach angedeutet ist, gegen den hinteren Schalenrand zu aber deutlicher hervortritt.

Die konzentrische Anwachsstreifung ist sehr charakteristisch ausgebildet. Zwischen die bis an den Vorderrand zu verfolgenden Anwachsstreifen schalten sich zahlreiche andere schon früher auskeilende Anwachsstreifen ein. Auffallend sind langgestreckte, knötchenförmige Erhöhungen, die den Anwachsstreifen unregelmässig aufsitzen. Der Verlauf der Anwachsstreifen lässt vor dem Arealkiel nur eine sehr schwache Ausbuchtung nach oben erkennen. Die nur schwach sichtbaren Anwachsstreifen des arealen Schalenteiles biegen in fast rechtem Winkel nach oben, die der Lunula stossen in engem, spitzem Winkel an den hinteren Kiel.

Äussere Form: Die Schale war etwas länger als hoch (leider ist das hintere Schalenende lädiert). Der Wirbel ist stark nach vorne gerückt. Der hintere Schalenteil, zwischen Arealkiel und hinterem Schalenrand ist ziemlich breit, flügelartig. Der Winkel zwischen dem unteren Schalenrand und dem hinteren Schalenrand dürfte dem Verlauf der Anwachsstreifen entsprechend fast rechtwinkelig, zugespitzt gewesen sein.

Der Bau des Schlosses entspricht der Darstellung bei WAAGEN (Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe p. 71), nur dass die vom hinteren Schlosszahn nach rückwärts ausstrahlende kurze Zunge nicht freigelegt werden konnte oder nicht vorhanden war.

Von den bisher bekannten Myophorien unterscheidet die Ausbildung der Anwachsstreifung mit den unregelmässigen, gestreckten, knötchenartigen

Institutul Geologic al României

Verdickungen. Von *M. laevigata*, die von WAAGEN als eventuelle Vorläuferin der *M. kefersteini* erwähnt wurde, unterscheidet ausserdem noch vor allem der hohe, kammartige Arealkiel. Von *M. kefersteini* aber unterscheidet, abgesehen von der Ausbildung der konzentrischen Anwachsstreifung, ausser dem Fehlen jeder Andeutung einer radialen Skulptur des vor dem Arealkiel liegenden Schalenteiles auch der viel breitere, konkav eingesenkte, hintere Schalenteil.

Da WAAGEN bei *M. kefersteini* in den höheren Schichten eine stärkere Entwicklung der radialen Skulptur des vorderen Schalenteiles feststellen konnte, in den tieferen Schichten jedoch eine Abschwächung derselben (var. *nuda*), vermutete er eine Form mit fehlender Radialskulptur auf der vorderen Schalenhälfte als Vorläuferin der *M. kefersteini*. Er griff da auf die *M. laevigata* zurück, die in der unteren Trias auch der Alpen häufig ist (skythisch bis ladinisch), wobei aber zwischen *M. laevigata* und *M. kefersteini* noch eine bedeutende Kluft besteht. Auf dieser Entwicklungslinie scheint nun auch vorliegende Myophorienform zu liegen, ohne dass ihr naturgemäss auf Grund der vereinzelten Schalen ein sicherer Platz noch zugewiesen werden könnte.

Eine in mancher Beziehung scheinbar ähnliche Form bildete TOMMASI (Fossili della lumachella triasica di Ghegna. Palaeontographica Italica XVII. Taf. III. Fig. 14, 15, p. 33) als *Myophoria wöhrmanni* var. *levicincta* TOM. ab. Die Abbildungen sind aber leider zu schwach, um sich ein sicheres Bild dieser Form machen zu können. Jedenfalls handelt es sich aber um eine von meiner Art verschiedene Form. TOMMASI's Fauna zeigt nächste Verwandtschaft mit den Faunen des Marmolata- und des Esinokalkes.

Anzahl der Exemplare: 2.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 409.

Myophoria n. sp. indet

(Taf. VI. Fig. 21 a—b)

Ein einzelnes, unvollständiges Exemplar einer Form, die wohl als neu zu beschreiben wäre, doch möchte ich vorläufig noch besseres Material abwarten.

Anzahl der Exemplare: 1.

Pachycardia plieningeri BROILI

(Taf. VI. Fig. 22)

1904. *Pachycardia Plieningeri* BROILI, Pachycardientuffe, p. 213. Taf. XXVI. Fig. 18—20, Taf. XXVII. Fig. 1.

1923. *Pachycardia Plieningeri* DIENER, Foss. Cat. pars. 19, p. 188.

Eine linke Klappe eines jungen Exemplares, das in den Formverhältnissen mit *P. plieningeri* sich so weitgehend deckt, dass kaum an einer Identität gezweifelt werden kann. WAAGEN (Pachycardientuffe, p. 14. Taf. XXV. Fig.

Institutul Geologic al României

9—11) stellte *P. plieningeri* als Varietät zu *P. rugosa*. Auf Grund der Abbildungen scheint aber die von WAAGEN abgebildete Form von *P. plieningeri* abzuweichen. *P. plieningeri* ist gestreckter, der vor dem Wirbel gelegene Schalenteil ist im Verhältnis zur Gesamtlänge länger als bei Fig. 9 bei WAAGEN. Bei WAAGEN Fig. 10 und 11 aber ist der Vorderteil noch viel kürzer, *rugosa*-ähnlicher.

Eine Entscheidung dieser Frage ist jedenfalls nur bei reichem Material möglich.

Mein Exemplar deckt sich in den Formverhältnissen jedenfalls mit den Abbildungen BROILI's.

Gesamtlänge	20 mm
Höhe	13,5 »
Länge des Vorderteiles	7 »

Die gestreckte, eingesenkte Lunula wird durch eine deutliche Kante begrenzt. Der schwach konkave Teil der hinteren Schalenhälfte weist dagegen nur eine undeutliche, auf die unmittelbare Wirbelregion beschränkte, kantige Begrenzung auf, die gegen die hintere, untere Schalenecke in eine stumpfe, abgerundete Wölbung der Schale ausläuft, in der der konkave hintere Schalenteil mit der gewölbten Flanke zusammenstösst.

Anzahl der Exemplare: 1.

Cardita coronensis n. sp.

(Taf. VI. Fig. 23 a—e)

Die von KLIPSTEIN als *Myophoria Blainvillii* beschriebene, aber undeutlich abgebildete Form wurde von BITTNER als *Pleurophorus Blainvillei* neu beschrieben und gut abgebildet. Da das Schloss dieser Art unbekannt ist, erfolgte die generische Zuweisung bloss auf Grund der äusseren Form, von der BITTNER auffallender Weise behauptet, dass es die Form einer *Myoconcha* sei.

Ein mir von Braşov vorliegendes Exemplar gehört generisch jedenfalls mit dieser St. Cassianer Form zusammen und beide kann ich auf Grund der äusseren Form nur an *Cardita* anschliessen. Der einzige von *Cardita* abweichende Charakter, der diesen Formen ein etwas auffallendes Aussehen verleiht, ist die diagonale starke, kielförmige Aufwölbung der Schale, die bei *Cardita* gewöhnlich weniger stark betont ist. Diesbezüglich weicht aber meine Form von der normalen Carditaform noch viel weiter ab als die *blainvillii*, welch letztere, wie schon die Abbildung bei BITTNER (Lamellibranchiaten d. alp. Trias. Taf. IV. Fig. 4) im Vergleich zur Abbildung der *Cardita crenata* bei BITTNER (ibid. Taf. IV. Fig. 6) augenfällig zeigt, von *Cardita* kaum zu trennen ist.

Cardita coronensis hat eine etwas verlängerte Form mit stark nach vorne gerücktem Wirbel. Die Schale ist diagonal stark kielförmig gewölbt. Auf

Institutul Geologic al României

der Kulminationslinie dieser Wölbung verläuft eine gerundete Rippe, durch die die Schale in zwei fast gleich grosse Hälften geteilt wird. An diese Rippe dicht anschliessend, vor bezw. unter ihr gelegen, verlaufen noch drei schwächere, gerundete, durch lineare Furchen getrennte Rippen, von denen besonders die letzte sehr stark abgeschwächt ist. Der davor gelegene breite Teil dieser Schalenhälfte hat keine radialen Rippen.

Der hinter bezw. über der diagonalen Rippe gelegene Schalenteil trägt eine kräftige, von zwei tiefen, breiten Furchen begleitete Rippe. Die zwischen dieser Rippe und der diagonalen Rippe gelegene Furche ist schmäler als die zwischen dieser Rippe und dem kielförmigen Arealrande gelegene. Die Area ist schmal, lanzettförmig.

Die Rippen, bezw. Kiele der beiden Schalenhälften treffen « cinct » zusammen. Der hintere Schalenrand ist den zwei breiten Furchen entsprechend ausgerandet. Der untere Schalenrand hat einen ziemlich ausgesprochenen Sinus.

Eine in gewisser Beziehung ähnliche, von der normalen Carditaform abweichende Entwicklung sehen wir bei *Cardita beneckei* BITTNER (Lam. d. alp. Trias Taf. IV. Fig. 18—20 und besonders Taf. XXIV. Fig. 12). Diese Form ist ähnlich stark kielförmig gewölbt, hat dabei aber eine dichte Berippung und einen anfangs etwas ophistogyr gekrümmten Wirbel, der erst an seinem äussersten Ende prosogyr wird.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 413.

Myoconcha sp. aff. *broili* WAAGEN

(Taf. VI. Fig. 25 a—b)

Eine unvollständig erhaltene rechte Klappe mit sehr zarter Radialrippung. 17 Rippen sind sichtbar, die in der unteren Schalenhälfte dichter gedrängt stehen. Zwischen der 7. und 8. Radialrippe, von oben gerechnet, schaltet sich eine kurze Sekundärrippe ein. Die Radialrippen werden von zarter, dichter, konzentrischer Streifung gekreuzt, wodurch eine ausgesprochene Leiterstruktur entsteht.

Die vordere Hälfte der Schale mit Wirbel fehlt.

Vorliegende Form steht der *Myoconcha maximiliani leuchtenbergensis* KLIPST. nahe, doch war mein Exemplar wesentlich grösser als die von BITTNER (Lam. d. alp. Trias. Taf. IV. Fig. 1—2) abgebildeten Exemplare und hat viel zahlreichere Radialrippen. Sie schliesst sich dadurch enger an *M. broili* WAAGEN aus den Pachycardientuffen an. Doch ist sowohl bei *M. maximiliani*, als auch bei *M. broili* die erste, oberste Rippe kräftiger kantig, während bei meinem Exemplar die Rippen der oberen Schalenhälfte eher etwas abgeschwächt sind.

Anzahl der Exemplare: 1.

Institutul Geologic al României

Opis sp. aff. *laubei* BITTNER

(Taf. VI. Fig. 19 a—b)

Ein Bruchstück vom vorderen Teil der linken Klappe. Diese Form, die sonst stark an *O. laubei* erinnert, unterscheidet sich von ihr durch drei radiale Abkantungen des vorderen, gewölbten Schalenteiles. Abgesehen von diesen Abkantungen fehlt eine radiale Skulptur, während die konzentrische Streifung ähnlich ausgebildet ist wie bei *O. laubei.*

Anzahl der Exemplare: 1.

Schafhäutlia sp. aff. *laubei* BITTNER

(Taf. VI. Fig. 28 a—b)

Mir liegt ein Bruchstück einer linken Klappe mit sehr schön erhaltenem Schloss vor. Das Schloss besteht aus einem grossen, dreieckigen Zahn mit der darüber befindlichen Zahngrube für den dachförmig gebrochenen Zahn der rechten Klappe.

Der etwas gebogene Schlossrand, der auf eine gerundetere Form hindeutet als *Sch. astartiformis* MÜNSTER, dürfte wohl für die Zugehörigkeit dieses Exemplares zu *Sch. laubei* BITTNER sprechen. Eine sichere spezifische Bestimmung ist in Ermangelung besseren Materiales nicht durchführbar.

Anzahl der Exemplare: 1.

Myophoricardium sp. aff. *lineatum* WÖHRMANN

(Taf. VI. Fig. 20 a—b)

Ein ganz kleines, zweiklappig erhaltenes Exemplar, das mit dem von BITTNER (Lam. d. alp. Trias, Taf. 18—22, p. 117) in Figur 18 dargestellten Exemplar, abgesehen von der Grösse, so sehr übereinstimmt, dass eine Identität dieser Formen sehr wahrscheinlich wird.

Das Ligament liegt sichtbar, aussen.

Diese Form ist bisher nur aus höherem, den Carditaschichten entsprechendem Niveau bekannt.

Anzahl der Exemplare: 1.

Cardiomorpha coronensis n. sp.

(Taf. VI. Fig. 26—27)

BITTNER (Lam. d. alp. Trias, p. 49. Taf. V. Fig. 17—18) beschrieb eine Form von St. Cassian als *Botula* (?) *cassiana* und stellte sie provisorisch zu den Mytiliden mit Hinweis auf *Botula* und *Crenella.* DIENER (Foss. Cat. pars. 19, p. 139) stellte diese Form später zu *Lithodomus* und REIS (Die Fauna

Institutul Geologic al României

des Wettersteinkalkes. Geogn. Jahreshefte XXXIX. p. 124. Taf. VIII. Fig. 1—3) gründete auf diese Form ein neues Genus *Botulopsis* und stellte es zu den crenellaartigen Mytiliden.

BUBNOFF's ausführliche Auseinandersetzungen über *Cardiomorpha cassiana* (Ladinische Fauna von Forno, p. 335. Taf. XII. Fig. 11—12) sind sowohl von DIENER als auch nachher von REIS übersehen worden.

Schon KITTL hatte (Geol. d. Umgebung von Sarajevo, p. 716. Taf. XXIII. Fig. 16) eine verwandte Form als *Cardiomorpha* (?) *gymnitum* KITTL beschrieben und diese Form mit Vorbehalt zum palaeozoischen Genus *Cardiomorpha* DE KONINCKS gestellt. BUBNOFF greift auf dies zurück und weist auf die enge Zusammengehörigkeit dieser Formen hin, die mit den Arten der noch unsicheren rezenten Gattung *Botula* MÖRCH geringere Beziehungen zeigen.

Die Aufstellung eines neuen Genus für diese Formen, wie das REIS mit seinem Genus *Botulopsis* vorschlug, das er übrigens auch wie BITTNER zu den crenellaartigen Mytiliden stellte, trägt jedenfalls nicht zur Klärung bei und die Einreihung zu den Mytiliden dürfte wohl kaum haltbar sein.

Mir liegen von Brașov zwei Exemplare vor, die eine so auffallende Ähnlichkeit mit BITTNER's *C. cassiana* zeigen, dass an einer generischen Zusammengehörigkeit nicht zu zweifeln ist. Ein wichtigerer Unterschied, der aber höchstens als Artunterschied gewertet werden kann, besteht in der grösseren Breite meiner Form.

Der stark eingekrümmte Wirbel, die Ausbildung des zahnlosen Schlossrandes, der aufgebogen und an den Wirbel gepresst ist, die von einer stumpfen Kante begrenzte Lunula stimmen bestens mit BITTNER's Form überein.

Das grössere meiner Exemplare (abgesehen von einem Bruchstück eines viel grösseren, wahrscheinlich hieher gehörenden Exemplares) ist 12 mm hoch und 10 mm breit, das kleinere 8 mm hoch und 6,5 mm breit. Der Höhen: Breiten-Index wäre somit 1,2. Bei *C. cassiana* beträgt er dagegen 1,52—1,58, sie bleibt somit wesentlich schmäler.

Die grössere Breite meiner Exemplare wird hauptsächlich durch eine Verbreiterung des hinteren Schalenteiles bedingt, der bei *C. coronensis* auch viel flacher ist.

Die von BITTNER erwähnte radiale Riefung ist, wie eine Untersuchung der Bittnerischen Originale zeigt, bloss auf die untere Schalenschichte beschränkt. Die obere Schalenschichte ist, soweit sie erhalten ist, glatt. Daher ist es absolut vom Erhaltungszustande der Schale abhängig, ob diese radiale Riefung überhaupt beobachtet werden kann oder nicht.

Anzahl der Exemplare: 3.

Arttypus: das Tafel VI. Fig. 26 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. București. Inv. Nr. B. t. 419.

Institutul Geologic al României

GASTROPODA

Laubella delicata LAUBE

(Taf. VII. Fig. 1 a—b)

1869. *Pleurotomaria delicata* LAUBE, St. Cassian, p. 57. Taf. XXVIII. Fig. 5.
1926. *Laubella delicata* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 17.

Von Brașov liegen zwei Exemplare einer *Laubella* vor, deren Formverhältnisse bestens mit denen der *L. delicata* übereinstimmen, nur ist bei meinem Exemplar die feine Längsstreifung der St. Cassianer Exemplare nicht erhalten. Bis aber neueres Material nicht den Nachweis erbringen sollte, dass dies Fehlen der Längsskulptur konstant bleibt und nicht nur durch den Erhaltungszustand bedingt wird, glaube ich vorläufig richtiger zu handeln, wenn ich diese Exemplare zur *L. delicata* stelle.

Anzahl der Exemplare: 2.

Pleurotomaria barzaviae n. sp.

(Taf. VII. Fig. 2 a—d)

Pl. barzaviae ist eine kleine, reich skulptierte Form. Die Basis ist flach, weit genabelt, das Gewinde nieder aber spitz ausgezogen. Das Schlitzband ist mittelständig und vertieft.

Die Basis und Flanke stossen in einer scharfen Kante spitzwinkelig an einander. Die Basis ist glatt, zeigt nur undeutlich spirale Streifung. Auf dem unteren Teil der Flanke verlaufen über der Randkante drei Längskiele, zwischen denen zarte, dichtstehende Quergitterung sichtbar ist. Auf dem oberen Teil der Flanke verlaufen auch drei Längskiele, die von kräftigeren Querrippen gekreuzt werden. Die Querrippen stehen hier ungefähr doppelt so weit auseinander als auf der Flanke unterhalb des Schlitzbandes.

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. București. Inv. Nr. B. t. 422.

Pleurotomaria kräutneri n. sp.

(Taf. VII. Fig. 3)

Diese Form erinnert an gewisse jurassische Pleurotomarien, wie *Pl. clathrata* MÜNSTER und *Pl. speciosa* GOLDF. Das breite, kegelförmige, in enggewundene Anfangswindungen auslaufende Gehäuse hat eine sehr eigenartige Form.

Die breite, flache Basis war tief und weit genabelt. Sie stösst in einer gerundeten Randkante an die flach abgeschrägte Flanke. Über dieser Randkante verläuft das furchenförmige, nach oben von einer zweiten Kante begrenzte Schlitzband. Sonst ist das Gehäuse glatt, ohne Spur einer Spiralskulptur.

Institutul Geologic al României

Diese Form gehört nach KOKEN's Einteilung zu der Gruppe der *Conoideae*. (Die Gastropoden d. Trias um Hallstatt, p. 19).

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti Inv. Nr. B. t. 423.

Pleurotomaria racadaui n. sp.

(Taf. VII. Fig. 6 a—b)

Pl. racadaui erinnert in der äusseren Form etwas an die vorhergehende Art, doch verläuft das Schlitzband, von zwei scharfen Kanten begrenzt, deutlich in der Mitte der Windung. Zwischen dem Schlitzband und der vorspringenden Randkante verläuft eine tiefe Furche.

Die Basis war breit und zu dem weiten, offenen Nabel tief eingesenkt.

Anzahl der Exemplare: 2.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 424.

Pleurotomaria (Echetus) mrazeci n. sp.

(Taf. VII. Fig. 4 a—c)

Das kegelförmige Gehäuse mit den zahlreichen, niederen kräftig gewölbten Windungen, dem weiten, offenen Nabel und dem mittelständigen Schlitzband kann wohl am ehesten beim Subgenus *Echetus* untergebracht werden. Ich verweise da in erster Linie auf *Echetus scalariformis* KOKEN und *E. subscalariformis* HOERNES.

Der apicale Teil der Windung ist konvex. Auf ihm verläuft ein schwacher Längskiel und zahlreiche, unregelmässige, zum Teil s-förmig gekrümmte Querrippen. Darunter folgt von zwei Kielen begrenzt, randständig das schwach konkave Schlitzband. Unterhalb des Schlitzbandes folgt auf der Flanke eine tiefe Furche, die gegen die Basis von einem kräftigen Kiel begrenzt wird. Auf der Basis selber verlaufen zwei kräftige Spiralkiele und eigentlich schon im Nabel drinnen ein dritter, schwächerer. Diese Spiralkiele zwischen Schlitzband und Nabel werden durch zarte aber scharfe Anwachsstreifen gegittert. Die Anwachsstreifen verlaufen auf der Basis stark nach hinten und stellen sich auf der Flanke steiler auf.

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 426.

Pleurotomaria (Echetus) mrazeci var. *acuta* n. var.

(Taf. VII. Fig. 5 a—c)

Diese Form steht der vorhergehenden sehr nahe, unterscheidet sich aber durch das spitzer auslaufende Gewinde. Der zuerst viel engere Gewindewinkel wird bei den zwei letzten Windungen wesentlich weiter. Ausser-

Institutul Geologic al României

dem hat die Basis drei kräftige und einen schwächeren, schon im Nabel verlaufenden Kiel.

Anzahl der Exemplare: 1.

Typus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 427.

Ptychomphalina protei MÜNSTER

(Taf. VII. Fig. 7 a—c)

1926. *Ptychomphalina Protei* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 26.

Von Braşov liegt bloss ein unvollständig erhaltenes, aber sicher hieher gehörendes Exemplar vor.

Anzahl der Exemplare: 1.

Schizogonium serratum MÜNSTER

(Taf. VII. Fig. 8—9)

1841. *Schizostoma serrata* MÜNSTER, Beiträge, p. 106. Taf. XI. Fig. 7.
1926. *Schizogonium serratum* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 28.

Es liegen mir zwei jugendliche Exemplare dieser Art vor. Während das besser erhaltene, kleinere den unteren Lateralkiel lamellenförmig horizontal verbreitet zeigt, springt beim zweiten Exemplar der untere Kiel zwar auch stärker vor, es fehlt aber die lamellenförmige Verbreiterung desselben. Die innersten Umgänge sind gerundet und zeigen Querrippen. Bei den zwei mittleren Umgängen trägt der obere apicalseitige Kiel längsgestreckte, schwache Knoten, während beim letzten Umgang beide Kiele glatt sind, nur bei dem kleineren Exemplar mit lamellenförmiger Verbreiterung des unteren Kieles erscheint dieser am Rande unregelmässig gezahnt. Während die innersten, querskulptierten, gerundeten Windungen in einer Ebene liegen, sind die drei äusseren, gekanteten Umgänge schwach treppig abgesetzt.

Diese Entwicklung der Windungen entspricht vollkommen der von KITTL (Die Gastropoden d. Schichten von St. Cassian I, p. 213) beschriebenen Entwicklung der Windungen bei *Schizogonium*.

Die Basis ist gewölbt, quergerippt, der Nabel ist weit geöffnet.

Obwohl bei dem einen meiner Exemplare der untere Kiel ganz glatt und nicht verbreitert ist (was allerdings auch durch den Erhaltungszustand bedingt sein kann), beim anderen zwar verbreitert ist, aber die sägezahnartige Zackung nur schwach angedeutet zeigt, gehören diese Exemplare zweifellos zu *Sch. serratum* und stimmen überein mit jugendlichen Exemplaren dieser Form von St. Cassian.

Anzahl der Exemplare: 2.

Temnotropis carinata MÜNSTER

(Taf. VII. Fig. 10 a-b)

1841. *Sigaretus carinatus* MÜNSTER, Beiträge, p. 93. Taf. IX. Fig. 16.
1926. *Temnotropis carinatus* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 31.

Institutul Geologic al României

Ein kleines Exemplar das mit *T. carinata* von. St. Cassian identisch ist.

Anzahl der Exemplare: 1.

Trachybembix junonis KITTL

(Taf. VII. Fig. 11 a—b)

1894. *Pleurotomaria Junonis* KITTL, Gastropoden d. Marmolata, p. 114, Taf. I. Fig. 15—17.

1926. *Trachybembix Junonis* DIENER, Fossilium Catalogus pars. 34, p. 32.

Das verhältnismässig gut erhaltene Exemplar deckt sich in allen Einzelheiten mit den von KITTL und BOEHM beschriebenen und abgebildeten Exemplaren der *Tr. junonis*.

Anzahl der Exemplare: 2.

Worthenia esinensis KITTL

(Taf. VII. Fig. 12 a—b)

1899. *Worthenia esinensis* KITTL, Gastr. d. Esinokalkes, p. 12. Taf. I. Fig. 8—11.

1926. *Worthenia esinensis* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 37.

Ein Exemplar, dessen verhältnismässig gestreckte Form gut mit *W. esinensis* übereinstimmt. Auf der Apicalseite verläuft ein Kiel, auf der Lateralseite zwei Kiele. Dem unteren der Lateralkiele genähert verläuft auf der Basis noch ein Kiel. Sonst ist die Basis glatt, ungenabelt.

Anzahl der Exemplare: 1.

Worthenia romana n. sp.

(Taf. VII. Fig. 13 a—b)

Eine Form, die der *W. esenensis* KITTL nahe steht, doch ist die Längsrippung dichter, gleichmässiger. Die Lateralkiele sind nur wenig kräftiger als die übrigen Kiele. Dadurch erscheinen die Windungen gerundeter.

Auf der Apicalseite verlaufen in gleichen Abständen drei gleichstarke Längskiele. Auf der in die Apical- und die Basalseite gerundet übergehenden, steil stehenden Lateralfläche verlaufen in etwas weiterem Abstand zwei Kiele. Zwischen Basis und Lateralfläche verläuft noch ein schwächerer Kiel. Die Basis selber ist von dicht stehenden zahlreichen, zarten Spiralkielen bedeckt.

Diese Form zeigt besonders nahe Beziehungen zu dem von KITTL (Gastropoden d. Esinokalke, Taf. I. Fig. 10) als *W.* cf. *esenensis* abgebildeten Exemplar.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 433.

Worthenia sp. cfr. *subgranulata* MÜNSTER

Ein kleines Bruchstück mit subsuturaler Knotenreihe, zwei kräftigen, glatten Lateralkielen und Andeutung eines zwischengeschalteten schwachen

Institutul Geologic al României

Kieles kann zu *W. subgranulata* MÜNSTER gehören, doch ist die Erhaltung zu unvollständig, um eine sichere Bestimmung zuzulassen.

Anzahl der Exemplare: 1.

Worthenia coronata MÜNSTER

1841. *Pleurotomaria coronata* MÜNSTER, Beiträge, p. 109. Taf. XI. Fig. 26.
1926. *Worthenia coronata* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 36.

Zwei kleine, schlecht erhaltene Exemplare mit geknotetem Schlitzkiel können mit *W. coronata* identifiziert werden.

Anzahl der Exemplare: 2.

Worthenia coronata var. *plicosa* KITTL

(Taf. VII. Fig. 14 a—b)

1891. *Worthenia coronata* var. *plicosa* KITTL, Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian I, p. 184. Taf. II. Fig. 11.

KITTL trennte von der *W. coronata* eine Varietät *plicosa* auf Grund der Naht ab und bemerkt, dass diese Varietät bei St. Cassian selten sei. Tatsächlich scheint aber diese Variationsrichtung bei *W. coronata* doch ziemlich häufig zu sein. So zeigen eine ganze Anzahl der *W. coronata* Exemplare des Naturhistorischen Museums in Wien beginnende Knotenbildung unter der Naht und zahlreiche sind typisch als *plicosa* ausgebildet.

Worthenia liebeneri LAUBE, die grosse Ähnlichkeit mit *W. coronata* var. *plicosa* zeigt, unterscheidet sich durch die verschiedene Ausbildung der Knotenreihe des Schlitzkieles, die beiderseits von je einer scharfen Leiste begrenzt wird.

Zu *W. coronata* var. *plicosa* gehören 2 Bruchstücke von Braşov, deren Skulptur sich vollkommen mit der von var. *plicosa* deckt. Das eine dieser Bruchstücke weicht insoweit von dieser Form etwas ab, als der untere Lateralkiel fehlt.

Anzahl der Exemplare: 2.

Worthenia johannisaustriae KLIPSTEIN

(Taf. VII. Fig. 15 a—b)

1843. *Pleurotomaria Johannis Austriae* KLIPSTEIN, Beiträge zur geol. Kenntnis d. östl. Alpen, p. 161. Taf. X. Fig. 13.
1926. *Worthenia Johannis Austriae* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 38.

KITTL gibt 2—3 Längskiele in der Lateralrinne an. Das besser erhaltene meiner Bruchstücke zeigt hier bloss einen Längskiel. Die dachförmig abfallende Apicalseite trägt 4 Längskiele, über dem Schlitzkiel ist die Apicalseite rinnenförmig vertieft. Die gewölbte Basis trägt 10 Längskiele. Knoten fehlen.

Anzahl der Exemplare: 2.

Institutul Geologic al României

Brochidium coronense n. sp.

(Taf. VII. Fig. 16—18)

Während *B. cingulatum* MÜNSTER von St. Cassian vollkommen symmetrisch ist, so sehr dass nach KITTL nur auf Grund des *Br. contrarium* auch hier auf eine linksgewundene Form geschlossen werden kann, liegen bei der Form von Braşov die Windungen auf der Oberseite in einer Ebene, während sie auf der Unterseite eingesenkt sind. *Br. coronense* ist also schwach unsymmetrisch und ist linksgewunden. Sie steht somit gewissermassen zwischen *B. cingulatum* und *B. contrarium*. Sie hat 19—20 scharfe, gleichstarke Querrippen und stark wulstförmig aufgeblähte Mündung (siehe Abb. 18), auf dem Wulst mit zarter, dichtstehender Querrippung.

Anzahl der Exemplare: 7.

Arttypus: das Tafel VII. Fig. 16 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 438.

Euomphalus carpathicus n. sp.

(Taf. VII. Fig. 19 a—d)

Ein unvollständiges Exemplar mit zahlreichen, langsam anwachsenden Windungen. Die Windungen liegen auf der Apicalseite in einer Fläche. Die zwei Kiele der Apicalseite sind glatt. Die basale Seite ist weitgenabelt, vertieft, die Windungen auf der basalen Seite gerundet mit Querrippen, die besonders auf den inneren Windungen deutlich hervortreten, auf den äusseren Windungen aber verschwommen werden und sich mehr auf knotenförmige Erhöhungen auf der Mittellinie der Wölbung beschränken.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 440.

Euomphalus triasicus n. sp.

(Taf. VII. Fig. 21 a—b)

Zwei Exemplare einer Euomphalusform von palaeozoischem Gepräge. Es sind glatte, gerundete, langsam anwachsende Umgänge, die auf der Oberseite in einer Ebene liegen, auf der Basalseite dagegen tief eingesenkt sind.

Anzahl der Exemplare: 2.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 441.

Euomphalus sp. indet.

(Taf. VII. Fig. 20 a—b)

Zwei Exemplare, bei denen nur die basale Seite erhalten ist, mit dem tiefen Nabel und den hier steil gewölbten Windungen. Die apicale Seite scheint flach gewesen zu sein.

Anzahl der Exemplare: 2,

Institutul Geologic al României

Astralium simionescui n. sp.

(Taf. VII. Fig. 22—23)

A. simionescui steht dem *A. calcar* nahe. Da aber konstant bleibende, immerhin beträchtliche Unterschiede vorhanden sind, halte ich es für richtiger, die Form von Braşov als selbständige Art zu beschreiben.

A. simionescui ist höher getürmt, mit engerem Gewindewinkel als *A. calcar*. Die beiden Lateralkiele stehen weiter auseinander als bei *A. calcar*. Anfangs sind beide Kiele ungefähr gleichstark, später wird der obere wohl etwas kräftiger, ohne aber je in annähernd ähnlichem Ausmass über den unteren zu überwiegen, wie das bei *A. calcar* der Fall ist.

Auf der über dem oberen Seitenkiel liegenden, abgedachten Apicalfläche zähle ich 10—15 Querwülste, die auf dem oberen Kiel in kräftige, nach vorne offen haubenförmige Knoten auslaufen. Der untere Kiel hat etwas schwächere, dafür zahlreichere, nach vorne offen haubenförmige Dornen.

Die flache, gegen den Nabel eingesenkte Basis hat 5 gleichmässige, glatte Längsrippen.

Anzahl der Exemplare: 5.

Arttypus: das Tafel VII. Fig. 22 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 444.

Astralium simionescui n. sp. var.

(Taf. VII. Fig. 24 a—b)

Eine zweite Form, die sich an die vorhergehende Art eng anschliesst, aber doch charakteristische Abweichungen aufweist, wird durch ein Exemplar vertreten.

Bei dieser Varietät wird nicht der obere Kiel, sondern der untere etwas kräftiger.

Auf der Basis verlaufen vier Längsrippen, über denen die kräftigen, dichten Anwachslamellen schuppenförmig verstärkt sind, in stark verkleinertem Massstab, aber viel zahlreichere nach vorne offen haubenförmige Dornen bildend als auf den Lateralkielen.

Die Basis ist flach gegen den Nabel eingesenkt. Die Innenlippe ist schwielig verdickt, umgeschlagen und zeigt einen oberen, grösseren und einen unteren, kleineren Höcker.

Ob sich die Unterschiede bei reicherem Material als konstant erweisen, ist fraglich. Ich vermute, dass es sich vielmehr teils um Abweichungen rein individueller Natur, teils um durch den Erhaltungszustand bedingte Abweichungen handelt und sehe daher von einer eigenen Benennung dieser Abart ab.

Anzahl der Exemplare: 1.

Institutul Geologic al României

Collonia cincta MÜNSTER

(Taf. VII. Fig. 25 a—b)

1841. *Turbo cinctus* MÜNSTER, Beiträge, p. 115. Taf. XII. Fig. 28.
1926. *Collonia cincta* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 53.

Die Spiralkiele sind bei dem gut erhaltenen Exemplar von Brașov etwas zarter als bei den St. Cassianer Exemplaren. Auf den Bruchstücken erreichen sie aber die Stärke wie in St. Cassian.

Der Nabel wird von zwei kräftigen Kielen begleitet.

Nach KITTL (Gastropoden d. Schichten von St. Cassian I, p. 239) sollen die zu *Collonia* gestellten Formen *(C. cincta, C. reflexa)* von St. Cassian ungenabelt sein, obwohl LAUBE schon über *C. cincta* (= *Turbo subcinctus* LAUBE) ausdrücklich schreibt, « der enge und tiefe Nabel offen », und KITTL selber wenigstens für die Jugendgehäuse der *C. cincta* angibt, dass diese « eng aber deutlich genabelt » seien. Gerade die Ausbildung des Nabels rechtfertigt die Stellung der *C. cincta* zu *Collonia* und damit zu den *Turbinidae.*

Die Stellung von *Collonia* (?) *reflexa* von St. Cassian scheint mir dagegen unsicher. Hier dürfte es sich tatsächlich um eine ungenabelte Form handeln.

Anzahl der Exemplare: 5.

Eucycloscala circumnodosa KITTL

(Taf. VII. Fig. 26—27.)

1894. *Scalaria circumnodosa* KITTL, Marmolata, p. 119. Taf. I. Fig. 27.
1926. *Eucycloscala circumnodosa* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 61.

Von der Naht bis zum Nabel verlaufen 7 Längskiele auf der Windung, die von zahlreichen Querrippen gekreuzt werden. An den Kreuzungsstellen sind Knoten entwickelt, auf der Basis genau so wie auf der Flanke. Leider sind es nur Bruchstücke von je zwei Windungen, doch zeigen diese von tiefen Nähten getrennten, stark gewölbten Windungen des kegeligen Gehäuses die gleichen Formverhältnisse wie KITTL's Abbildungen.

Anzahl der Exemplare: 2.

Trochus (Tectus) coronensis n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 28—30)

Diese in der Trias bisher, abgesehen von einer Neuseeländer Form, nur aus dem Hallstätter Kalk, hier aber in reicher Entwicklung nachgewiesene Untergattung ist auch in der Trias von Brașov vertreten.

Die Form ist spitzkegelig mit sehr engem Gewindewinkel. Das Gehäuse besteht aus zahlreichen sehr niedrigen, eng aneinander schliessenden Windungen und etwas vertiefter Basis. Auf der flachen Seitenfläche sieht man mit der Lupe zwei parallele, schwache Furchen verlaufen. Die Spindel trägt eine kräftige Falte.

Institutul Geologic al României

Ein Exemplar hat etwas weiteren Gewindewinkel und schwach treppig gestufte Windungen, lässt sich aber sonst zwanglos an die typischen Exemplare anschliessen.

Anzahl der Exemplare: 5.

Arttypus: das Tafel VII. Fig. 28 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 449.

Trochus (Tectus) coronensis n. sp. var.

(Taf. VII. Fig. 31—32)

Zwei Exemplare schliessen sich sonst eng an die vorhergehende Form an, zeigen aber an der oberen und unteren Naht je einen gerundeten Längskiel, während der mittlere Teil der Seitenfläche als flaches, vertieftes Band zwischen den zwei Kielen verläuft. Bei den typischen Exemplaren verlaufen hier zwei Längsfurchen.

Obwohl der Unterschied kein tiefgreifender ist und Übergänge vorliegen, glaube ich doch diese Änderung der Skulptur als Varietät festhalten zu sollen.

Anzahl der Exemplare: 2.

Typus: das Tafel VII. Fig. 31 abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 451.

Trochus (Tectus) racadaui n. sp.

(Taf. VII. Fig. 33 a—b)

Eine ganz kleine Form mit etwas grösserem Gewindewinkel als die vorhergehende Art. Die Windungen haben so wie *T. coronensis* n. sp. var. oben und unten je einen Kiel, der aber bei vorliegender Art mit zahlreichen Knoten dicht besetzt ist. Die Nähte sind zum Unterschied von der vorhergehenden Art tief.

Obwohl ich bei dem einzigen mir vorliegenden Exemplar die Falte an der Spindel nicht freilegen kann, glaube ich doch diese Form auch am besten hieher zu stellen.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 453.

Umbonium helicoides MÜNSTER

(Taf. VII. Fig. 34 a—b)

1841. *Rotella helicoides* MÜNSTER, Beiträge, p. 117. Taf. XIII. Fig. 5.

1926. *Umbonium helicoides* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 74.

Ein kleines Exemplar als Steinkern mit geringen Schalenresten erhalten. Es zeigt die Formverhältnisse des *U. helicoides*.

Anzahl der Exemplare: 1.

Institutul Geologic al României

Fossariopsis binodosa MÜNSTER

(Taf. VII. Fig. 35—36)

1841. *Pleurotomaria binodosa* MÜNSTER, Beiträge, p. 111. Taf. XII. Fig. 6.
1926. *Fossariopsis binodosa* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 79.

Ein vollständig erhaltenes Exemplar zeigt nur auf dem supralateralen Kiel schwache Knötchen, die übrigen drei Kiele sind glatt, ähnlich wie bei dem von LAUBE als *Fossariopsis Münsteri* abgebildeten Exemplar. Die Kiele des zweiten Exemplares sind mit kräftigen Knoten versehen, vor allem die zwei Seitenkiele.

Anzahl der Exemplare: 2.

Hologyra cassiana WISSMANN

(Taf. VII. Fig. 37—38)

1841. *Natica cassiana* WISSMANN in MÜNSTER, Beiträge, p. 98. Taf. X. Fig. 3.
1926. *Hologyra cassiana* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 82.

H. cassiana ist bei Braşov ziemlich häufig aber für gewöhnlich schlecht erhalten.

Anzahl der Exemplare: 21.

Naticella dacica n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 1 a—b)

Eine Naticellaform mit kräftigen, wulstförmigen Querrippen ohne Längsskulptur, mit verdeckter Innen- und Aussenlippe.

KITTL wies auf die nahen Beziehungen zwischen *Scalaria* (?) *triadica* KITTL und *Naticella striatocostata* MÜNSTER hin. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei vorliegender Naticellaform, die sich von *Sc. triadica* durch das viel niedrigere Gewinde, die geringere Anzahl der Querwülste und das Vorhandensein eines deutlichen Nabelspaltes unterscheidet.

Das Gewinde ist bei *N. dacica* niedrig, die Windungen nehmen rasch an Grösse zu. Die Mündung ist weit, gerundet, hinten nur schwach gewinkelt. Innen- und Aussenlippe verdickt. Nabelritz ist vorhanden. Auf der letzten Windung waren 7 wulstförmige, breit gerundete Rippen.

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 458.

Naticella acutecostata KLIPSTEIN

(Taf. VIII. Fig. 2—3)

1843. *Naticella acutecostata* KLIPSTEIN, Beiträge z. Geol. Kenntnis d. östl. Alpen, p. 199. Taf. XIV. Fig. 4.
1926. *Naticella acutecostata* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 89.

Institutul Geologic al României

Mir liegen zwei Gehäuse dieser kleinen, zierlichen Form mit dichtstehenden Querrippen und zwischengeschalteter Anwachsstreifung vor.

Anzahl der Exemplare: 2.

Neritopsis macovei n. sp.

(Fig. VIII. Fig. 4 a—c)

Eine kleine *Neritopsis*, die der *N. ornata* sehr nahe steht, sich aber von ihr unterscheidet durch sehr flaches Gewinde und viel rascher anwachsende Windungen, so dass die letzte trompetenartig aufgeblasen erscheint. Die Skulptur, die kräftigen Querwülste und die sie kreuzenden zahlreichen Längsrippchen sind denen der *N. ornata* ähnlich. Dicht vor dem vorletzten Querwulst liegen zwei eng bei einander stehende, schwächere Querwülste.

Ganz besonders auffallend wird der Unterschied der *N. macovei* im Vergleich mit gleichgrossen Exemplaren der N. *ornata* von St. Cassian.

Die letzte Windung hat acht kräftige Querwülste und das schwächere, zwischengeschaltete Wulstpaar. Der Nabel ist tief und offen.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 460.

Neritopsis ornata MÜNSTER

(Taf. VIII. Fig. 11 a—b)

1841. *Naticella ornata* MÜNSTER, Beiträge, p. 101. Taf. X. Fig. 14.

1926. *Neritopsis ornata* DIENER, Foss. Cat. p. 34, p. 96.

Neritopsis ornata MÜNSTER ist die Form mit kurzem Gewinde, während *N. subornata* MÜNSTER (l. c. Taf. X. Fig. 19) die Form mit gestrecktem Gewinde ist. Bei LAUBE sind die Abbildungen vertauscht.

Mein Exemplar ist eine *N. ornata* MÜNST.

Höhe 10 mm.

Durchmesser 12 mm.

Somit ist das Exemplar von Braşov wesentlich grösser als die Exemplare LAUBE's von St. Cassian. LAUBE gibt eine Höhe von 7 mm und einen Durchmesser von 8 mm an. Das von KITTL in Tafel V. Fig. 11. abgebildete Exemplar von St. Cassian hat aber die gleiche Grösse wie meines.

Anzahl der Exemplare: 1.

Cryptonerita elliptica KITTL

(Taf. VIII. Fig. 5 a—b)

1894. *Cryptonerita elliptica* KITTL, Gastr. d. Marmolata, p. 126. Taf. II. Fig. 13—15, 17.

1926. *Cryptonerita elliptica* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 99.

Exemplare, deren Erhaltungszustand zu wünschen übrig lässt, gehören

Institutul Geologic al României

zu *C. elliptica* KITTL. Die Mündung mit der callös verdickten Innenlippe ist nicht erhalten, doch stimmen die Formverhältnisse gut mit denen der zahlreichen Exemplare aus dem Marmolatakalk und von Esino aus den Sammlungen des Naturhistorischen Museums in Wien überein.

Anzahl der Exemplare: 3.

Cryptonerita conoidea BOEHM

(Taf. VIII. Fig. 6—7)

1895. *Cryptonerita conoidea* BOEHM, Gastropoden d. Marmolatakalkes, p. 242. Taf. XIII. Fig. 1. Textfigur 26.

1926. *Cryptonerita conoidea* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 98.

Von *Cr. elliptica* unterschieden durch spitzeres Gewinde und konisch abgeflachte Schlusswindung. Diese Form dürfte wohl, wie KITTL schon vermutete, eher als Varietät der *Cr. elliptica* aufzufassen sein.

Die Exemplare von Brașov weichen von der typischen *Cr. conoidea* insoweit etwas ab, als die von BOEHM erwähnte Depression der Windung unterhalb der Naht an meinen Stücken nicht beobachtet werden kann.

Anzahl der Exemplare: 2.

Neritaria comensis HOERNES

(Taf. VIII. Fig. 8—9)

1856. *Natica comensis* HOERNES, Über Gastropoden a. d. Trias d. Alpen, p. 25. Taf. I. Fig. 6.

1926. *Neritaria comensis* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 102.

Diese sehr variabele Form, wobei es sich allerdings nur um geringfügige Unterschiede handelt, wurde in eine ganze Anzahl Arten geteilt, die nachher von HÄBERLE und BUBNOFF als Varietäten aufgefasst wurden. BUBNOFF unterscheidet neben dem Typus 11 Varietäten.

Zwei meiner Exemplare wären darnach zur var. *calcitica* KITTL zu stellen und eines von viel gestreckterer, konischer Form zu var. *candida* KITTL.

Anzahl der Exemplare: 6.

Pachyomphalus rectelabiatus KITTL

(Taf. VIII. Fig. 10 a—b)

1894. *Naticopsis rectelabiatus* KITTL, Gastr. d. Marmolata, p. 148. Textfigur 2.

1926. *Pachyomphalus rectelabiatus* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 108.

Diese Form wurde in einem einzigen Exemplar aus dem Marmolatakalk bekannt. Ein nicht ganz sicheres Exemplar stellte nachher KITTL aus dem Esinokalk (Originalexemplar der *Natica angusta* STOPPANI) mit Vorbehalt hieher. HÄBERLE aber stellte vier Exemplare aus dem Trias von Predazzo zu dieser Form.

Institutul Geologic al României

Mir liegt ein verhältnismässig gut erhaltenes Exemplar vor und vier schlechter erhaltene, die aber zweifellos mit dem besser erhaltenen zur selben Form gehören. Das gut erhaltene Exemplar erlaubt eine vollkommene Identifizierung mit *P. rectelabiatus* wie diese Form durch KITTL aus dem Marmolatakalk beschrieben wurde. Die gewölbten Umgänge mit schwacher lateraler Abflachung und etwas abgeflachter Basis, die hinten winkelige, sonst gerundete Mündung, die callöse Innenlippe decken sich vollkommen mit KITTL's Beschreibung und Abbildung.

Anzahl der Exemplare: 5.

Platychilina cainalloi STOPP

(Taf. VIII. Fig. 12 a—b)

1860. *Stomatia Cainalloi* STOPPANI, Petrif. d'Esino, p. 68. Taf. XV. Fig. 1—3.
1926. *Platychilina Cainalloi* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 108.

Es liegt bloss ein Bruchstück vor, das aber auch als solches bei dieser charakteristischen Formengruppe genügend sicher bestimmt werden kann. Im oberen Teil der Windung verlaufen zwei kräftige Knotenreihen. Im unteren Teil der Windung tritt gegen die Mündung zu noch eine dritte Knotenreihe dazu, die in einiger Entfernung von der Mündung aufhört. Nach Form und Ausbildung der Knotenreihen kann es sich nur um *Pl. cainalloi* handeln.

Anzahl der Exemplare: 1.

Trachynerita quadrata STOPP

(Taf. VIII. Fig. 13—14)

1860. *Turbo quadrata* STOPPANI, Pétrif. d'Esino, p. 63. Taf. XIV. Fig. 8—11.
1926. *Trachynerita quadrata* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 111.

Die Exemplare von Brașov stimmen in der Form mit *T. quadrata* bestens überein, nur ist unter der Naht die Stufenkante stärker abgerundet, ferner ist die Stufenfläche weniger horizontal abgeflacht als bei der typischen *T. quadrata*, sondern abgerundet und gekrümmt. Doch erwähnt KITTL (Gastropoden d. Esinokalke, p. 72) ein ebenso ausgebildetes Exemplar auch unter den Originalstücken aus der Sammlung STOPPANIS.

Anzahl der Exemplare: 4.

Patella coronensis n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 15 a—d)

P. coronensis ist noch wesentlich spitzwinkeliger als *P. granulata* MÜNSTER. Während bei *P. granulata* einem grössten Durchmesser von 9 mm eine Höhe von 5 mm entspricht, hat mein Exemplar schon bei 6 mm grösstem Durchmesser eine Höhe von 5 mm, entspricht in diesen Verhältnissen somit

Institutul Geologic al României

der *P. altissima* BLASCHKE. Ausserdem sind bei meinem Exemplar die Rippen höher und schärfer. Der Wirbel meines Exemplares ist glatt, die Rippen beginnen erst ca 1 mm vom Wirbel entfernt.

In der oberen Schalenhälfte verlaufen zwei wulstige Anwachsringe. Der Wirbel ist fast zentrisch, kaum merklich nach vorne gerückt. Im hinteren Schalendrittel stehen 7 schärfere, höhere Rippen in etwas weiteren Zwischenräumen, während auf die übrigen 2 Drittel der Schale sich die verbleibenden, etwas schwächeren, dichtstehenden 16 Rippen verteilen. Insgesamt sind somit 23 Rippen vorhanden.

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 468.

Patella racadaui n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 16 a—d)

Eine Form mit schwach exzentrischem Wirbel. Der Umriss ist etwas oval, hinten verbreitert.

Zwei Drittel der Schalenoberfläche werden von 12 gleichmässigen in ungefähr gleichem Abstand stehenden ziemlich kräftigen Radialrippen eingenommen. Im hinteren Drittel der Schale stehen fünf kräftigere, höhere Rippen in etwas weiteren Zwischenräumen. Die Radialrippen werden von ziemlich dichten gleichmässigen, fadenförmigen Anwachsstreifen gekreuzt.

Einem grössten Durchmesser von 6 mm entspricht eine Höhe von 4.5 mm.

Diese Form unterscheidet sich von *Patella coronensis* n. sp. durch die geringere Anzahl der Radialrippen, ferner durch die charakteristischen, regelmässigen Anwachsstreifen und die etwas geringere Höhe. Gemeinsam ist beiden die eigenartige Anordnung der Radialrippen, die bei vorliegender Form noch auffälliger ist als bei *P. coronensis*.

Der Wirbel liegt etwas exzentrischer als bei *P. coronensis*. Die Vorderseite fällt daher steiler ab als die hintere Seite.

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 469.

Patella crateriformis KITTL

(Taf. VIII. Fig. 17 a — b)

1894. *Patella crateriformis* KITTL, Gastropoden d. Marmolata, p. 111. Taf. I. Fig. 1, 2.
1926. *Patella crateriformis* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 113.

Das flache Gehäuse, die zahlreichen, zarten Radialrippen, die stellenweise weiter auseinanderstehen, stellenweise wieder dichter gedrängt sind, wobei einzelne der Rippen gepaart erscheinen, decken sich vollkommen

Institutul Geologic al României

mit KITTL's Art aus dem Marmolatakalk. Zuwachsstreifen sind deutlich ausgebildet.

Anzahl der Exemplare: 1.

Purpuroidea carpathica n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 18 a—b)

Eine eigenartige Form mit nach aussen wulstig stark verbreiteter Windungskante. Dieser das Gehäuse aussen spiralförmig umlaufende, stark vorspringende Kragen ist am Aussenrand nach oben gebogen und zeigt einzelne unregelmässig verteilte steil nach oben gestellte, verbreitete Zacken. Ich glaube diese Form vorläufig am besten bei *Purpuroidea* unterbringen zu können.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 471.

Scalaria triadica KITTL

(Taf. VIII. Fig. 19 a—b)

1892. *Scalaria triadica* KITTL, Gastropoden von St. Cassian II, p. 45. Taf. VIII. Fig. 34, 35.

1926. *Scalaria triadica* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 135.

Während *Sc. triadica* von St. Cassian ca 12 Querwülste pro Umgang hat, zeigt diese Form aus dem Marmolatakalk bloss 7 Querwülste. Mein Exemplar stimmt bestens mit der Marmolataform überein, es zeigt wie diese nur 7 Querwülste pro Umgang.

Anzahl der Exemplare: 1.

Turritella alutae n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 20 a—b)

Mir liegt ein Exemplar vor, das in mancher Hinsicht an *Spirocyclina eucycla* LAUBE erinnert, doch einen viel engeren Gewindewinkel hat, kleiner bleibt und zahlreichere Windungen hatte. Leider ist die Mündung nicht erhalten, so dass weiteres Material abzuwarten ist, um die systematische Stellung dieser Form definitiv feststellen zu können.

T. alutae ist spitz turmförmig mit engem Gewindewinkel, zahlreichen niederen, langsam anwachsenden, stark gewölbten Windungen, die doppelt so breit sind als hoch. Die Windungen sind mit dichten, zarten Längskielen bedeckt.

Mein Bruchstück ist 10 mm hoch (mit 9 Windungen), die letzte Windung ist 2 mm hoch und hat einen Durchmesser von 4 mm.

Anzahl der Exemplare: 1.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 473.

Institutul Geologic al României

Turritella abbatis KITTL

(Taf. VIII. Fig. 21—22)

1892. *Turritella Abbatis* KITTL, Gastropoden von St. Cassian II, p. 56. Taf. IX Fig. 15.

1926. *Turritella Abbatis* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 136.

Die Formverhältnisse, sowie die Ausbildung des unteren Nahtkieles stimmen bei den mir vorliegenden Bruchstücken mit den Verhältnissen bei KITTL's Art überein. Die übrigen drei feinen Längskiele, die KITTL erwähnt, sind nicht mehr erhalten.

Anzahl der Exemplare: 4.

Coelostylina nodosa MÜNSTER

(Taf. VIII. Fig. 23 a—b)

1841. *Melania nodosa* MÜNSTER, Beiträge, p. 96. Taf. IX. Fig. 42.

1926. *Coelostylina* (?) *nodosa* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 153.

Das von MÜNSTER abgebildete Exemplar hat einen weiteren Gewindewinkel. Mein Exemplar stimmt diesbezüglich besser mit KITTL's Exemplar überein (Gastropoden d. Schichten v. St. Cassian, III. Taf. VI. Fig. 35).

Anzahl der Exemplare: 1.

Euchrysalis (Coelochrysalis) pupaeformis MÜNSTER

(Taf. VIII. Fig. 24 a—c)

1841. *Melania pupaeformis* MÜNSTER, Beiträge, p. 96. Taf. IX. Fig. 34.

1926. *Euchrysalis (Coelochrysalis) pupaeformis* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 161.

Es ist bloss ein Bruchstück erhalten, das die mittleren Windungen zeigt. Die Höhe der letzten erhaltenen Windung beträgt 1,3 mm, der Durchmesser der Windung 5,5 mm, was mit KITTL's Angaben diese Form betreffend vollkommen übereinstimmt. Die hohle Spindel hat bei dem Windungsdurchmesser von 5,5 mm einen Durchmesser von 2 mm. Die Seitenfläche der Windung ist flach, die Nähte sind schwach fadenförmig vertieft.

Dies Bruchstück kann nur auf *E. pupaeformis* bezogen werden, mit welcher Form es bestens übereinstimmt.

Anzahl der Exemplare: 1.

Euthystylus coronensis n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 25 a—b)

Ein spitzkegelförmiges Gehäuse mit sehr kleinem Gewindewinkel, so dass Teilstücke des Gehäuses fast zylindrisch wirken. Die schwach gewölbten Anfangswindungen zeigen drei zarte Spiralkiele, die sich aber bald verlieren. Die späteren Windungen sind glatt, eben, die Nähte fadenförmig eingesenkt Die Basis ist flach und setzt kantig von der Flanke ab.

Institutul Geologic al României

Erhalten sind 14 Windungen bei einer Länge von 25 mm und einem Durchmesser der letzten erhaltenen Windung von 3 mm. Die ersten Anfangswindungen fehlen. Die erste erhaltene Windung hat einen Durchmesser von 0,75 mm.

Diese Form dürfte dem *E. fuchsi* KLIPSTEIN nahe stehen. Leider sind die Anfangswindungen bei letzterer nicht bekannt. Doch fehlt die bei *E. fuchsi* vorhandene zarte Querskulptur bei meinem Exemplar vollkommen.

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 477.

Omphaloptycha concavoconvexa STOPPANI

(Taf. VIII. Fig. 26)

1860. *Chemnitzia concavoconvexa* STOPPANI, Pétrif. d'Esino, p. 34. Taf. VII. Fig. 30.
1926. *Omphaloptycha* (?) *concavoconvexa* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 182.

Eine gestreckte, spitzkonische Form. Die letzten Windungen sind an der oberen Naht etwas konkav verengt, gegen die vorangehende Windung etwas eingezogen. Eine ähnliche Ausbildung der Windungen stellt KITTL auch bei der schmalen Variëtät der *O. irritata* von Esino dar. (KITTL, Gastropoden d. Esinokalke, Taf. XIV. Fig. 11).

Nach KITTL ist die Beschreibung dieser Form bei STOPPANI ungenau, die Abbildung aber falsch. Sowohl bei STOPPANI's Exemplar, als auch bei dem KITTL's ist die Mündung ganz unvollständig erhalten, die Rekonstruktion daher willkürlich. Jedenfalls ist die Mündung bei meinem Exemplar unten gerundet, nicht so spitz ausgezogen, als KITTL das rekonstruierte.

Mein Exemplar zeigt einen deutlichen Nabelritz. Die Mündung ist oben gewinkelt, unten gerundet mit seichtem Ausguss. Die Zuwachsstreifen sind verkehrt S-förmig, schwach gebogen, so wie KITTL für *O. concavoconvexa* angibt.

Anzahl der Exemplare: 1.

Protorcula loxonemoides KITTL

(Taf. VIII. Fig. 27 a—b)

1894. *Eustylus loxonemoides* KITTL, Gastr. d. Marmolata, p. 169. Textfigur 9.
1926. *Protorcula loxonemoides* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 190.

Zwei Exemplare dieser spitzen Form mit engem Gewindewinkel und ganz flachen Umgängen, die doppelt so breit als hoch sind. Das besser erhaltene Exemplar zeigt bei einer Höhe von 18 mm 16 Umgänge.

Die Anwachsstreifen sind an meinen Exemplaren nicht sichtbar.

Anzahl der Exemplare: 2.

Institutul Geologic al României

Spirochrysalis nympha MÜNSTER
(Taf. VIII. Fig. 28)

1841. *Melania nympha* MÜNSTER, Beiträge, p. 94. Taf. IX. Fig. 18.
Trochus pyramidalis MÜNSTER, ibid., p. 108. Taf. XI. Fig. 17.
1926. *Spirochrysalis nympha* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 195.

Von Brașov liegt ein Exemplar vor, das in Bezug auf Gewindewinkel, Höhe der Windungen gut übereinstimmt mit der von MÜNSTER als *Trochus pyramidalis* bezeichneten « unreifen » Form der *Sp. nympha*. Die Basis ist abgeflacht, die Spindel ist hohl.

Anzahl der Exemplare: 1.

Spirochrysalis coronensis n. sp.
(Taf. VIII. Fig. 29 a—b)

Sp. coronensis hat ein kegelförmiges Gehäuse mit flachen Windungen, abgeflachter Basis und hohler Spindel.

Basis und Seitenflächen sind glatt, die Nähte schwach, fadenförmig vertieft.

Diese Form erinnert an « unreife » Gehäuse der *Sp. nympha* MÜNSTER (*Trochus pyramidalis* MÜNSTER, Beiträge, Taf. XI. Fig. 17). Sie unterscheidet sich aber von ihr durch grössere Breite im Vergleich zur Höhe, durch niederere und zahlreichere Umgänge.

Anzahl der Exemplare: 2.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. București. Inv. Nr. B. t. 481.

Telleria coronensis n. sp.
(Taf. VIII. Fig. 30 a—b)

KITTL (Gastr. d. Schichten v. St. Cassian III, p. 208. Taf. VII. Fig. 27—29) stellte für eine Form von St. Cassian, *Telleria umbilicata* KITTL, das Genus *Telleria* auf. Als Kennzeichen dieses Genus gibt er an: « Gehäuse weit genabelt, glatt oder fein längsgestreift, mit wenigen Umgängen, spitzer Spira. Letzter Umgang gross, Mündung erweitert. Aussenlippe mit einer submarginalen Verdickung. Eine innere Perlmutterschichte fehlt ».

Telleria antecedens KITTL aus dem Marmolatakalk ist kleiner und glatt, *Telleria umbilicata* KITTL von St. Cassian und aus den Pachycardientuffen ist grösser und längsgestreift. HÄBERLE beschrieb endlich als *T.* cf. *umbilicata* aus der Trias von Predazzo eine Form mit feiner Anwachsstreifung aber keiner Längsstreifung.

Mein Exemplar, dem die Anfangswindungen fehlen, ist, abgesehen von zarter Anwachsstreifung glatt, weitgenabelt und die Mündung zeigt die submarginale Verdickung der Aussenlippe. Die letzte Windung ist weniger stark aufgeblasen, als das KITTL für seine *T. umbilicata* darstellt; das Anwachsen

Institutul Geologic al României

der Windungen ist gleichmässiger. Trotzdem kann mein Exemplar nur zu *Telleria* gestellt werden, ohne aber mit einer der zwei bekannten Arten vereinigt werden zu können.

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 483.

Trypanostylus laevigatus n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 32 a—b)

Ein kleines Gehäuse mit engem Gewindewinkel, glatten, flachen Windungen, kaum vertieften Nähten. Die Windungen sind ungefähr so hoch wie breit, dementsprechend stehen die Nähte ziemlich schräg. Bei 7,5 mm Höhe 10 Umgänge. Durchmesser der letzten Windung 2 mm.

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 484.

Trypanostylus carpathicus n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 31 a—b)

Eine Form mit engem Gewindewinkel, abgeflachten, glatten Windungen, kaum vertieften Nähten. Die Windungen sind doppelt so breit als hoch. Die Basis ist abgeflacht und trifft in einer gerundeten Kante mit der abgeflachten Flanke zusammen. Ungenabelt.

Durchmesser der letzten Windung 4 mm, Gesamthöhe (ergänzt): 12 mm. Erhalten sind 7 Windungen bei einer Höhe von 11 mm.

Anzahl der Exemplare: 1.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 485.

Undularia (Orthostomia) concava STOPPANI

(Taf. VIII. Fig. 33)

1860. *Chemnitzia concava* STOPPANI, Pétrif. d'Esino, p. 33. Taf. VII. Fig. 25, 26.
1926. *Undularia (Orthostomia) concava* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 208.

Die stufig abgesetzten Windungen, die unter der Naht gerade abgeschrägte, gegen die Flanke von einer Kante begrenzte Apicalseite, zwei schwach angedeutete Längskiele auf der abgeflachten, steilen Seitenfläche, die durch einen Längskiel gegen die spitzkonische Basisfläche abgegrenzt wird, die drei schwachen Längskiele der Basis stimmen alle bestens mit *U. concava* nach KITTL's Beschreibung (Gastr. d. Esinokalke, p. 158) überein. Auch die Formverhältnisse der letzten Windung sind die gleichen, die vorhergehenden Windungen aber erscheinen bei meinem Exemplar etwas höher als das auf den Abbildungen KITTL's und STOPPANI's dargestellt ist, das Gewinde erscheint stärker auseinandergezogen, was jedoch kaum als spezifischer Unterschied gewertet werden kann.

Institutul Geologic al României

Unter den von KITTL zur Darstellung gebrachten Variationen dieser Form steht mein Exemplar noch der in Textfigur Nr. 84 dargestellten am nächsten.

Anzahl der Exemplare: 1.

Promathildia subornata MÜNSTER

(Taf. VIII. Fig. 35—36)

1841. *Turritella subornata* MÜNSTER, Beiträge, p. 121. Taf. XIII. Fig. 34.
1926. *Promathildia subornata* DIENER, Foss. Cat. pars. 34, p. 219.

Es liegen mir zwei Bruchstücke vor, auf Grund deren ich KITTL's Beschreibung der Art nichts zuzufügen habe. Das eine Bruchstück zeigt bei einem Durchmesser von 4 mm 14 Querfalten. Bei dem zweiten, das die Anfangswindungen ohne die Spitze selber darstellt, hat es den Anschein, als ob die ersten Windungen einen etwas weiteren Gewindewinkel hätten, der dann später enger wird.

Anzahl der Exemplare: 2.

Promathildia barzaviae n. sp.

(Taf. VIII. Fig. 37 a—b)

Die Formverhältnisse und Skulptur erinnern an *P. subnodosa*. Das am vollständigsten erhaltene Gehäuse hat 10 Windungen bei einer Höhe von 7,5 mm. Vom stark winkelig vorspringenden Marginalkiel fällt die Externseite schräg nach innen zum unteren Nahtkiel ab. Der Marginalkiel trägt 14 kräftige Knoten. Diese Knoten, die auf dem Kiel zugespitzt sind, erscheinen nicht in der Längsrichtung der Windung verlängert wie bei *P. subnodosa*, sondern in der Querrichtung. Ausserdem hat *P. subnodosa* zwei Lateralkiele, während vorliegende Form ausser dem oberen und unteren Nahtkiel nur den einen geknoteten Marginalkiel besitzt. Jede weitere Längsskulptur fehlt, während *P. subnodosa* noch zahlreiche Längsstreifen zeigt.

Anzahl der Exemplare: 2.
Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 488.

CEPHALOPODA

Orthoceras campanile MOJSISOVICS

(Taf. IX. Fig. 1 a—b)

1882. *Orthoceras campanile* MOJSISOVICS, Ceph. d. mediterranen Triasprovinz, p 291. Taf. XCIII. Fig. 1—4, 11.
1915. *Orthoceras campanile* DIENER, Foss. Cat. pars. 8, p. 339.

Aus dem Triaskalk von Braşov stammen zwei Bruchstücke, deren Formverhältnisse mit denen des *O. campanile* übereinstimmen.

Anzahl der Exemplare: 2.

Institutul Geologic al României

Orthoceras sp.

(Taf. IX. Fig. 2)

Ausser *O. campanile* liegt noch eine kleine, verhältnismässig stark konisch zulaufende Form vor, die näher nicht bestimmbar ist.

Anzahl der Exemplare: 1.

Pleuronautilus marmolatae MOJSISOVICS

(Taf. IX. Fig. 3)

1882. *Pleuronautilus Marmolatae* MOJSISOVICS, Ceph. d. medit. Triasprovinz, p. 276. Taf. LXXXVI. Fig. 4.

1915. *Pleuronautilus Marmolatae* DIENER, Foss. Cat. pars. 8, p. 347.

Die Formverhältnisse und die Skulptur meines Exemplares stimmen mit *Pl. marmolatae* bestens überein. Auch der von MOJSISOVICS erwähnte, auf der Externseite weit zurückgebogene Sinus der Zuwachsstreifen ist gut zu beobachten.

Der Sipho, der bei MOJSISOVICS' Exemplar nicht zu beobachten ist, liegt bei meinem Exemplar unterhalb der halben Mündungshöhe.

MOJSISOVICS erwähnt auf der Innenseite der Windungen drei Längsrippen. Leider ist von *Pl. marmolatae* bis heute bloss ein einziges Exemplar bekannt geworden, so dass eine Beurteilung der Beständigkeit dieser Längsrippen nicht möglich ist. Der Erhaltungszustand meines Exemplares aber erlaubt die Entscheidung nicht, ob hier Längsrippen, die MOJSISOVICS auch nur auf den inneren Windungen darstellt, vorhanden waren oder nicht.

Anzahl der Exemplare: 1.

Sageceras sp.

(Taf. IX. Fig. 4 a—c)

Hieher gehört ein ganz kleines Bruchstück der inneren Windungen, das eine nähere Bestimmung nicht zulässt. Auf Grund der Formverhältnisse glaube ich aber, dies Bruchstück nur als *Sageceras* bezeichnen zu können.

Anzahl der Exemplare: 1.

Hungarites elsae MOJSISOVICS

(Taf. IX. Fig. 5—6)

1882. *Hungarites Elsae* MOJSISOVICS, Cephalopoden d. medit. Triasprovinz, p. 224. Taf. XXIV. Fig. 6. Taf. XXXIII. Fig. 3, 4.

1915. *Hungarites Elsae* DIENER, Foss. Cat. pars. 8, p. 152.

Diese Form von Braşov deckt sich vollkommen mit der Beschreibung und den Abbildungen bei MOJSISOVICS. Infolge des Erhaltungszustandes sind die sichelförmig gekrümmten Rippenfalten der Flanken nur bei einzelnen Exemplaren und auch da nur schwach sichtbar. Der mehr oder weniger deutlich

Institutul Geologic al României

entwickelte Externkiel erscheint durch Einkerbungen schwach gekörnt, wie das MOJSISOVICS auf Taf. XXXIII. Fig. 3 b, darstellt und auf Seite 224 beschreibt. Ein Bruchstück eines etwas grösseren Exemplares zeigt die Externseite beidseitig des Mediankieles gekantet (Taf. IX. Fig. 6).

Anzahl der Exemplare: 6.

Arpadites sp. aff. *cinensis* MOJSISOVICS

(Taf. IX. Fig. 7)

Ein Bruchstück einer *Arpadites* s. s. Form, die in nächste Verwandtschaft des *Arpadites cinensis* aus dem Esinokalk gehören dürfte. Die Seitenflächen erscheinen glatt (eventuell durch den Erhaltungszustand bedingt), die Externseite wird von der medianen Furche und den sie begleitenden glatten Kielen, die gegen die Seitenfläche nicht abgesetzt sind, eingenommen.

Anzahl der Exemplare: 1.

? *Nannites* n. sp. ind.

(Taf. IX. Fig. 8 a—b)

Ein kleines, glattes Exemplar, bei dem eine nähere Bestimmung kaum durchführbar ist. Es könnte sich um eine Form aus der Nähe des *Nannites spurius* MÜNSTER handeln. Während die inneren Windungen *arcestes* ähnlich, wesentlich dicker sind als hoch, mit breitgerundetem Rücken und gegen den Nabel steil abfallend, wird die letzte Windung viel flacher, nimmt im Vergleich zur vorhergehenden Windung an Höhe wesentlich zu, nicht aber an Dicke, so dass die letzte Windung die vorhergehende an Dicke nicht übertrifft. Die letzte Windung ist ebenso hoch wie dick, hat gerundeten Rücken und flache Flanken. Diese auffallende Änderung des Querschnittes der Windungen ist sehr charakteristisch. Ähnliche Verhältnisse scheinen mir auch in den Abbildungen des *N. spurius* bei MOJSISOVICS (Ceph. d. medit. Triasprovinz Taf. XXVIII. Fig. 15—17) angedeutet.

Leider sind an meinem Exemplar Lobenlinien nicht sichtbar.

Anzahl der Exemplare: 1.

Trachyceras coronense n. sp.

(Taf. IX. Fig. 9)

? 1882. *Trachyceras* indet. MOJSISOVICS. Ceph. d. medit. Triasprovinz. Taf. XVIII. Fig. 3.

MOJSISOVICS bildet (Ceph. d. medit. Triasprovinz. Taf. XVIII. Fig. 3) als *Trachyceras* indet. aus der Zone des *Trach. archelaus* des Abtey Tales bei Corvara einen kleinen *Trachyceras* ab, den er in die Gruppe der *Trachycerata furcosa* stellt. In der Tafelerklärung meint er, dass dies Exemplar vielleicht zu *Tr. richthofeni* oder zu *Tr. judicarium* gehöre.

Institutul Geologic al României

Von einer näheren Verwandtschaft mit *Tr. richthofeni* kann jedoch kaum die Rede sein, da erscheinen die Formverhältnisse doch zu abweichend und die Ausbildung der Rippen und deren Knotung zu verschieden. Ebenso scheint mir die Form von *Tr. judicarium* abzuweichen.

Mit diesem *Trachyceras* sp. indet. scheinen nun kleine Exemplare aus der Trias von Brașov übereinzustimmen. Der weite Nabel, die mit fünf Knoten besetzten kräftigen Rippen scheinen gleich ausgebildet zu sein. Die Rippen sind bei meinen Exemplaren auf der Externseite durch eine ganz schmale Furche unterbrochen und endigen hier in Knoten. Diese knotigen Rippenenden stehen an der medianen Externfurche wechselständig.

Nach Mojsisovics (l. c., p. 94) ist die alternierende Stellung der Externdornen der beiden Windungshälften für die Mehrzahl der älteren Trachyceraten aus den Zonen mit *Trachyceras reitzi* und mit *Trachyceras archelaus* charakteristisch. Eine regelmässige Korrespondenz der Externdornen stellt sich erst bei Formen der Cassianer und Raibler Schichten ein.

Mojsisovics stellt nun allerdings seinen *Trachyceras* sp. indet. in die Gruppe der *Trachyceras furcosa* zusammen mit *Tr. judicarium* und *Tr. richthofeni*. Diese letzteren reihte er dann später (Hallstätter Kalke II, p. 622) in sein Subgenus *Anolcites* ein, bei dem die Rippen auf der Externseite nicht unterbrochen werden, sondern die Externknoten geradlinig verbinden. Die Externknoten müssen bei diesen somit korrespondieren.

Auf Grund der Abbildung des *Trachyceras* sp. indet. bei Mojsisovics hat es nicht den Anschein, als ob eine Beurteilung der Externseite möglich wäre.

Trachyceras coronense n. sp. gehört zu *Trachyceras* s. s. Auf der Externseite stehen beidseitig der medianen Furche je eine Doppelreihe von Knoten, wobei jedoch die beidseitig an die Furche grenzenden Knoten wechselständig stehen. Dies Alternieren der Externknoten würde nun eher für *Protrachyceras* sprechen, doch scheint dies ein sehr unbeständiges Merkmal zu sein, da Mojsisovics als zur gleichen Art gehörend Exemplare mit alternierenden und auch solche mit korrespondierenden Externknoten abbildet (*Protrachyceras Thous.*, l. c., Taf. CLXVIII. Fig. 10 b und Fig. 8 b). Sogar beim gleichen Individuum scheint dies im Verlaufe des individuellen Wachstums sich ändern zu können (l. c., Taf. CLXVIII. Fig. 10 b und Fig. 11 b). Ferner bildet Mojsisovics *Protrachyceras laricum* (Ceph. d. med. Triasprovinz, Taf. XXIII. Fig. 13 b) mit deutlich wechselständigen Externknoten ab, *Protrachyceras chiesense* aber (l. c., Taf. XXXIV. Fig. 4 b) mit genau korrespondierenden Externknoten und bemerkt (l. c., p. 96) ausdrücklich, dass der Externteil des *Protrachyceras laricum* ziemlich genau dem des *Protr. chiesense* entspräche (!).

Ausser der Reihe Doppelknoten auf der Externseite tragen die kräftigen Rippen des *Trachyceras coronense* auf der Lateralfläche zwei Knoten, ferner

Institutul Geologic al României

einen Umbilicalknoten. Vom äusseren Lateralknoten gabeln sich einzelne der Rippen gegen den Externteil.

Anzahl der Exemplare: 2.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Inst. Geol. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 496.

Arcestes (Proarcestes) barrandei LAUBE

(Taf. IX. Fig. 10—11)

1869. *Arcestes Barrandei* LAUBE, St. Cassian, p. 90. Taf. XLIII. Fig. 2.
1915. *Arcestes Barrandei* DIENER, Foss. Cat. pars. 8, p. 45.

Diese Form, die mit *A. barrandei* gut übereinstimmt, liegt mir in einer Anzahl kleiner Exemplare vor. Der verhältnismässig schmale, gerundete Rücken, die flachgewölbt zur grössten Windungsbreite um den Nabel schräg nach aussen abfallenden Seitenflächen charakterisieren diese Form. Mir liegen nur wesentlich kleinere Exemplare vor, als das einzige von St. Cassian bisher bekannt gewordene Exemplar, das einen Durchmesser von 53 mm hat. Bei der grossen Übereinstimmung der Formverhältnisse aber kann an einer Identität nicht gezweifelt werden.

Anzahl der Exemplare: 10.

Arcestes sp. ind. aff. *A. boeckhi* MOJSISOVICS

(Taf. IX. Fig. 12—13)

Häufiger als vorige Form findet sich eine breitrückigere kugeligere Form mit gerundeteren Seitenflächen. Von dieser Art liegen leider nur kleine Exemplare vor, die eine sichere Bestimmung oder Neubeschreibung kaum zulassen.

Anzahl der Exemplare: 18.

Arcestes sp.

(Taf. IX. Fig. 14 a—b)

Von einer dritten Arcestes-Form, die weiter genabelt ist, mit breiten, niederen Windungen liegen zwei Exemplare vor, die aber auch keine nähere Bearbeitung zulassen.

Anzahl der Exemplare: 2.

Atractites boeckhi (STÜRZENBAUM)

(Taf. IX. Fig. 15—16)

1876. *Orthoceras boeckhi* STÜRZENBAUM, Adatok a Bakony Ceratites Reitzi szint faunájának ismeretéhez. Föld. Közl. V, p. 254. Taf. IV. Fig. 1.
1915. *Atractites boeckhi* DIENER, Foss. Cat. pars. 8, p. 18.

Zwei Bruchstücke mit elliptischem Querschnitt, deren Dimensionsverhältnisse, sowie die auf der Lateral- und Dorsalseite sattelförmig etwas nach oben gebogenen Kammerwände stimmen gut mit den Verhältnissen bei *A. boeckhi* überein.

Anzahl der Exemplare: 2.

Manuskript eingegangen Mai 1934

Institutul Geologic al României

NACHTRAG

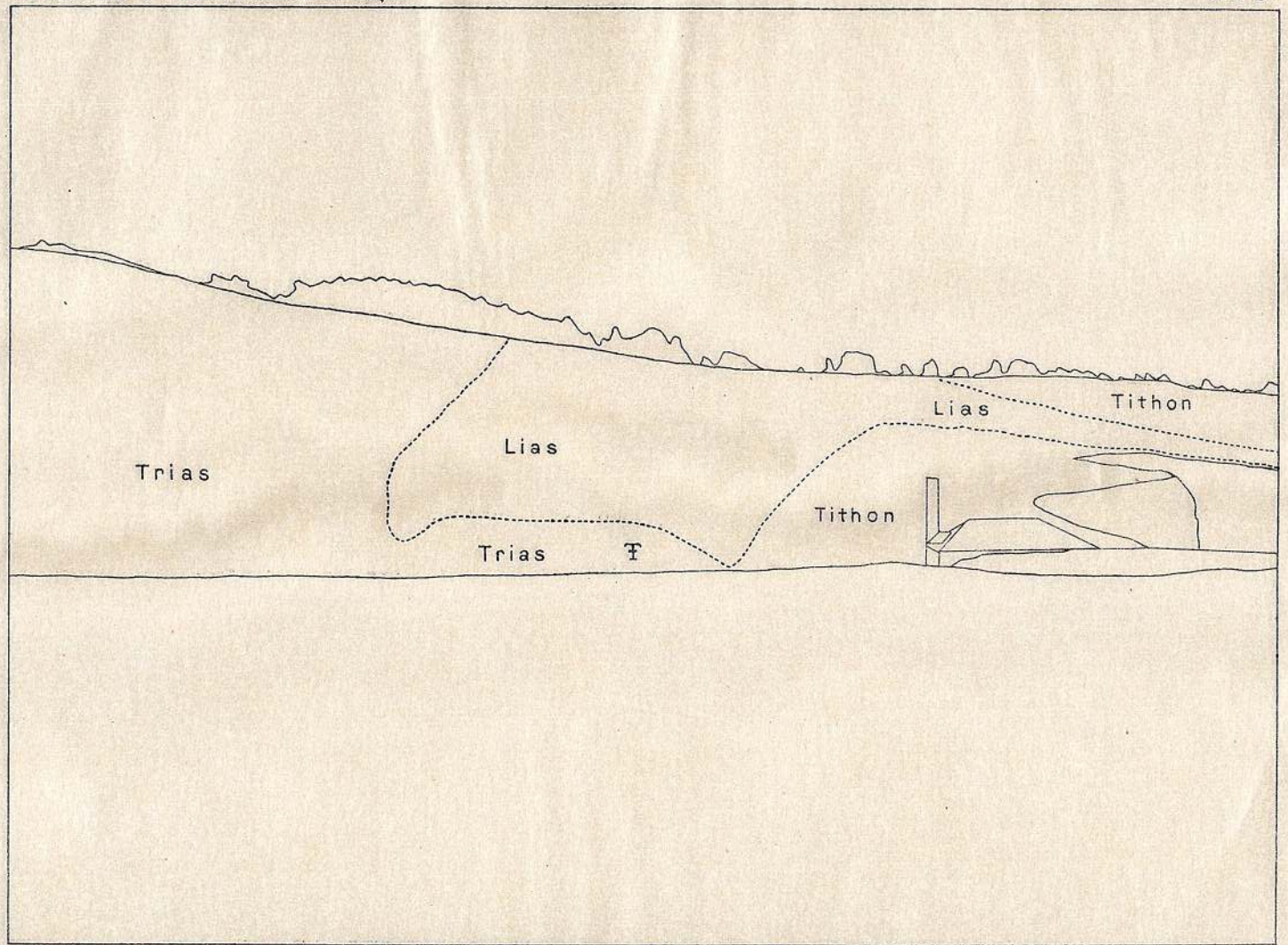
Erst nach Drucklegung dieser Arbeit kamen mir die von KUTASSY bearbeiteten Nachtragsbände der triasischen Lamellibranchiaten und Cephalopoden aus den Jahren 1931 und 1933 in die Hand. Durch dies Übersehen hat meine Arbeit aber, wie ich nachträglich feststellen konnte, keinen Schaden erlitten. Änderungen in der Namengebung werden dadurch nicht notwendig.

Dagegen kann ich es nicht unterlassen auf einen schweren Irrtum KUTASSY's hinzuweisen. Eine Publikation, die internationale wissenschaftliche Geltung beansprucht, wie der *Fossilium Catalogus*, darf nicht zu einem politischen Propagandamittel entwürdigt werden. Der *Fossilium Catalogus* hat in erster Linie die Aufgabe, eine leichte und schnelle Orientierung zu ermöglichen, darf aber unter gar keinen Umständen bewusst irreführen. In diesen zwei Bänden aber fügt KUTASSY den Ortsbezeichnungen, die wir aus Siebenbürgen (Rumänien) kennen, in Klammer Ungarn hinzu. Dies muss zu der Vorstellung führen, dass es auch in Ungarn Lokalitäten mit den gleichen Bezeichnungen gebe und KUTASSY eben extra darauf hinweisen wolle, dass nicht das Bihar-Gebirge, Kodru-Gebirge oder Moma-Gebirge in Rumänien, sondern Gebirge gleichen Namens in Ungarn gemeint seien. Wie KUTASSY aber sehr genau weiss, liegen die Gebirge, die er meint, in Rumänien und nicht in Ungarn. Es handelt sich hier keineswegs um vereinzelte Missverständnisse, vielmehr konnte ich schon bei flüchtiger Durchsicht der beiden Bände nicht weniger als 137 solcher bewusst falscher, irreführender Angaben zählen.

Zweifellos ist dies ohne Kenntnis des Herausgebers erfolgt, da so ein Vorgehen das Niveau und die internationale wissenschaftliche Geltung des *Fossilium Catalogus* schwer schädigen muss. Bei einer Veröffentlichung von der Natur des *Fossilium Catalogus* wäre notwendig gewesen, von Beginn an die Mitarbeiter zu einem einheitlichen Gebrauch der geographischen Ortsbezeichnungen zu verpflichten. Es kann nicht der Willkür jedes einzelnen überlassen bleiben, ob er sich an den Atlas von vor oder an den von nach 1919 hält. Zu Kundgebungen patriotischer Gesinnung aber dürften andere Veröffentlichungen besser geeignet sein als der *Fossilium Catalogus*.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



Südostabhang des Schneckenberges bei Brașov

Institutul Geologic al României



Impr. Mémin - Tortellier Arcueil (Seine)

Institutul Geologic al României

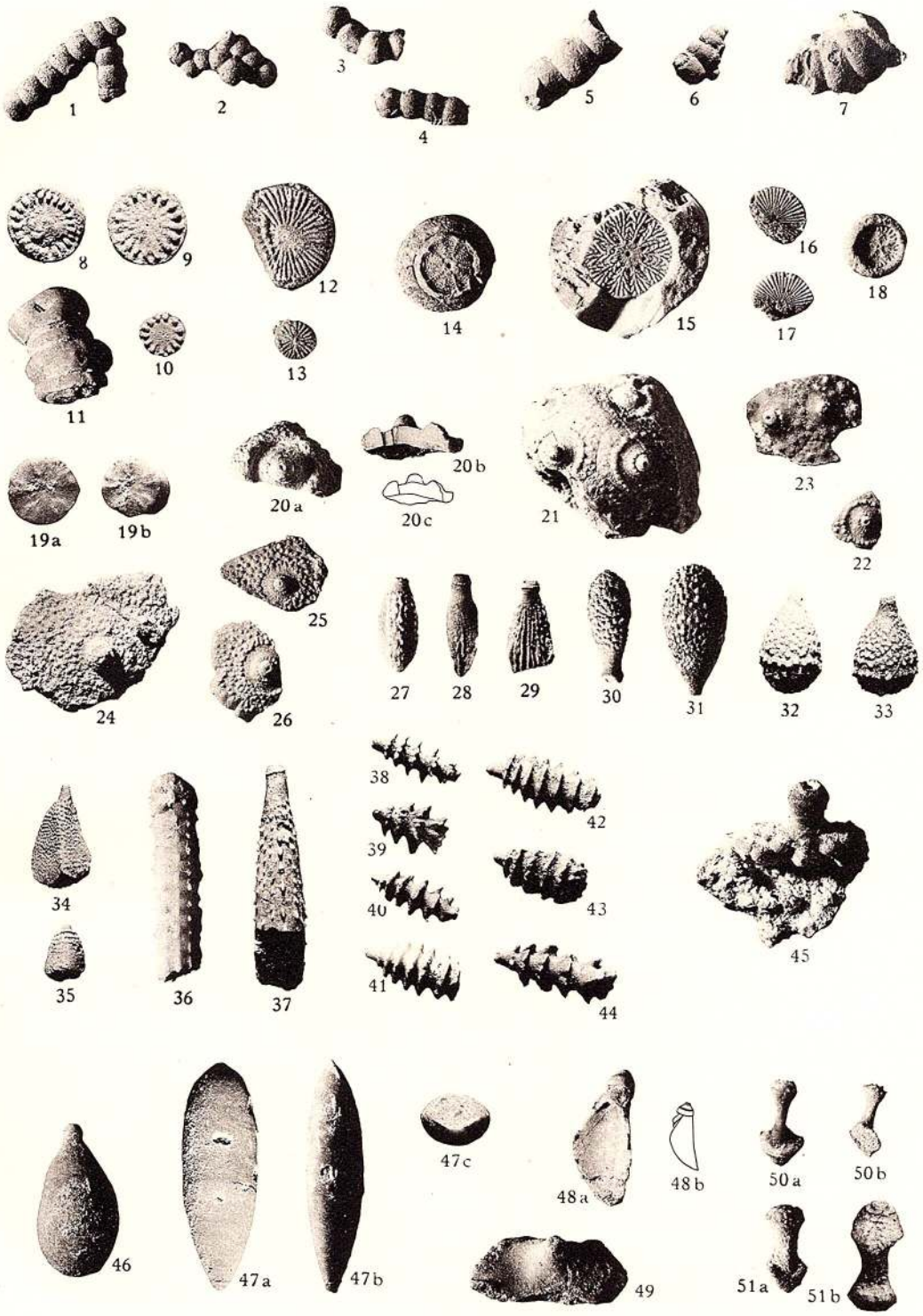
TAFEL II

Institutul Geologic al României

TAFEL II

Fig.			
	1— 7	*Colospongia dubia* MÜNSTER (1/1)	39
	8—11	*Encrinus cassianus* LAUBE (6/5)	40
	12—13	*Encrinus granulosus* MÜNSTER (3/2)	40
	14	*Encrinus varians* MÜNSTER (3/2)	41
	15	*Encrinus coronensis* n. sp. (5/3)	41
	16—17	*Encrinus carpathicus* n. sp. (2/1)	42
	18	*Isocrinus* sp. (2/1)	42
	19 a-b	*Isocrinus racadaui* n. sp. (a = 2.6/1; b = 2.3/1)	42
	20 a-c	*Cidaris coronensis* n. sp. (a. b. = 3/2; c = 1/1)	44
	21—22	*Miocidaris curmaturi* n. sp. (2/1)	43
	23	*Miocidaris subcoronata* (2.25/1)	43
	24—26	*Cidaris barzaviae* n. sp. (2/1)	43
	27	*Cidaris alata subalata* d'ORB (2/1); adapicale Fläche	44
	28	*Cidaris alata subalata* d'ORB (2/1); adorale Fläche	44
	29	*Cidaris alata subalata* d'ORB (5/3); adorale Fläche	44
	30	*Cidaris alata poculiformis* BATHER (3/2); adapicale Fläche	44
	31	*Cidaris dorsata* MÜNSTER (3/2)	45
	32—33	*Cidaris dorsata* marginata BATHER (3/2)	45
	34—35	*Cidaris trigona* MÜNSTER (4/3)	46
	36	*Cidaris similis* DESOR (2/1)	46
	37	*Cidaris wächteri* WISSMANN (3/2)	46
	38—44	*Cidaris roemeri* WISSMANN (3/2)	47
	45	*Radiolus herbichi* n. sp. (3/2)	50
	46	*Radiolus alutensis* n. sp. (3/2)	49
	47 a-c	*Radiolus racadaui* n. sp. (3/2)	49
	48 a-b	*Radiolus antipai* n. sp. (a = 2/1; b = 1/1)	50
	49	*Anaulocidaris testudo* BATHER (5/3)	51
	50 a-b	*Radiolus adametzi* n. sp. (a = 2.25/1; b = 2/1)	49
	51 a-b	*Radiolus adametzi* n. sp. (a = 1.7/1; b = 2.2/1)	49

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

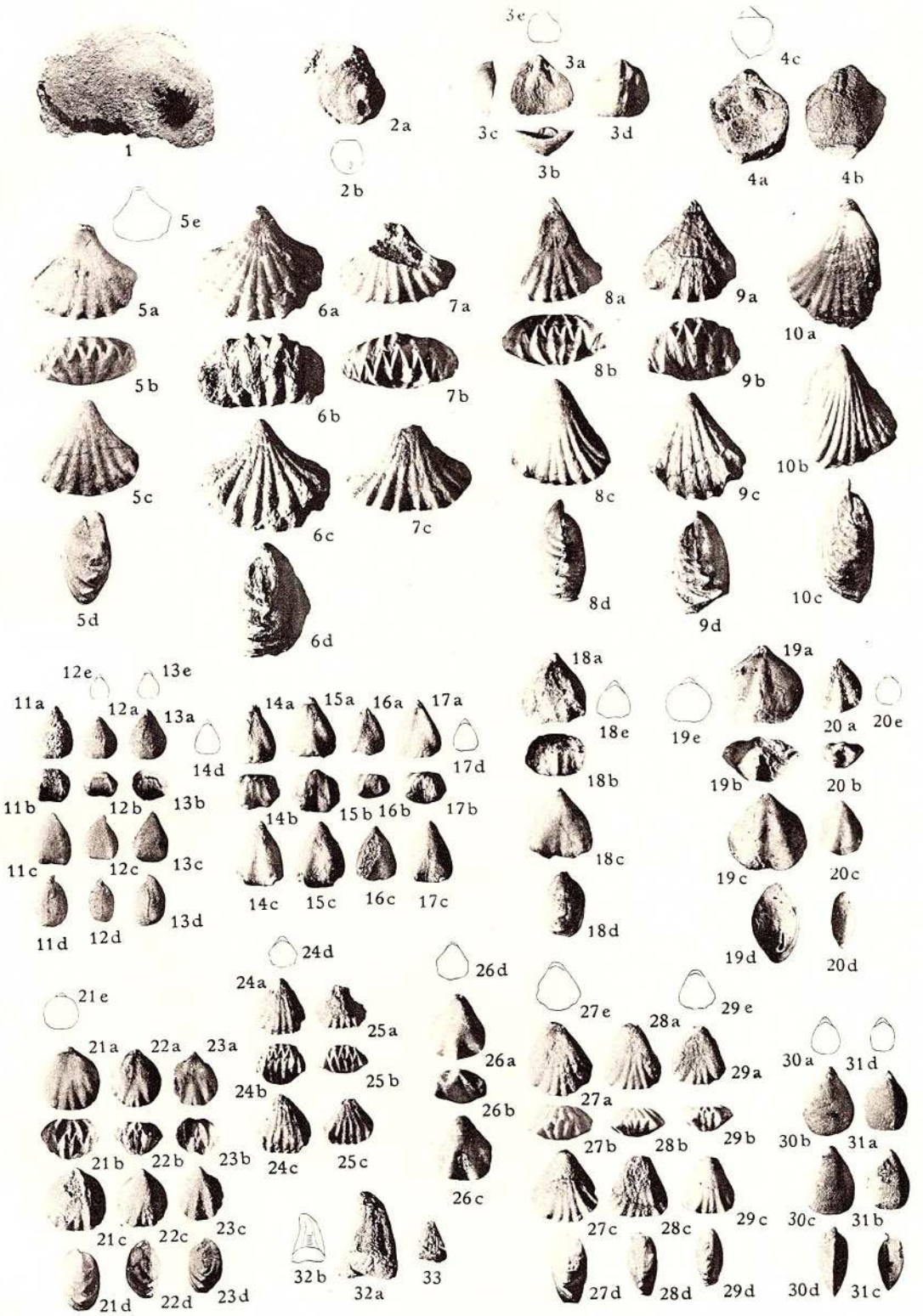
TAFEL III

Institutul Geologic al României

TAFEL III

Fig. 1 *Discina* sp. (3/2) 51
2 *Discina* n. sp. indet. (2 b = 1/1) 51
3 a-e *Thecidea asperulata* BITTNER (3 e = 1/1) 52
4 a-c *Thecidea asperulata* BITTNER (4 c = 1/1) 52
5 a-e *Rhynchonella brasoviae* n. sp. (5 e = 1/1) 52
6 a-d *Rhynchonella coronae* n. sp. (Typ) (8/5) 52
7 a-c *Rhynchonella coronae* n. sp. var. 52
8 a-d *Rhynchonella dacica* n. sp. (3/2) 53
9 a-d *Rhynchonella alutae* n. sp. (3/2) 54
10 a-c *Rhynchonella racadaui* n. sp. (3/2) 54
11 a-d *Rhynchonella cynodon* var. *nuda* n. var. 55
12 a-e *Rhynchonella cynodon* var. *nuda* n. var. (12 e = 1/1) 55
13 a-e *Rhynchonella cynodon* var. *nuda* n. var. (Typ) (13 e = 1/1) 55
14 a-d *Rhynchonella cynodon* LAUBE (d = 1/1) 54
15 a-c *Rhynchonella cynodon* LAUBE 54
16 a-c *Rhynchonella cynodon* LAUBE 54
17 a-d *Rhynchonella cynodon* LAUBE (d = 1/1) 54
18 a-e *Rhynchonella cynodon* var. *triplicata* n. var (e = 1/1) 55
19 a-e *Rhynchonella tricostata* MÜNSTER (e = 1/1) 56
20 a-e *Rhynchonella tricostata* MÜNSTER (e = 1/1) 56
21 a-e *Rhynchonella barzaviae* n. sp. (Typ) (e = 1/1) 56
22 a-d *Rhynchonella barzaviae* n. sp. 56
23 a-d *Rhynchonella barzaviae* n. sp. 56
24 a-d *Rhynchonella curmaturi* n. sp. (Typ) (d = 1/1) 57
25 a-c *Rhynchonella curmaturi* n. sp. 57
26 a-d *Rhynchonella transsylvanica* n. sp.. 57
27 a-e *Rhynchonella meschendörferi* n. sp. (e = 1/1) 57
28 a-d *Rhynchonella meschendörferi* n. sp. (Typ) 57
29 a-e *Rhynchonella meschendörferi* n. sp. (e = 1/1) 57
30 a-d *Rhynchonella (Austriella ?) parva* n. sp. (d = 1/1) 58
31 a-d *Rhynchonella (Austriella ?) herbichi* n. sp. (d = 1/1) 58
32 a-b *Cyrtina (Bittnerula) zitteli* BITTNER (b = 1/1) 60
33 *Cyrtina (Bittnerula) zitteli* BITTNER 60

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

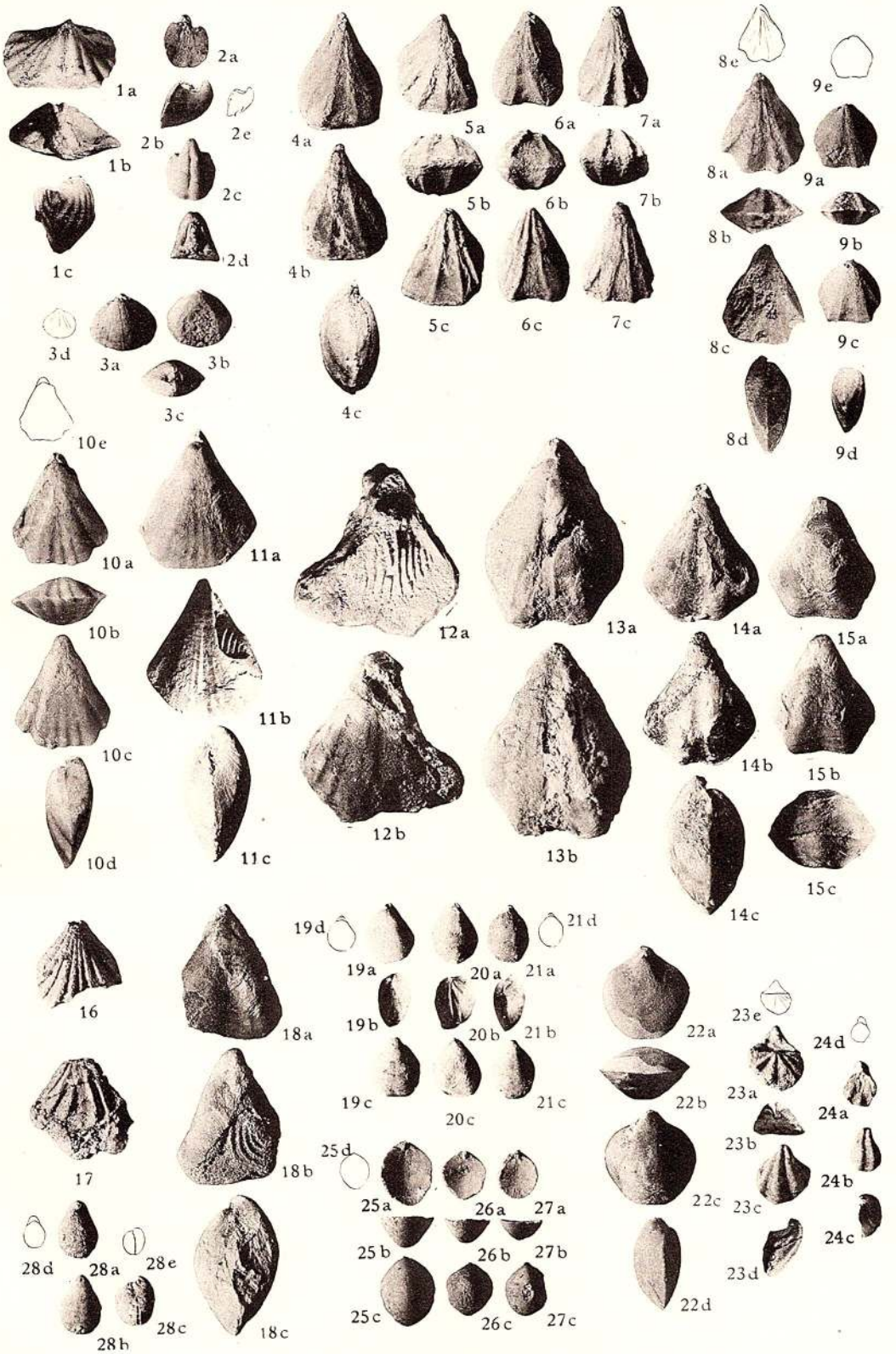
TAFEL IV

Institutul Geologic al României

TAFEL IV

Fig. 1 a-c *Spiriferina fragilis* SCHLOTH. (3/2) 59
2 a-e *Spiriferina simionescui* n. sp. (e = 1/1) 59
3 a-d *Spiriferina stefanescui* n. sp. (d = 1/1). 59
4 a-c *Spirigera athanasiui* n. sp. (Typ) (3/2) 61
5 a-c *Spirigera athanasiui* n. sp. 61
6 a-c *Spirigera athanasiui* n. sp. 61
7 a-c *Spirigera athanasiui* n. sp. 61
8 a-e *Spirigera fasciataeformis* n. sp. (e = 1/1). 61
9 a-e *Spirigera fasciataeformis* n. sp. (e = 1/1). 61
10 a-e *Spirigera fasciata* n. sp. (e = 1/1) 60
11 a-c *Spirigera macovei* n. sp. (3/2) 61
12 a-b *Spirigera coronae* n. sp. 62
13 a-b *Spirigera coronae* n. sp. (Typ) (3/2). 62
14 a-c *Spirigera coronae* n. sp. 62
15 a-c *Spirigera coronae* n. sp. 62
16 *Spirigera carpathica* n. sp. (3/2) 62
17 *Spirigera quinquecostata* MÜNSTER (3/2) 63
18 a-c *Spirigera romana* n. sp. (3/2). 63
19 a-d *Spirigera indistincta* BEYR. (d = 1/1) 63
20 a-c *Spirigera indistincta* BEYR. 63
21 a-d *Spirigera indistincta* BEYR. (d = 1/1) 63
22 a-d *Spirigera wissmanni* MÜNSTER (3/2) 64
23 a-e *Retzia carpathica* n. sp. (e = 1/1) 64
24 a-d *Retzia schafferi* n. sp. (d = 1/1) 64
25 a-d *Koninckella trauthi* n. sp. (Typus) (d = 1/1) 64
26 a-c *Koninckella trauthi* n. sp. 64
27 a-c *Koninckella trauthi* n. sp. 64
28 a-e *Terebratula cassiana* BITTNER (d und e = 1/1) 65

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

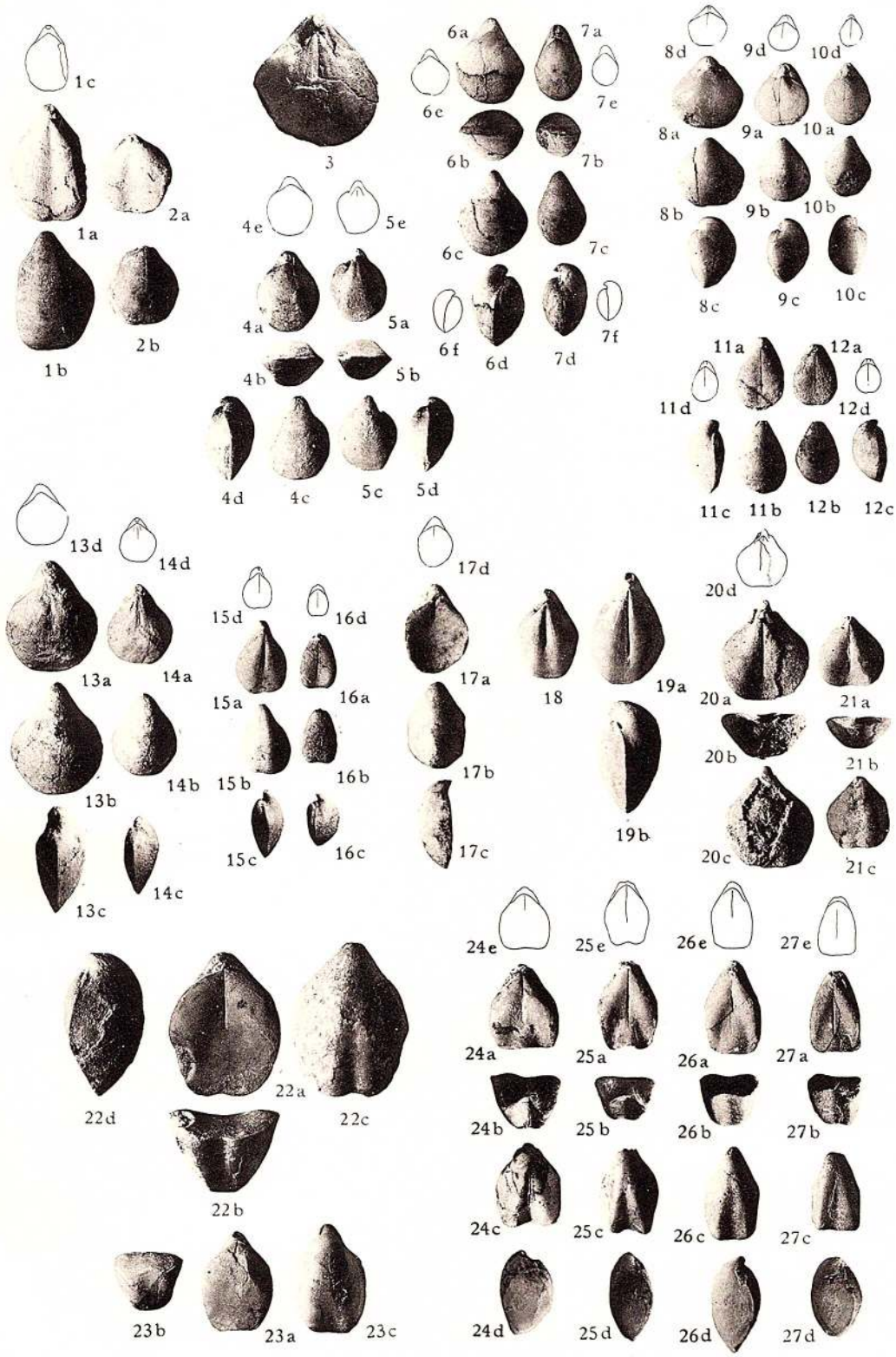
TAFEL V

Institutul Geologic al României

TAFEL V

Fig. 1 a-c *Waldheimia angustaeformis* BOECKH (c = 1/1) 65
2 a-b *Waldheimia angustaeformis* BOECKH 65
3 *Waldheimia dacica* n. sp. (3/2) 66
4 a-e *Waldheimia dacica* n. sp. (Typ) (e = 1/1) 66
5 a-e *Waldheimia dacica* n. sp. (e = 1/1) 66
6 a-f *Waldheimia predai* n. sp. (Typ) (f = 1/1) 66
7 a-f *Waldheimia predai* n. sp. (f = 1/1) 66
8 a-d *Waldheimia subangusta* MÜNSTER (d = 1/1) 66
9 a-d *Waldheimia subangusta* MÜNSTER (d = 1/1) 66
10 a-d *Waldheimia subangusta* MÜNSTER (d = 1/1) 66
11 a-d *Waldheimia barzaviae* n. sp. (Typ) (d = 1/1) 67
12 a-d *Waldheimia barzaviae* n. sp. (d = 1/1) 67
13 a-d *Waldheimia alutae* n. sp. (Typ) (d = 1/1) 67
14 a-d *Waldheimia alutae* n. sp. (d = 1/1) 67
15 a-d *Waldheimia wachneri* n. sp. (Typ) (d = 1/1) 67
16 a-d *Waldheimia wachneri* n. sp. (d = 1/1) 67
17 a-d *Waldheimia triadica* n. sp. (d = 1/1) 67
18 *Waldheimia piai* n. sp. (Typ) (3/2) 68
19 a-b *Waldheimia piai* n. sp. 68
20 a-d *Waldheimia angusta* var. rosaliae SALOMON (d = 1/1) 68
21 a-c *Waldheimia angusta* var. rosaliae SALOMON 68
22 a-d *Waldheimia kühni* n. sp. (3/2) 69
23 a-c *Waldheimia kühni* n. sp. 69
24 a-e *Waldheimia zugmayeri* BITTNER (e = 1/1) 69
25 a-e *Waldheimia zugmayeri* BITTNER (e = 1/1) 69
26 a-e *Waldheimia zugmayeri* BITTNER (e = 1/1) 69
27 a-e *Waldheimia zugmayeri* BITTNER (e = 1/1) 69

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

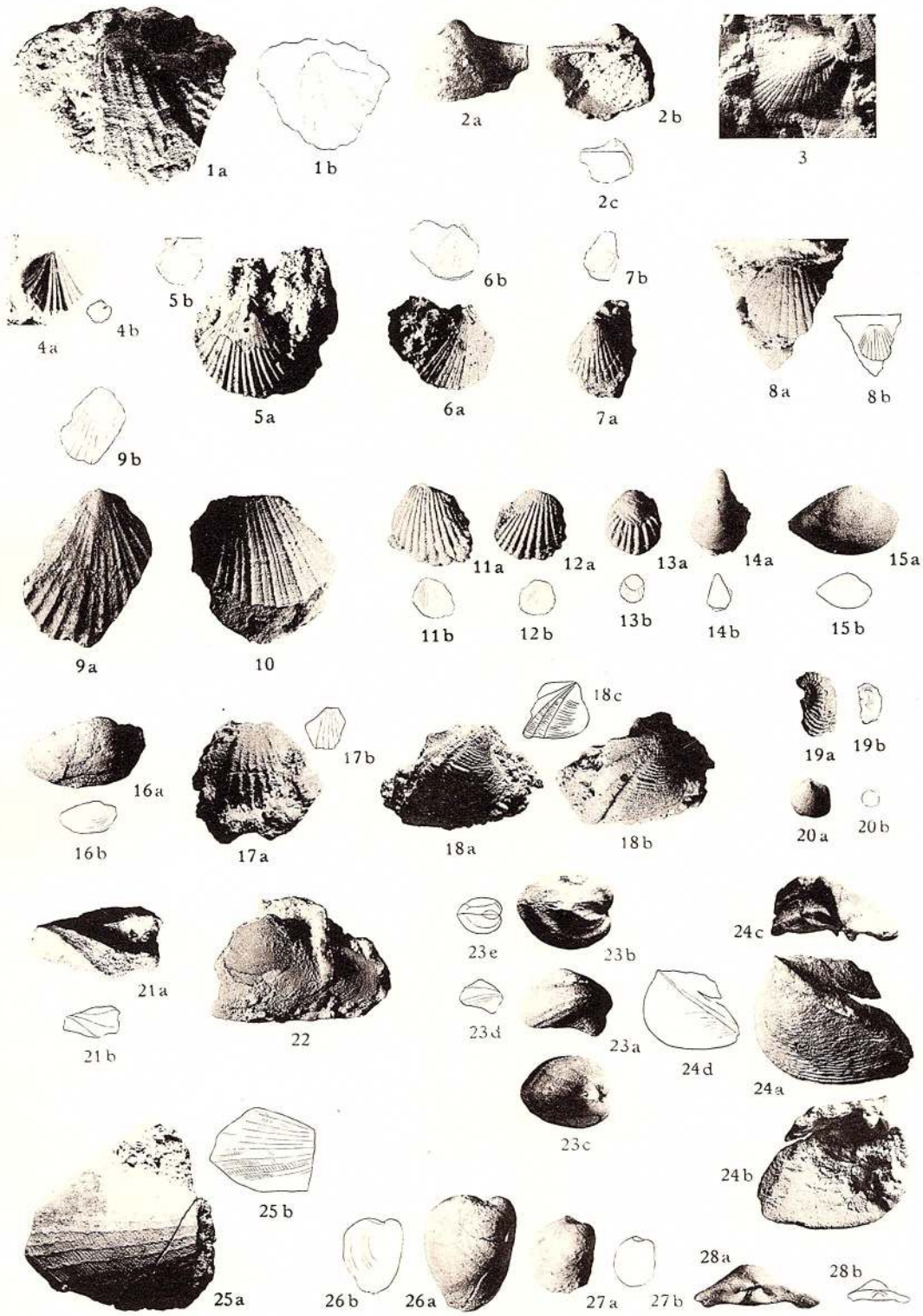
TAFEL VI

Institutul Geologic al României

TAFEL VI

Fig. 1 a-b *Cassianella decussata* MÜNSTER (b = 1/1) 70
2 a-c *Cassianella* sp. aff. *gryphaeata* MÜNSTER (c = 1/1) 71
3 *Daonella lommeli* MOJS. 71
4 a-b *Pecten coronensis* n. sp. (b = 1/1) 71
5 a-b *Pecten alutensis* n. sp. (b = 1/1) 72
6 a-b *Pecten alberti* n. sp. (b = 1/1) 72
7 a-b *Pecten interstriatus* MÜNSTER (b = 1/1) 72
8 a-b *Pecten* sp. (b = 1/1) 72
9 a-b *Pecten subaequicostatus* BITTNER (b = 1/1) 73
10 *Lima podeki* n. sp. (1/1) 74
11 a-b *Lima* sp. (b = 1/1) 74
12 a-b *Lima* sp. (b = 1/1) 74
13 a-b *Enantiostreon triadicum* n. sp. (b = 1/1) 74
14 a-b *Modiola klipsteini* BITTNER (b = 1/1) 75
15 a-b *Leda dacica* n. sp. (b = 1/1) 75
16 a-b *Cucullaea impressa* MÜNSTER (b = 1/1) 75
17 a-b *Myophoria* sp. aff. *ornata* MÜNSTER (b = 1/1) 76
18 a-c *Myophoria teutschi* n. sp. (c = 1/1) 76
19 a-b *Opis* sp. aff. *laubei* BITTNER (b = 1/1) 81
20 a-b *Myophoricardium* sp. aff. *lineatum* WOEHRMANN (b = 1/1) 81
21 a-b *Myophoria* n. sp. indet. (b = 1/1). 78
22 *Pachycardia plieningeri* BROILI (5/4) 78
23 a-e *Cardita coronensis* n. sp. (d und e = 1/1) 79
24 a-d *Myophoria predai* n. sp. (d = 1/1) 77
25 a-b *Myoconcha* sp. aff. *broili* WAAGEN (b = 1/1) 80
26 a-b *Cardiomorpha coronensis* n. sp. (b = 1/1) 81
27 a-b *Cardiomorpha coronensis* n. sp. (b = 1/1) 81
28 a-b *Schafhäutlia* sp. aff. *laubei* BITTNER 81

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

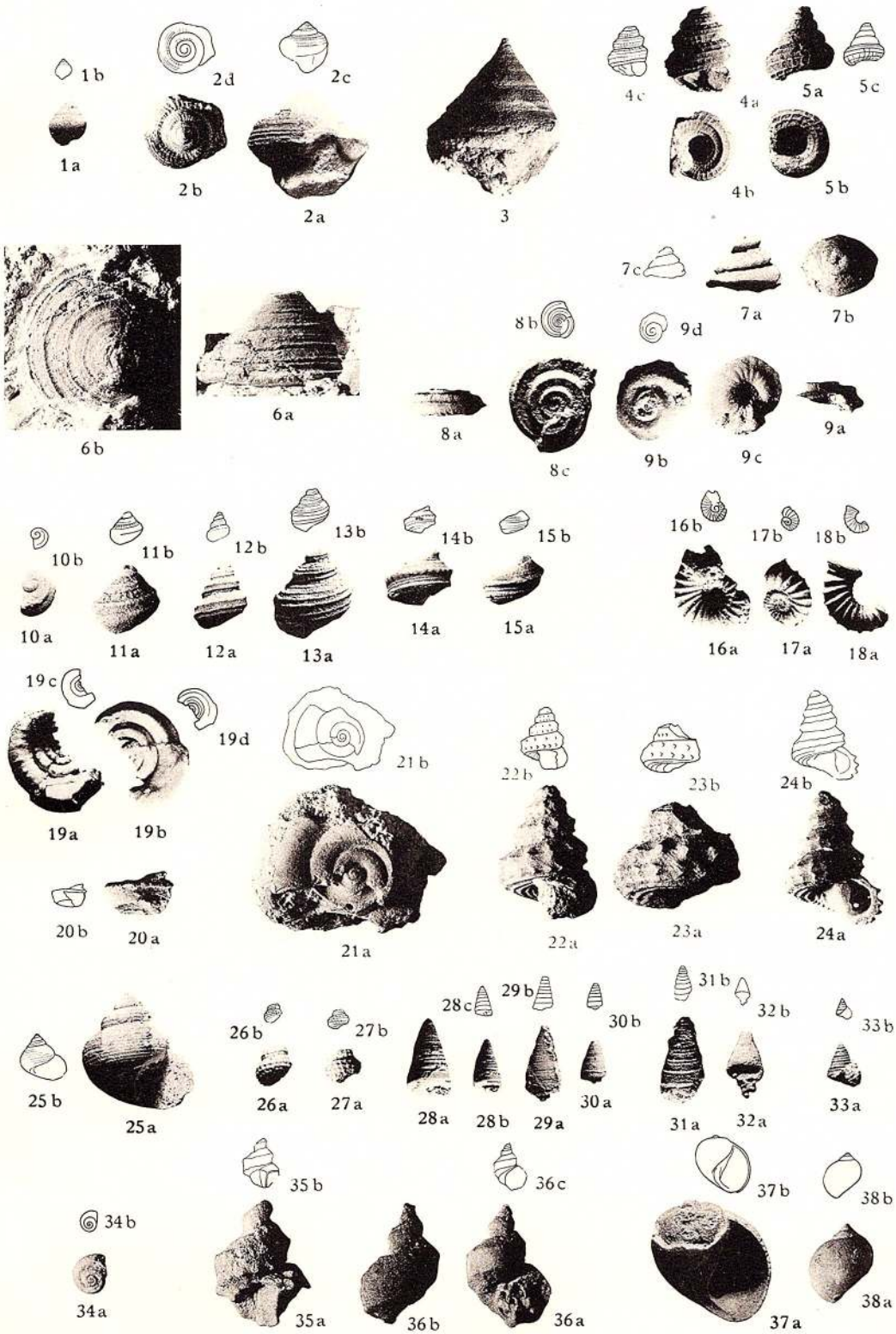
TAFEL VII

Institutul Geologic al României

TAFEL VII

Fig. 1 a-b *Laubella delicata* LAUBE (b = 1/1) 83
2 a-d *Pleurotomaria barzaviae* n. sp. (c und d = 1/1) 83
3 *Pleurotomaria kräutneri* n. sp. (9/8) 83
4 a-c *Pleurotomaria mrazeci* n. sp. (c = 1/1. In der Kontur der letzten Windung, rechts ein kleiner Fehler, siehe die Photographie) 84
5 a-c *Pleurotomaria mrazeci* var. *acuta* n. var. (c = 1/1) 84
6 a-b *Pleurotomaria racadaui* n. sp. (1/1) 84
7 a-c *Ptychomphalina protei* MÜNSTER (c = 1/1) 85
8 a-c *Schizogonium serratum* MÜNSTER (c = 1/1) 85
9 a-d *Schizogonium serratum* MÜNSTER (c = Basalseite) (d = 1/1) 85
10 a-b *Temnotropis carinata* MÜNSTER (b = 1/1) 85
11 a-b *Trachybembix junonis* KITTL (b = 1/1) 86
12 a-b *Worthenia esinensis* KITTL (b = 1/1) 86
13 a-b *Worthenia romana* n. sp. (b = 1/1) 86
14 a-b *Worthenia coronata* var. *plicosa* KITTL (b = 1/1) 87
15 a-b *Worthenia johannisaustriae* KLIPSTEIN (b = 1/1) 87
16 a-b *Brochidium coronense* n. sp. (Basalseite) (b = 1/1) 88
17 a-b *Brochidium coronense* n. sp. (Apicalseite) (b = 1/1) 88
18 a-b *Brochidium coronense* n. sp. (Bruchstück mit erhaltener Mündung) (b = 1/1) 88
19 a-d *Euomphalus carpathicus* n. sp. (a = Apicalseite; b = Basalseite) (c und d = 1/1) 88
20 a-b *Euomphalus* sp. indet. (b = 1/1) 88
21 a-b *Euomphalus triasicus* n. sp. (b = 1/1) 88
22 a-b *Astralium simionescui* n. sp. (b = 1/1) 89
23 a-b *Astralium simionescui* n. sp. (b = 1/1) 89
24 a-b *Astralium simionescui* n. sp. var. (b = 1/1) 89
25 a-b *Collonia cincta* MÜNSTER (b = 1/1) 90
26 a-b *Eucycloscala circumnodosa* KITTL (b = 1/1) 90
27 a-b *Eucycloscala circumnodosa* KITTL (b = 1/1) 90
28 a-b *Trochus (Tectus) coronensis* n. sp. (b = 1/1) 90
29 a-b *Trochus (Tectus) coronensis* n. sp. (b = 1/1) 90
30 a-b *Trochus (Tectus) coronensis* n. sp. (b = 1/1) 90
31 a-b *Trochus (Tectus) coronensis* n. sp. var. (b = 1/1) 91
32 a-b *Trochus (Tectus) coronensis* n. sp. var. (b = 1/1) 91
33 a-b *Trochus (Tectus) racadaui* n. sp. (b = 1/1) 91
34 a-b *Umbonium helicoides* MÜNSTER (b = 1/1) 91
35 a-b *Fossariopsis binodosa* MÜNSTER (b = 1/1) 92
36 a-b *Fossariopsis binodosa* MÜNSTER (b = 1/1) 92
37 a-b *Hologyra cassiana* WISSMANN (b = 1/1) 92
38 a-b *Hologyra cassiana* WISSMANN (b = 1/1) 92

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

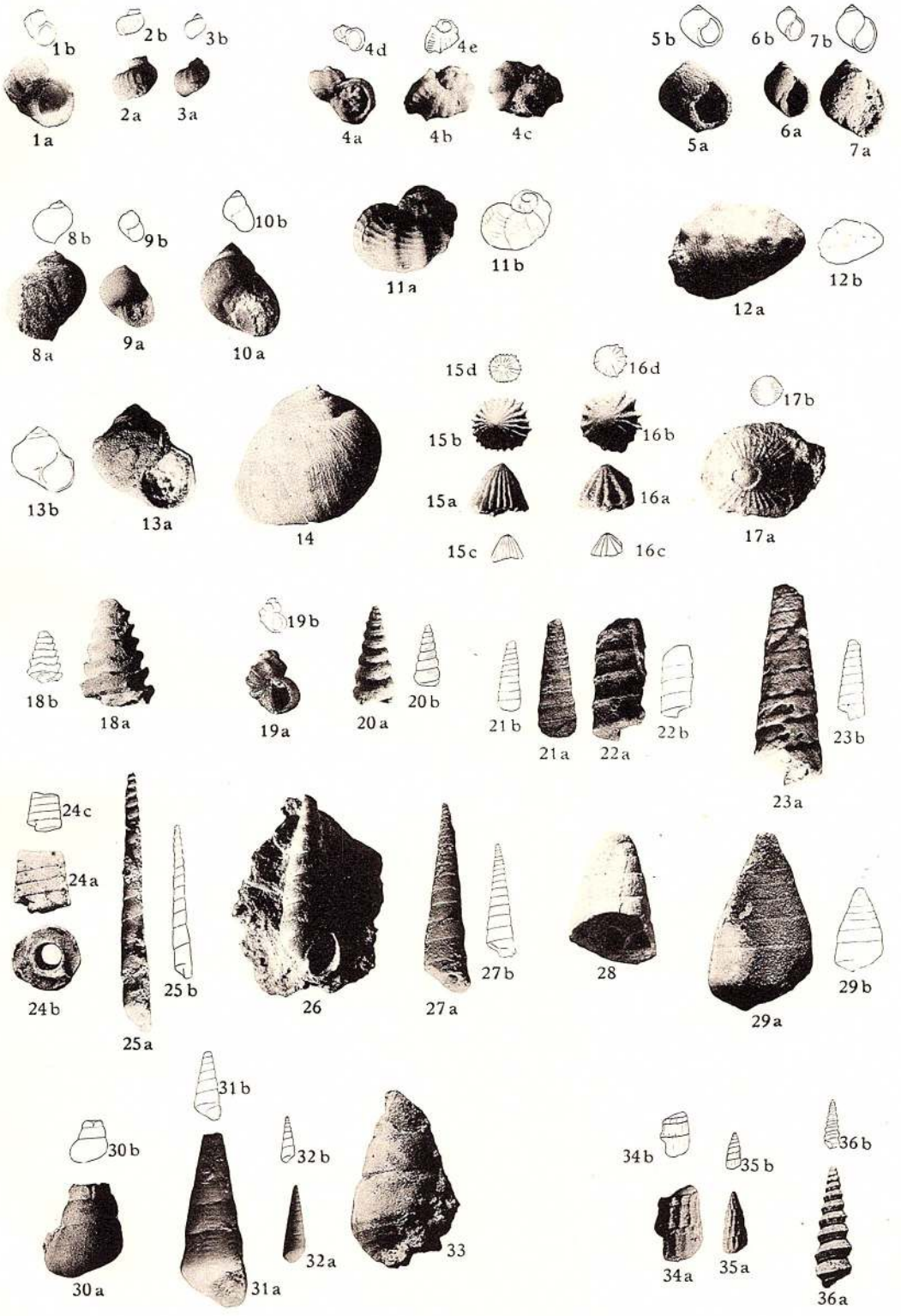
TAFEL VIII

Institutul Geologic al României

TAFEL VIII

Fig. 1 a-b *Naticella dacica* n. sp. (b = 1/1) 92
2 a-b *Naticella acutecostata* KLIPSTEIN (b = 1/1) 92
3 a-b *Naticella acutecostata* KLIPSTEIN (b = 1/1) 92
4 a-e *Neritopsis macovei* n. sp. (d und e = 1/1) 93
5 a-b *Cryptonerita elliptica* KITTL (b = 1/1) 93
6 a-b *Cryptonerita conoidea* BOEHM (b = 1/1) 94
7 a-b *Cryptonerita conoidea* BOEHM (b = 1/1) 94
8 a-b *Neritaria comensis* HOERN (b = 1/1) 94
9 a-b *Neritaria comensis* HOERN (b = 1/1) 94
10 a-b *Pachyomphalus rectelabiatus* KITTL (b = 1/1) 94
11 a-b *Neritopsis ornata* MÜNSTER (b = 1/1) 93
12 a-b *Platychilina cainalloi* STOP. (b = 1/1) 95
13 a-b *Trachynerita quadrata* STOP. (b = 1/1) 95
14 *Trachynerita quadrata* STOP. (2/1) 95
15 a-d *Patella coronensis* n. sp. (c und d = 1/1) 95
16 a-d *Patella racadaui* n. sp. 96
17 a-b *Patella crateriformis* KITTL (b = 1/1) 96
18 a-b *Purpuroidea carpathica* n. sp. (b = 1/1) 97
19 a-b *Scalaria triadica* KITTL (b = 1/1) 97
20 a-b *Turritella alutae* n. sp. (b = 1/1) 97
21 a-b *Turritella abbatis* KITTL (b = 1/1) 98
22 a-b *Turritella abbatis* KITTL (b = 1/1) 98
23 a-b *Coelostylina nodosa* MÜNSTER (b = 1/1) 98
24 a-e *Euchrysalis pupaeformis* MÜNSTER (b = basale Ansicht) (c = 1/1) . 98
25 a-b *Euthystylus coronensis* n. sp. (b = 1/1). 98
26 *Omphaloptycha concavoconvexa* STOP. (1/1) 99
27 a-b *Protorcula loxonemoides* KITTL (b = 1/1) 99
28 *Spirochrysalis nympha* MÜNSTER (7/6) 100
29 a-b *Spirochrysalis coronensis* n. sp. (b = 1/1) 100
30 a-b *Telleria coronensis* n. sp. (b = 1/1) 100
31 a-b *Trypanostylus carpathicus* n. sp. (b = 1/1) 101
32 a-b *Trypanostylus laevigatus* n. sp. (b = 1/1) 101
33 *Undularia concava* STOP. (7/6) 101
34 a-b *Promathildia subornata* MÜNSTER (b = 1/1) 102
35 a-b *Promathildia subornata* MÜNSTER (b = 1/1) 102
36 a-b *Promathildia barzaviae* n. sp. (b = 1/1) 102

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

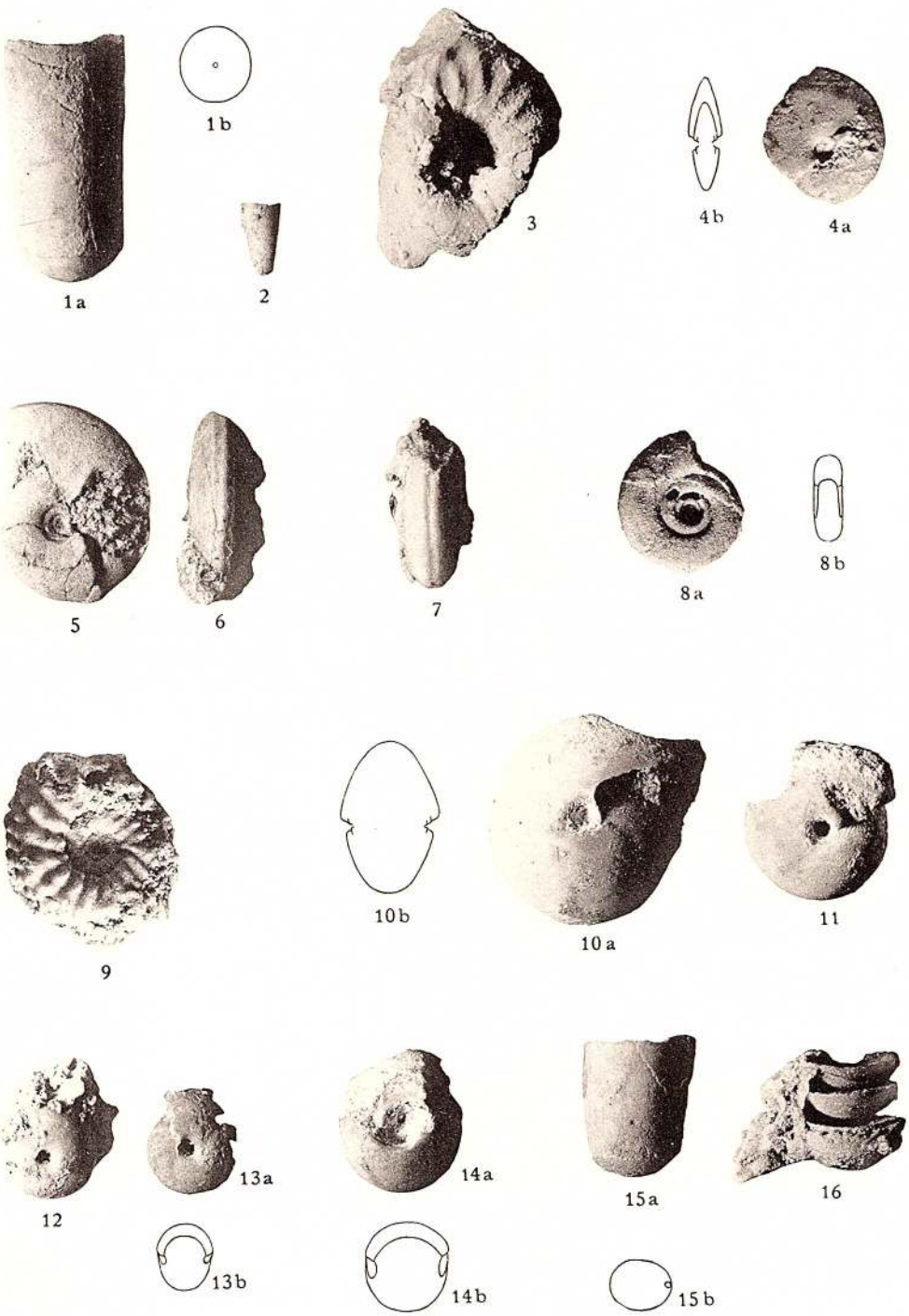
TAFEL IX

Institutul Geologic al României

TAFEL IX

Fig. 1 a-b *Orthoceras campanile* MOJS. (a = 9/7, b = 1/1). 102
2 *Orthoceras* sp. (9/5) 103
3 *Pleuronautilus marmolatae* MOJS. (9/7) 103
4 a-b *Sageceras* sp. (b = 2/1) 103
5 *Hungarites elsae* MOJS. (6/5) 103
6 *Hungarites elsae* MOJS.. 103
7 *Arpadites* sp. aff. *A. esinensis* MOJS. (6/5) 104
8 a-b *Nannites* n. sp. ind. (b = 1/1) 104
9 *Trachyceras coronense* n. sp. (8/5) 104
10 a-b *Arcestes barrandei* LAUBE (b = 1/1) 106
11 *Arcestes barrandei* LAUBE. 106
12 *Arcestes* sp. aff. *A. boeckhi* MOJS. 106
13 a-b *Arcestes* sp. aff. *A. boeckhi* MOJS. (b = 1/1) 106
14 a-b *Arcestes* sp. (b = 1/1) 106
15 a-b *Atractites boeckhi* STÜRZENBAUM (b = 1/1) 106
16 *Atractites boeckhi* STÜRZENBAUM 106

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

E. JEKELIUS

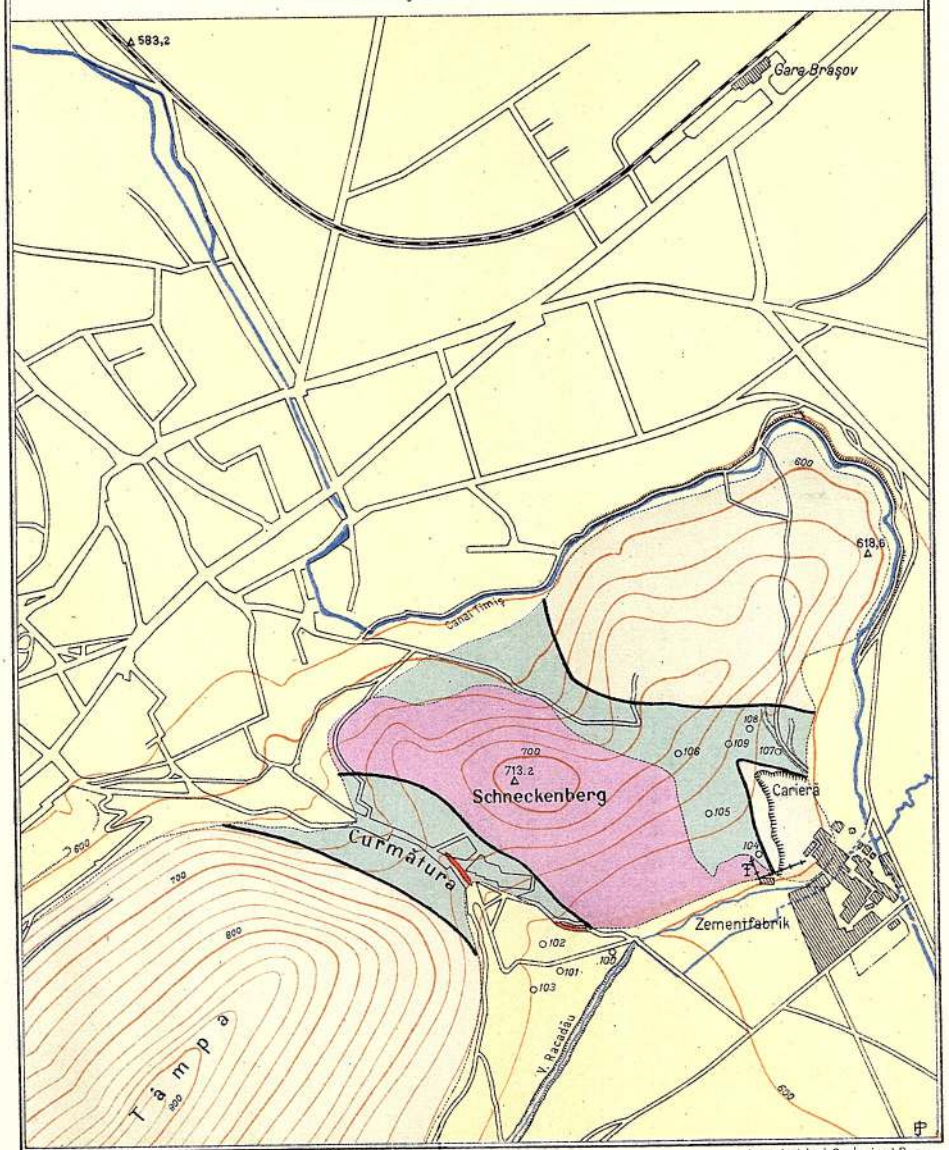
GEOLOGISCHE KARTE DES SCHNECKENBERGES BEI BRAȘOV

100 0 100 200 300 400 500 m.

Legende

Pleistozän | Tithon | Lias | Triaskalk | Trachyt

101 ○ = Bohrung Nº 101 T = Fossilfundort



Impr. Atel. Inst. Geologic al Rom.

Institutul Geologic al României

DIE ANTHOZOEN, HYDROZOEN, TABULATEN UND BRYOZOEN DER TRIAS VON BRAȘOV (KRONSTADT)

VON

Dr. OTHMAR KÜHN

(Wien, Naturhistor. Museum, geolog.-palaeontolog. Abteilung)

Herr Dr. ERICH JEKELIUS übergab mir eine individuenreiche Fauna von Korallen und Hydrozoen, sowie eine Bryozoenkolonie aus dem von ihm entdeckten Triaskalk des Schneckenberges bei Brașov.

MATERIAL UND ERHALTUNGSZUSTAND

Die Lokalität wurde in einer vorläufigen Mitteilung [1]) beschrieben und wird in einer gleichzeitigen Arbeit von JEKELIUS eingehend geschildert. Der Kalk, aus dem die vorliegende Fauna stammt, ist weiss, oft mit einem Stich ins Graue. Im Dünnschliff ist er stark umkristallisiert. Die Fossilien fanden sich ausschliesslich in einer mehrere Zentimeter mächtigen Verwitterungsrinde, die sich nur an jenen Stellen erhalten hatte, wo sie durch überlagernden Lehm geschützt war.

Sie sind aussen stellenweise mit einer dünnen, braunen Tonhaut überzogen, die sich aber leicht abbürsten lässt. Innen sind sie leider ganz in kristallinen Kalk umgewandelt, so dass die Mikrostruktur auf keine Weise, weder durch An- oder Dünnschliffe, noch durch Färbungen sichtbar gemacht werden konnte. Nun beruht die Systematik der triadischen Korallen auf Grund der Arbeiten von FRECH, VOLZ, VINASSA DE REGNY, zum grössten Teile auf Merkmalen der Feinstruktur, jedenfalls in grösserem Masse, als jene der jurassischen oder kretazischen Korallen. So musste an Stelle der üblichen Dünnschliffe die Oberflächenpräparation mittels Ätzkali und Messingbürste treten, die in vielen Fällen im Vergleiche mit den in Wien vorhandenen Originalen von VOLZ Identifikationen ermöglichte. Ausgreifendere Untersuchungen systematischer Natur waren hingegen von vornherein ausgeschlossen.

---

[1]) JEKELIUS, 1932 *Bul. Soc. Rom. Geol.*, I, S. 196—198, Taf. 5.

Institutul Geologic al României

BESCHREIBUNG DER ARTEN

ANTHOZOEN

Hexastraea magna n. sp.

(Tafel I. Fig. 8 a—b)

Stöcke mit grossem Terminalkelch und bedeutend kleineren Seitenkelchen. Die Septen sind dick, kräftig, am Oberrande grob gezähnt, am Innenende frei. Die Septen des ersten und zweiten Zyklus sind am Innenende verdickt (ähnlich wie bei *Flabellum)* und reichen fast bis ins Zentrum, aber ohne sich zu berühren. Die Septen des dritten Zyklus erreichen nur etwa zwei Drittel des Kelchhalbmessers und sind bedeutend dünner als jene des ersten und zweiten; die des vierten Zyklus sind noch dünner und etwa halb so lang wie diese. Columella ist keine vorhanden. Querblättchen sind zahlreich und kräftig, namentlich in den Randpartien. Die Seitenkelche entwickeln sich in der für *Hexastraea* charakteristischen Weise, welche OGILVIE Taschenknospung nannte.

Von den beiden vorhandenen Exemplaren ist das eine relativ gut erhalten. Es hat eine Höhe von 23 mm, ist aber an einem Ende abgebrochen. Die Durchmesser betragen 9 × 11 mm. Von den Seitenkelchen hat der grösste 2 × 3 mm, die kleineren messen 1—1,5 mm im Durchmesser.

Das zweite, sehr schlecht erhaltene Stück zeigt in Höhe und Durchmesser fast genau dieselben Masse, auch Anordnung und Durchmesser der Seitenknospen sind dieselben. Im Inneren ist es aber ganz in kristallinen Kalk umgewandelt und die Kelchoberfläche ist zerstört.

Die Gattung ist bisher ausschliesslich aus den Cassianer Schichten der Südalpen bekannt.

Holotyp: Geolog. Institut București. Inv. Nr. B. t. 250.

Stylophyllopsis romerloana VOLZ

1896. VOLZ, *Palaeontographica*, 43, S. 88, Taf. 11, Fig. 5—8.

Die Art ist an der geringen Septenzahl und den starken peripheren Traversen leicht zu erkennen. Die Epithek ist jedoch etwas stärker, als sie VOLZ abbildet.

Nur aus der Cassianer Stufe der Südalpen bekannt.
Anzahl der untersuchten Exemplare: 3.

Montlivaultia cf. *montis hierosolymorum* PAPP

1900. PAPP, S. 7, Taf. 1, Fig. 1, 1 a.

Die vorliegenden Stücke gestatteten wegen ihrer schlechten Erhaltung nur wenige Beobachtungen, vor allem fast keine über die Mikrostruktur.

Institutul Geologic al României

Die Gestalt des Polypars ist zylindrisch, nur an der Basis rasch verschmälert. Der Durchmesser beträgt bei allen Stücken 27 mm, die Höhe des grössten, noch immer unvollständigen Stückes 44 mm.

Die Septen sind nur in einem kleinen Abschnitt des Kelches deutlich sichtbar. Sie entsprechen hier an Zahl, Stärke und Ausbildung recht genau den Angaben von PAPP. Auch die Traversen und der dünne Primärstreif waren in den Randpartien der Septen der ersten vier Zyklen zu sehen. Dagegen kann ich über das Zentrum des Kelches keinerlei Angaben machen, weshalb auch die systematische Stellung als unsicher betrachtet werden muss.

Die Art ist bisher nur aus den Cassianer Schichten des Bakony bekannt.
Anzahl der Exemplare: 3 Bruchstücke.

Montlivaultia obliqua (MÜNSTER)

(Taf. I. Fig. 9)

1921. DIENER, Fossilium Catalogus, pars 13, S. 17. Ibid. Lit. Ausserdem:
1900. PAPP, S. 6.

Die Stücke aus Siebenbürgen weichen allgemein von jenen der Südalpen durch geringere Grösse ab. Während VOLZ Durchmesser von 20—80 mm angibt, messen von den vorliegenden die kleinsten 10 mm und die grössten 20 mm im Durchmesser. Einige sicher bestimmbare Exemplare ergaben folgende Masse in mm:

MASSE

Exemplar:	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Grösster Durchmesser .	10	?	10	14,5	10,2	12,5	18,2	13,5	14,2
Kleinster » .	9,4	14	?	12	9	12	16	11,5	13,8
Höhe	14	21 5	10	14	23	?	25	21	?

Die Zahl der Septen ist infolge der fast übereinstimmenden Grösse ebenfalls ziemlich gleichmässig und beträgt etwa 96, also 5 Zyklen. Ihre Mikrostruktur ist leider sehr schlecht erhalten und weder durch Schliff, noch durch Färbung sichtbar zu machen. Die Epithek ist stark, mit zahlreichen, kragenförmigen Ringen.

Das Fehlen der Columella, das Verhältnis der Septenzahl zur Grösse, die Schrägstellung des Kelches, die bei keiner anderen Korallenart so regelmässig und ausgeprägt ist, die regelmässigen Verengungen und Erweiterungen des Durchmessers lassen ausschliesslich auf die zitierte Art schliessen. Ausserdem ist der beschriebene Formenkreis durch alle möglichen Übergänge mit typischen Formen der *M. obliqua* verbunden, die zwar immer noch nicht so gross sind, wie die von VOLZ beschriebenen, aber immerhin

Institutul Geologic al României

Durchmesser von 15—25 mm erreichen. Auch die Epithek ist bei grösseren Exemplaren am Rande stets feiner, oft unterbrochen oder abgerieben, so dass die Rippen sichtbar werden. Doch tritt hier ein anderer Unterschied hervor: während die kleineren Exemplare und die unteren Teile der grösseren die Verdickungsringe, die ja stets der jeweiligen Kelchoberfläche entsprechen, schräg gestellt zeigen, wie dies VOLZ ganz allgemein beobachtete, tritt im oberen Teile der grösseren Exemplare eine Horizontalstellung des Kelches ein (vgl. fig. 9).

Die Art ist bisher bekannt aus der Cassianer Stufe der Südalpen und des Bakony. Anzahl der untersuchten Exemplare: zahlreiche, davon 20 sicher bestimmbar.

Margarophyllia crenata (MÜNSTER) VOLZ

1921. DIENER, Fossilium Catalogus, pars 13, S. 23. Ibid. Lit. Ausserdem: 1900. PAPP, S. 6.

Ein Bruchstück, nicht ganz die Hälfte eines Polypars umfassend, aber gut erhalten. Namentlich die Septen zeigen die für *Margarosmilia* und *Margarophyllia* charakteristische Ausbildung zweier Leistensysteme, die aber deutlich sichtbar, aus einzelnen Körnern bestehen. Sonst entspricht das Stück, dessen grösster Durchmesser ergänzt etwa 28 mm betragen dürfte, ganz der Beschreibung von VOLZ.

Die Art ist bisher aus der Cassianer Stufe der Südalpen und des Bakony bekannt. 1 Bruchstück.

Margarophyllia multisepta n. sp.

(Tafel I. Fig. 2 a—b)

Die neue Art steht der *M. michaelis* VOLZ nahe und unterscheidet sich in erster Linie durch grössere Septenzahl.

MASSE UND SEPTENZAHLEN

	Höhe	Durchmesser		Zahl der Septen im Kelch
		grösster	kleinster	
Exemplar I	16 mm	11 mm	9 mm	80 — 90
» II	14 »	11 »	9 »	80 — 90

Die Masse (ausser den Septenzahlen) würden also etwa für grössere Exemplare von *M. michaelis* stimmen. Auch die Form zeigt die für diese Form charakteristische hornförmige Krümmung, die geradezu an manche Tetrakorallen erinnert. Die breiteste Stelle des Polypars liegt aber etwa in der Mitte der Höhe; nach oben zu verschmälert es sich wieder etwas. Die Epithek macht nicht nur von aussen einen derben Eindruck, wie sich VOLZ bei *M. michaelis* ausdrückt, sie ist es wirklich und hat ziemlich kräftige Querrunzeln.

Institutul Geologic al României

Die Septen erheben sich am Rande zunächst steil, laufen dann ein Stück wagrecht und fallen dann steil gegen den Zentralraum ab. Da Schliffe bei dem üblen Erhaltungszustand wertlos sind, konnte ihre Zahl nur äusserlich auf 80—90 geschätzt werden; gegenüber den 60 Septen, die ein gleich grosses Exemplar von *M. michaelis* aufweist, jedenfalls ein erheblicher Unterschied.

Anzahl der untersuchten Exemplare: 2 relativ gut erhaltene, 7 fragliche.
Typ: das abgebildete Stück. Geol. Institut Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 251.

Thecosmilia sublaevis (MÜNSTER) VOLZ

1921. DIENER, Fossilium Catalogus, pars 13, S. 23. Ibid. Lit. Ausserdem:
1900. PAPP, S. 6.

Von dieser Art, die VOLZ sehr eingehend beschrieben hat, unterscheidet sich die Mehrzahl der mir vorliegenden Exemplare durch eine etwas kräftigere Wand. Es sind aber auch einige Exemplare mit sehr schwach entwikkelter Wand darunter, so dass sich eine Abtrennung nicht durchführen lässt. Dadurch wird übrigens auch VOLZ' Argumentation gegenüber SALOMON, der die Art zu *Calamophyllia* stellte, gestützt; ebenso durch die Zweiteilung, die in unseren Exemplaren noch ausgeprägter auftritt, als in VOLZ' Material.

Die Art ist bisher bekannt aus der Cassianer Stufe der Südalpen, des Bakony und von Timor.

Anzahl der untersuchten Exemplare: etwa 70.

Margarosmilia confluens (MÜNSTER)

(Taf. I. Fig. 1 a—c)

1921. DIENER, Fossilium Catalogus, pars 13, S. 23. Ibid. Lit. Ausserdem:
1900. PAPP, S. 6.

Richtige, stockbildende Korallen sind in den Kronstädter Schichten sehr selten. So ist auch die *M. confluens*, von VOLZ *M. zieteni* KLIPSTEIN genannt, nur durch Einzelindividuen und eine einzige paarige Kelchgruppe vertreten; die Vermehrung bei der letzteren erfolgte durch Teilung.

MASSE UND SEPTENZAHLEN

	Durchmesser	Höhe	Anzahl der Septen
Exemplar I	etwa 8 mm	16 mm	52
Exemplar II	» 9 »	16 »	56

Die Innenstruktur entspricht ganz der Beschreibung von VOLZ, besonders die spindelförmige Verdickung der Septen gegen das Innenende zu ist deutlich zu sehen.

Institutul Geologic al României

Die Epithek ist nur im unteren Teile erhalten. Die Basis, die bei VOLZ weder beschrieben, noch abgebildet ist, verschmälert sich rasch zur spitzigen Anheftungsstelle (vgl. fig. 1).

Bei anderen Individuen ist die Wachstumsform mit *M. richthofeni* VOLZ übereinstimmend, d. h. sie zeigt eine allgemeine kreiselförmige Verschmälerung nach unten und kragenförmige Verbreiterungen als Folgen rhythmischen Wachstums, vgl. Taf. I. Fig. 1.

Besonders auffallend ist ein Exemplar, bei dem der Kelch nicht mehr die typische schwach eingetiefte und nach dem Rand abfallende Gestalt hat, sondern von dem scharfen Rand steil nach innen abfällt. Nur die Zahl, Ausbildung und charakteristische Spindelform der Septen zeigen, dass es sich um die zitierte Art handelt.

Die Art ist bisher aus der Cassianer Stufe der Südalpen und des Bakony bekannt; als unsicher auch aus der Dobrudscha [1]).

Anzahl der Exemplare: 13 gut erhaltene, 1 abweichendes.

Margarosmilia richthofeni VOLZ

1921. DIENER, Fossilium Catalogus, pars 13, S. 24. Ibid. Lit. Ausserdem:
1900. PAPP, S. 5.

Ein Einzelkelch, eine Gruppe von zwei Kelchen und ein Stock von drei Kelchen, welcher ersichtlich durch dreifache Abschnürung (intracalicinale Teilung) aus einem (erhaltenen) Basiskelch entstanden ist. Die Durchmesser der Kelche betragen auffallend gleichmässig 10 bis 12 mm, die Höhen (ohne den Basiskelch bei dem dritten Exemplar) 17 bis 20 mm. Das Aussehen der Kelche von oben ist auf Fig. 13 von VOLZ gut abgebildet.

Die Unterseite ist mit einer stellenweise unterbrochenen, aber recht kräftigen Epithek bedeckt; zumindestens ist sie stärker, als bei jeder anderen *Margarosmilia*. Sie ist in fast regelmässigen Abständen kragenförmig erweitert; diese Erweiterungen gehen stellenweise in solche des benachbarten Kelches über. Die Kelche sind selten rund, meistens oval (dann ist auch die Kelchgrube länglich), kurz nach der Teilung auch ganz unregelmässig. Anzahl und Bau der Septen hat VOLZ gut beschrieben.

Die Art ist bisher aus der Cassianer Stufe der Südalpen und des Bakony bekannt.
Anzahl der Exemplare: 3.

Margarosmilia septanectens (LORETZ) VOLZ

1921. DIENER, Fossilium Catalogus, pars 13, S. 24. Ibid. Lit. Ausserdem:
1900. PAPP, S. 5.

Mehrere kleine Stöcke, die auch nur 3 bis 4 Äste besitzen. Die Äste sind rund, haben 5—6 mm im Durchmesser, mehrere zeigen beginnende Zweiteilung, nur einer Dreiteilung. Zahl und Grösse der Septen stimmen

[1]) I. SIMIONESCU, S. 497, 1910 (*Calamophyllia* cf. *cassiana* LAUBE).

Institutul Geologic al României

mit den Beschreibungen von VOLZ überein, doch sind bei den grossen Kelchen bis 96 Septen zu beobachten. Sehr schön ist die Verschmelzung der jüngeren mit den älteren Septen zu beobachten. Bei einem gut erhaltenen Stück kann man auch ohne Schliff, mit der Lupe den locker-trabekulären Aufbau der Septen und die seitlichen Körner sehen.

Die Art ist bisher aus den Cassianer Schichten der Südalpen und des Bakony bekannt.
Anzahl der Exemplare: Ein gut erhaltenes und 6 minder erhaltene.

Genus: *Cassianastraea* VOLZ

Die Stellung dieser Gattung ist sehr umstritten. VOLZ stellte sie [1]) zu den Styliniden, wo sie auch DIENER [2]) beliess. TORNQUIST [3]) hält dagegen ihre Abgrenzung von *Cyathocoenia*, einer *Stylophoride*, für fraglich. Die Styliniden sind durch den Besitz einer Columella und von Böden, wie von Traversen gekennzeichnet. Allen Arten von *Cassianastraea* fehlen Columella und Böden. Bei *C. reussi* VOLZ sollen am Rande vereinzelte Traversen auftreten. Da VOLZ andererseits betont, dass keine Endothek vorhanden ist, wie dass die Septalkammern leer sind, dürften damit die später zu erwähnenden bodenförmigen Bläschen gemeint sein. Damit ist die Stellung bei den Styliniden bereits ausgeschlossen.

Die Stylophoriden besitzen durchwegs Säulchen, nicht oder wenig hervorragende Kelche und ein von Hohlräumen durchzogenes Coenenchym. Nun beschreibt ja VOLZ bei seiner Art im Coenenchym « wenig zahlreiche, bodenartige Bläschen ». Man könnte also an die Stylophoriden denken, mit denen sie aber im Verhalten der Septen keine Ähnlichkeit zeigt. Am nächsten steht sie aber durch die Art der Knospung, durch die Septen, die nach unten stark verengten und leeren Septalkammern den *Oculiniden*. Wenn auch der Typus der Gattung durch die bodenartigen Bläschen an die Stylophoriden, durch die oberflächliche Verbindung der Rippen an die Styliniden erinnert, so sind solche Zwischentypen gerade am Beginne der Entwicklung der Hexakorallen sicher nicht verwunderlich.

Da bisher keine Oculiniden aus der Trias bekannt waren, ist *Cassianastraea* die älteste Gattung dieser Familie, die sich im Jura mit den Gattungen Enallohelia, Euhelia, Dendrohelia, Synhelia u. s. w. bereits breit entwickelt.

Cassianastraea rudissima n. sp.

(Taf. I. Fig. 4)

Kolonie einfach, stammförmig, 15—17 mm hoch. Die Kelche stehen in senkrechten Reihen übereinander, nur ausnahmsweise einer dazwischen.

[1]) VOLZ, S. 95, 1896.
[2]) DIENER, S. 24, 1921.
[3]) TORNQUIST, S. 126—127, 1900.

Institutul Geologic al României

Sie sind breit-oval bis kreisrund, der grössere Durchmesser misst 2—3 mm. Sie ragen deutlich, aber nur wenig, etwa 1 mm hoch, und schräg aus der Oberfläche empor.

Die Wand ist dicht und aussen mit etwa 24 gekörnten Rippen besetzt, die nach unten in der regellosen Körnung des Zwischenraumes verschwinden. Zwei Zyklen von Septen sind nicht immer, aber doch manchmal vollständig entwickelt. 6 Septen sind gross und reichen nahezu bis zum Zentrum, die übrigen sind sehr kurz. Am Kelchrand sieht man ausser diesen 12 Septen noch 12 Körner aufsitzen, die aber nicht bis in den Kelchraum ragen. Columella ist keine vorhanden.

Von den Exemplaren ist eines 15, das andere 17 mm hoch, das eine zeigt 2, das andere 3 Vertikalreihen von Kelchen. An der Spitze der Kolonie scheinen die Kelche dichter gedrängt zu stehen, doch ist diese in keinem Falle einwandfrei erhalten.

Die Art unterscheidet sich von *C. reussi* (LAUBE) VOLZ, wie von *C. quinquecostata* TORNQ. durch bedeutendere Kelchgrösse und grössere Septenzahl. Während die Zahl der grösseren Septen bei ersterer 5 beträgt, bei letzterer ausserdem noch ein kürzeres, aber immerhin noch dem ersten Zyklus angehöriges Septum vorhanden ist, enthält unsere Art deutlich 6 Septen des ersten Zyklus.

Anzahl der Exemplare: 2.

Typus: das abgebildete Stück. Geol. Inst. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 253.

Cassianastraea (?) *transsylvanica* n. sp.

(Taf. I. Fig. 3 a—b)

Die Kolonieform ist leider nicht sicher feststellbar. Die beiden besterhaltenen Exemplare zeigen beide die auf Fig. 3 a dargestellte Form, sind aber beide nur Bruchstücke. Die Kolonie bestand also wahrscheinlich aus einem Zentralstamm, von dem nach den Seiten senkrecht Äste mit je einem Kelch abstehen. Die 2 mm langen Äste sind aussen mit Rippen bedeckt, die aber nicht in der Längsrichtung der Äste verlaufen, sondern in zwei steilen Spiralen, fünf Rippen rechts und fünf links einer durch den ganzen Stock gehenden Symmetrieebene. Stock und Äste sind also bilateral-symmetrisch. Nach unten gehen die Rippen in schwächere, mit feinen Knötchen besetzte Streifen über, die das ganze Coenenchym bedecken.

Die Kelche messen aussen 1,7 mm im Durchmesser, ihre Öffnung beträgt aber nur 0,9—1 mm; sie sind immerhin beträchtlich grösser, als jene aller bisher bekannten Arten. Die Kelchöffnung ist in der durch den ganzen Stock gehenden Symmetrieebene etwas in die Länge gezogen.

Im Inneren sieht man fünf breite, wenig hervorragende Septen; die Art stimmt in diesem Merkmal also mit *C. quinquecostata* TORNQ. überein,

Institutul Geologic al României

nicht mit *C. reussi* (LAUBE) VOLZ. Die Mitte des Kelchraumes ist vollständig leer.

Anzahl der Exemplare: 3, davon eines schlecht erhalten, in der Stockform etwas abweichend.

Arttypus: das abgebildete Exemplar. Geol. Inst. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 252.

Die Erscheinung der Septenreduktion. Es ist natürlich fraglich, ob man *Cassianastraea quinquecostata* TORNQUIST und meine *C. transsylvanica* überhaupt zu dieser Gattung zählen kann, oder ob nicht für sie eine neue Gattung zu errichten wäre. Beide Arten unterscheiden sich von den anderen Arten dieses Genus vor allem durch die kurzen, fast als Ausbuchtungen der Wand deutbaren Septen. Diese Erscheinung, die ich mit Rücksicht auf ihre phylogenetische Bedeutung als Septenreduktion bezeichne, ist aber eine durchaus nicht seltene, die wir bei den verschiedensten Korallengruppen beobachten können. Ich erwähne nur aus dem Palaeozoikum *Michelinia* und *Pleurodictyon* (die schon wegen ihrer Kelchgrösse nicht zu den Tabulaten gehören können), ferner *Amplexus* SOW., aus der Trias *Pinacophyllum* FRECH, *Coccophyllum* REUSS u. a. *Glenaraea* POCTA aus dem Cenoman, *Ewaldocoenia* OPPENHEIM aus dem Alttertiär, *Alveopora* Q. & G. aus dem Jungtertiär.

Ich fasse diese Septenreduktion, ebenso wie die Porosität des Skelettes (die auch bereits bei den Tetrakorallen, wie bei den verschiedensten Gruppen der Hexakorallen auftritt), die Verkleinerung des Kelchdurchmessers, die Reduktion der Epithek u. a. als Konvergenzerscheinungen auf, die sich im Laufe der Stammesgeschichte bei den verschiedenen Verzweigungen einstellen können. Eine genauere Darlegung dieser Verhältnisse, die vor allem auf das Tabulatenproblem neues Licht werfen, behalte ich mir für die Veröffentlichung der Revision der alpinen Trias- und Jurakorallen vor.

Astraeomorpha robusta n. sp.

(Taf. I. Fig. 5)

Da nur ein, wenn auch gut erhaltenes Bruchstück vorliegt, kann die Diagnose leider nicht vollständig sein. Die Kolonie war offenbar flach-scheibenförmig, vielleicht inkrustierend, das Bruchstück misst 15 × 5 mm in der Breite und bis 2 mm in der Höhe; es scheint, da es in der Längsrichtung dünner wird, aus der Randpartie einer grösseren Kolonie zu stammen. Die Unterseite ist mit einer schwach konzentrisch gestreiften Epithek bedeckt.

Die Kelchzentren stehen in Entfernungen von 3 mm, nur selten von mehr, bis 4 mm; es ist daher die grosskelchigste, bisher bekannte Art dieser Gattung. Auch die Zahl der Septen ist dementsprechend grösser als bei den übrigen Arten; in einem Kelch zählt man bis 32. Der Kelch ist, auch abgesehen von der Gestalt der Columella, bilateral-symmetrisch, indem ein

Institutul Geologic al României

Paar gegenüberliegender Septen gerade verläuft und nach beiden Seiten in gleichen Abständen weitere Septen abgibt. Diese Erscheinung, die allerdings auch bei anderen Gattungen auftritt, wurde von OGILVIE [1]) als Merkmal der Gattung *Astraeomorpha* hervorgehoben.

Die Columella ist verhältnismässig stark und etwas länglich, wobei die grössere Achse in der Richtung der beiden obenbeschriebenen Septen verläuft.

1 Exemplar. Geol. Inst. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 254.

Die Gattungen Thamnastraea LESAUVAGE und *Astraeomorpha* REUSS

Auf Grund der grossen Kelche und der zahlreichen Septen könnte man bei der beschriebenen Art vielleicht auch an eine *Thamnastraea* denken. Dabei muss man im Auge behalten, dass PRATZ als *Thamnastraea* eine kretazische *Synastraea* beschrieb [2]), dass aber FRECH und VOLZ diesen Irrtum nicht bemerkten und für die triadischen Thamnastraeen die Befunde PRATZ bestätigten. Es wäre also möglich, dass in der Trias bereits echte Synastraeen vorkommen; meine im Gange befindliche Untersuchung der alpinen Trias- und Jurakorallen wird diese Frage klären. Für unsere Art kommt sie nicht in Betracht, da der Septalbau und die starke Columella die Zugehörigkeit zu *Synastraea* ausschliessen.

Auch über die Frage der Verwandschaft von *Astraeomorpha* kann ich mich dzt. noch nicht äussern. Nur soviel ist sicher, dass weder die von PRATZ [3]) angenommenen Beziehungen zu *Siderastraea*, noch die von OGILVIE angenommenen [4]) zu den Poritiden existieren.

Myriophyllia jekeliusi n. sp.

(Taf. I. Fig. 6 a—d)

Polypar klein, meistens dichotom verzweigt, nach den vorliegenden Stücken nur infolge Teilung.

MASSE:

	Höhe	Grösster Durchmesser	Kleinster Durchmesser
Exemplar I . . .	5 mm	2 mm	1,5 mm
» II. . .	8 »	3 »	2 »
» III . .	5,6 »	2,2 »	1,8 »

[1]) OGILVIE, S. 306, 1896.

[2]) Wie bereits GREGORY Jurassic fauna of Cutch, S. 134, 1900; OPPENHEIM, Anthozoen der Gosauschichten, S. 150, 1932, u. a. nachgewiesen haben.

[3]) PRATZ, S. 115 und 117, 1882.

[4]) OGILVIE, S. 191 und 305, 1896.

Institutul Geologic al României

Der Kelch zeigt nur am Rande eine leichte Wölbung, ist aber im Zentrum tief eingesenkt. Die Septen sind in regelmässigen Zyklen angeordnet. Jene des ersten Zyklus reichen fast bis zum Zentrum, wo sie sich zu einer spongiösen Columella verbinden; sie sind ziemlich kräftig und bis zum Innenende fast gleich stark. Nahezu ebenso lang und stark sind jene des zweiten Zyklus, jene des dritten dagegen wesentlich kürzer, auch ist der dritte Zyklus meistens nicht voll ausgebildet. Alle Septen sind oben gesägt und an den Seiten mit groben Körnern besetzt. Synaptikel sind reichlich vorhanden, Dissepimente scheinen dagegen nicht zahlreich zu sein. Mit Sicherheit lassen sich diese Verhältnisse jedoch nicht beurteilen, da nur die Oberseite des Kelches, nicht aber das Innere erhalten ist. Die Epithek ist sehr kräftig und zeigt ausserordentlich charakteristische, scharfe Querrunzeln.

Die Koralle zeigt in ihrer Teilungs- und Stockform, in den wenigen und dicken Septen, der kräftigen Epithek, grosse Ähnlichkeit mit *M. pygmaea*, unterscheidet sich aber durch die scharfen und regelmässigen Querrunzeln der Epithek und die 6 Hauptsepten gegenüber 10 bei *M. pygmaea*.

Anzahl der untersuchten Exemplare: 3.
Holotyp: Geol. Institut Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 258.

Myriophyllia münsteri VOLZ

1896. VOLZ, *Palaeontographica*, 43, S. 77, Taf. 9, Fig. 25—27.

Das Polypar ist niedrig-kreiselförmig, der Durchmesser ist kreisrund bis oval.

MASSE:

	Grösster Durchmesser	Kleinster Durchmesser	Höhe	Zahl der Septen
Exemplar I . . .	8 mm	8 mm	7 mm	80
» II . .	9,2 »	7,8 »	4 »	86

Die Unterseite ist mit einer kräftigen, quergestreiften Epithek bedeckt und läuft in eine spitzige Basis aus. Die Septen erheben sich am Rande bogenförmig und zeigen im Zentrum eine unvermittelte, tiefe Einsenkung, eine Art Zentralgrube, von etwa einem halben mm im Durchmesser. Man könnte darnach an *Procyclolites* denken. Doch fehlen die horizontalen Septalleisten und im tieferen Teile der Zentralgrube findet sich eine spongiöse Columella.

Die Septen sind dick und mit Vertikalreihen grober Körner besetzt. Die jüngeren Septen legen sich mit den Innenenden fast stets an die älteren an, wie dies bereits VOLZ hervorgehoben hat. Man kann aber keine Längen-

Institutul Geologic al României

ordnungen der Septen unterscheiden, auch legen sich niemals an ein Hauptseptum etwa zu beiden Seiten, in gleichen Entfernungen, Nebensepten an.

Die vorliegenden Formen gleichen im Aufbau ganz der VOLZ'schen Art. Sie sind aber einfach-kreiselförmig, während VOLZ nur Kelche mit mehreren Zentren und Reihenkelche erwähnt und abbildet. Da aber bei der nahe verwandten *M. gracilis* LAUBE alle drei Wachstumsformen nebeneinander vorkommen und ineinander übergehen, dürfte diese Beschränkung bei VOLZ nur auf die geringe Zahl (3) der untersuchten Stücke zurückzuführen sein.

Die Art ist bisher nur aus der Cassianer Stufe der Südalpen bekannt.
Anzahl der Exemplare: 12.

Myriophyllia pygmaea (MÜNSTER) m.

1821. *(Montlivaultia* p.) MÜNSTER, Geognosie d. südöstl. Tirols, 4, S. 36, Taf. 2, Fig. 14 c.
1843. *(Montlivaultia dichotoma)* KLIPSTEIN, Östl. Alpen, S. 289, Taf. 19, Fig. 22.
1856. *(Omphalophyllia* p.) LAUBE, *Denkschr. Akad. d. Wiss.*, Wien, 24, S. 253, Taf. 2, Fig. 9 a (non 9 b).
1896. *(Myriophyllia dichotoma)* VOLZ, *Palaeontographica*, 43, S. 78, Taf. 9, Fig. 16—24, Textfig. 39.
1900 *(Myriophyllia dichotoma)* PAPP, S. 6.
1921. *(Myriophyllia dichotoma)* DIENER, Fossilium Catalogus, pars 13, S. 27.

Die Art muss im Sinne der internationalen Nomenklaturregeln selbstverständlich den ältesten Namen tragen. Wenn VOLZ darauf hinweist, dass dieser sachlich unrichtig sei, so ist dies zunächst nach Artikel 32 der Regeln für die Nomenklatur ohne Bedeutung. Ausserdem ist aber, zumindesten in meinem Material, der Durchmesser wirklich recht gering. Die Mehrzahl der Exemplare hat Durchmesser von 2 bis 4 mm und Höhen von 6 bis 11 mm. Nur wenige erreichen Höhen bis 23 und Durchmesser bis 7 mm, so dass man die Bezeichnung MÜNSTER's nicht als ganz fälschlich empfinden kann. Sonst entsprechen sie recht gut der Beschreibung von VOLZ.

Die Art ist bisher aus den Cassianer Schichten der Südalpen und des Bakony bekannt.
Anzahl der untersuchten Exemplare: 2 gut erhaltene und 20, welche bloss nach dem Habitus hieher gerechnet wurden.

Omphalophyllia boletiformis (MÜNSTER) WÖHRMANN

1921. DIENER, Fossilium Catalogus, pars 13, S. 28. Ibid. Lit. Ausserdem:
1900. PAPP, S. 5.

Von dieser Art sind gut erhaltene Exemplare relativ häufig. Bei vielen von ihnen ist selbst die äussere Form, die sonst als sehr variabel gilt, recht konstant. Sie ist immer höher oder niedriger kreiselförmig, manchmal ganz regelmässig, manchmal mit kragenförmigen Hervorragungen. Der Durchmesser des ganz oder nahezu kreisförmigen Kelches schwankt bei diesen

Institutul Geologic al României

Exemplaren zwischen 5 und 11 mm, die Höhe zwischen 5 und 10 mm. Die Kelchoberfläche ist nahezu eben, nach innen nur wenig vertieft, nach aussen nur wenig abgerundet.

Die Zahl der Septen beträgt, je nach der Grösse, 64 bis 96, also bis 5 Zyklen. Sie stimmt dabei ungefähr mit der von VOLZ aufgestellten Regel, dass auf je 1 mm des grössten Durchmessers 9 Septen kommen. Von ihnen reichen ungefähr 20 fast bis zur Columella, die anderen sind in etwa drei Abstufungen kürzer, aber ohne dass sich eine bestimmte Regel bezüglich Zahl und Anordnung erkennen liesse. Der trabekuläre Aufbau der Septen dagegen ist stellenweise gut zu sehen.

Die Columella ist stets eine dichte Papille, die etwas über den inneren Septenrand emporragt. Sie ist im Querschnitt stets etwas länglich, wenn auch oft fast kreisrund, und hat Durchmesser von 0,4 bis 0,8 mm.

Die hier beschriebenen Exemplare würden durch geringere Grösse, sowie gleichmässigere Ausbildung in Bezug auf Gestalt und Form der Columella, von den südalpinen abweichen. Ausser diesen liegen aber noch andere, z. T. auch wesentlich grössere vor, die äusserlich ganz den südalpinen entsprechen, innerlich aber sehr schlecht erhalten sind.

Die Art ist bisher aus der Cassianer Stufe der Südalpen und des Bakony bekannt. Anzahl der Exemplare: 9 wohlerhaltene und zahlreiche fragliche.

Omphalophyllia radiciformis (KLIPSTEIN) VOLZ

(Taf. I. Fig. 10 a—c)

1921. DIENER, Fossilium Catalogus, pars 13, S. 29. Ibid. Lit.

Auch bei diesem Formenkreis sind die siebenbürgischen Stücke zwar sonst ganz übereinstimmend, aber wesentlich kleiner, als die südalpinen. Die Durchmesser schwanken überhaupt nicht so sehr, als bei den letzteren, nur zwischen 5 und 7,5 mm, die Höhe beträgt bis 27 mm. Das Verhältnis von Durchmesser zur Höhe, auf das VOLZ scheinbar Wert legt, beträgt von 1 : 1,5 bis 1 : 4,5.

Fast alle Exemplare zeigen die Erscheinung der Kelchverjüngung, wie VOLZ sie nennt, des rhythmischen Wachstums, wie ich es nennen möchte. Die kleinsten Exemplare zeigen 2 Wachstumsstadien (Fig. 10 a). Bei grösseren Exemplaren wiederholen sich die Absätze, wobei die oberen manchmal kontinuierlich an Grösse zunehmen (Fig. 10 b). Meistens ist das aber nicht der Fall, die oberen Absätze bleiben vielmehr gleich oder werden sogar schmäler (Fig. 10 c).

Die Kelche sind stets rund und schwach eingetieft. Die Septen sind auffallend kräftig und gezackt. Charakteristisch ist ihre regelmässige Verschmelzung im Inneren, die VOLZ zwar nicht erwähnt, aber auf Taf. VIII, Fig. 27 a, 30 und 31 recht gut abgebildet hat. Ebenso die schwache und kurze

Institutul Geologic al României

Columella, die man auf der natürlichen Oberfläche oft gar nicht sieht, weshalb LAUBE die Art zu *Montlivaultia* stellte.

Die Art ist bisher nur aus den Cassianer Schichten der Südalpen bekannt.
Anzahl der Exemplare: zahlreiche, davon 16 sicher bestimmbar.

Omphalophyllia recondita (LAUBE) VOLZ

(Taf. I. Fig. 7)

1921. DIENER, Fossilium Catalogus, pars 13, S. 29. Ibid. Lit. Ausserdem:
1900. PAPP, S. 6.

Das einzige, gut erhaltene Exemplar zeigt leider abweichende Grösse. Der Kelch hat nur 2,5 mm im Durchmesser; doch sind auch unter dem Originalmaterial VOLZ solche kleine Stücke.

Die Epithek ist sehr kräftig und schwach quer gerunzelt. Charakteristisch ist auch die von VOLZ abgebildete, aber nicht erwähnte Erscheinung, dass die unter grossem Trennungswinkel auseinanderweichenden Kelche sehr rasch im Durchmesser zunehmen, sodass eine merkwürdige Wuchsform entsteht (s. Fig. 7).

Die Anzahl der Septen beträgt 30; sie berühren sich mit den Innenenden häufig, was ebenfalls von VOLZ (auf Taf. 8, Fig. 24 a, b) abgebildet, aber nicht erwähnt wurde. Die Columella ist deutlich griffelförmig, bei dem einen runden Kelch auch rund, bei dem anderen, ovalen Kelch etwas länglich.

Bekannt aus der Cassianer Stufe der Südalpen und des Bakony.
Anzahl der untersuchten Exemplare: 1 gut erhaltenes mit 2 Kelchen, mehrere fragliche.

Rhythmisches Wachstum bei Korallen. Die bei *Montlivaultia obliqua* und *Omphalophyllia radiciformis* typischen Verengungen und Erweiterungen des Kelchdurchmessers werden meistens als «Kelchverjüngung» bezeichnet. Dieser Ausdruck erscheint mir aber nicht glücklich, da er sicher nicht das Wesentliche der Erscheinung trifft. Bildung von einer bis drei kleineren Kelchen oder Knospen aus einem grösseren Kelch ist sehr oft beobachtet worden, besonders bei *Fungia* (Diaserisbildung); eine Zusammenstellung älterer Fälle von einfacher Kelchneubildung, sowie Beschreibungen neuerer Fälle habe ich kürzlich gegeben [1]). Bei diesen beiden Korallen, sowie seltener auch bei anderen, ist aber eine wiederholte, sprunghafte Änderung des Kelchdurchmessers auffällig. Sie kann zunächst nichts anderes sein, als der Ausdruck eines rhythmischen Wachstums, das durch die in mehr oder minder regelmässigen Intervallen erfolgende Wiederkehr von Schwankungen der Umweltsfaktoren bedingt ist.

Welcher Art diese Faktoren sind, ist bei fossilen Formen natürlich schwer zu entscheiden. Die gewöhnlichen, das Wachstum der Korallen bestimmenden

[1]) KÜHN, *Palaeontographica*, 79, S. 200, 1933.

Institutul Geologic al României

Faktoren (Licht, Wärme, Sauerstoffgehalt, Nahrung usw.) scheiden wohl aus, da ihr normaler Wechsel in zu kurzen Intervallen erfolgt, als dass er so tiefgreifende Änderungen bewirken könnte. Es ist auch auffällig, dass diese Erscheinung bei rezenten Riffkorallen, aber auch bei fossilen, reinen Riffkorallen, z. B. jenen des Dachsteinkalks, unbekannt ist. Sie scheint also in unserem Falle mit der Fazies zusammenzuhängen. WOOD-JONES zeigte ja schon 1906, welche Änderungen bereits geringe Sedimentation auf die Kelche der Korallen ausübt, wie sie aus der gemeinsamen Oberfläche emporwachsen, abnorme Teilungen und Furchenbildung zeigen, ehe sie zugrunde gehen.

In Meeresbuchten mit stärkerer Sedimentation, bezw. häufiger Trübung des Wassers finden sich überhaupt keine Riffkorallen, sondern nur kleinkelchige Einzelkorallen, vorwiegend mit spitzer Basis. Solche Korallenfaunen findet man etwa im Wiener Miozän bei Steinabrunn, oder in dem vor kurzen von mir beschriebenen Tegel von Kreta. Die Sedimentation erfolgt in solchen Buchten, wie man z. B. an der Adria sehr gut beobachten kann, nicht gleichmässig, sondern in grösseren Abständen, zu Zeiten grosser Sturmfluten oder eines hohen Wasserstandes der Flüsse. Zu solchen Zeiten wird sich auch das von WOOD-JONES beobachtete stärkere Emporwachsen der Kelche zeigen, dabei aber auch infolge der bei Korallen stark ausgebildeten Materialökonomie, vielleicht auch infolge Absterbens der Randpartien, eine Verkleinerung des Kelchquerschnittes eintreten. Zu Zeiten geringer Sedimentation dagegen erfolgt normales Breitenwachstum. Vielleicht spielt auch die Ernährung mit, da die Nahrungstiere [1]) sicher schlammreiches Wasser meiden.

Craspedophyllia alpina (LORETZ) VOLZ

1921. DIENER, Fossilium Catalogus, pars 13, S. 29. Ibid. Lit. Ausserdem:
1900. PAPP, S. 5, 6.

Die vorliegenden Stücke haben allerdings nur Höhen von 9 und 10 mm. Der Querschnitt ist oval, die Durchmesser betragen 8: 10 mm. Die derbe Epithek, die über 60 Septen mit ihren glatten Horizontalleisten, die grosse längliche Columella charakterisieren die Art genügend.

Die Art ist bisher bekannt aus der Cassianer Stufe der Südalpen und des Bakony. Anzahl der untersuchten Exemplare: 3.

Craspedophyllia cristata VOLZ

1921. DIENER, Fossilium Catalogus, pars 3, S. 29. Ibid. Lit. Ausserdem:
1900. PAPP, S. 6.

[2]) Vgl. über die Ernährung der Korallen die neuen Untersuchungen von YONGE 1930, S. 55.

MA, 1933, führt die regelmässigen Wachstumsschwankungen paläozoischer und rezneter Korallen nur auf Temperaturschwankungen zurück; dies steht aber in Widerspruch mit den Untersuchungen von VAUGHAN, MAYOR und neuerdings STEPHENSON 1933.

Institutul Geologic al României

Meist kleine, flach-trichterförmige, seltener höhere Polypare, im ersteren Falle 2,5, im letzteren bis 9 mm hoch. Die Durchmesser betragen regelmässig 5 mm, nur selten bis 4 oder 6 mm. Die Zahl der Septen beträgt 40— 50. Die Korallen entsprechen ganz der Beschreibung von VOLZ, nur die Epithek ist, zumindestens bei den flachen Exemplaren, dicker. Ausserdem würden sie zu den kleinsten Exemplaren zählen.

Die Art ist bisher aus der Cassianer Stufe der Südalpen und des Bakony bekannt. Anzahl der Exemplare: 9.

Procyclolites (?) sp.

Das Polypar ist rund, scheibenförmig und hat einen Durchmesser von 25 mm, in der Mitte eine grösste Höhe von 9 mm, die am Rande bis auf 3 mm herabsinkt. Die Unterseite ist mit einer schwachen, stellenweise unterbrochenen, konzentrisch gestreiften Epithek bedeckt; sie überkrustet andere Organismen, ist daher zum grossen Teile nicht sichtbar.

Man zählt 172 Septen, es können aber auch etwas mehr sein, da an manchen Stellen ein genaues Zählen nicht möglich ist. Sie sind dünn und am Oberrande fein gezähnt. In der Mitte senken sie sich unvermittelt zu einer tiefen Zentralgrube. Sie ist oval, der kürzere Durchmesser misst 1,5 mm; der grössere konnte nicht gemessen werden, da gerade hier eine Kalzitader durchgeht.

Leider war es nicht möglich, die wichtigsten Merkmale der Gattung festzustellen, trotz mehrerer Schliffe. Die Septen sind samt einer Infiltrationsschicht ganz in kristallinen Kalkspat umgewandelt, selbst die Zwischenräume zwischen ihnen sind mit demselben Kalk ausgefüllt, so dass man nur die Oberränder derselben ausnehmen, dagegen weder Poren noch Horizontalleisten oder Synaptikel wahrnehmen kann.

So muss selbst die Gattungszugehörigkeit als unsicher bezeichnet werden, obwohl sie, angesichts der Tatsache, dass *Procyclolites* bisher bloss aus norischen Schichten bekannt ist, sehr interessant wäre.

Ein Exemplar (zerschnitten).

Pinacophyllum gracile (MÜNSTER) VOLZ

1921. DIENER, Fossilium Catalogus, pars 13, S. 36. Ibid. Lit. Ausserdem: 1900. PAPP, S. 6.

Kleine, wenig verzweigte Stöcke, die sonst vollständig der ausgezeichneten Beschreibung von VOLZ entsprechen; manche sind sehr gut erhalten. Am häufigsten sind einzelne Exemplare oder solche mit drei Kelchen, zwei Kelche zeigt nur ein Exemplar.

Die Art ist bisher aus den Cassianer Schichten der Südalpen und des Bakony bekannt. Anzahl der Exemplare: 13.

Institutul Geologic al României

HYDROZOA

Spongiomorpha dendroidea n. sp.

(Taf. I. Fig. 11)

Die Kolonien sind aufrecht, selten einfach, meistens verzweigt. Die Äste haben Durchmesser von 3,5 bis 7 mm, die grössten, an beiden Enden noch abgebrochenen Exemplare Höhen von 40 mm.

Die Oberfläche lässt, wo sie halbwegs gut erhalten ist, ein wurmartiges Gewebe erkennen, das auch regelmässig angeordnete, kegelförmige Höcker bildet, deren Durchmesser 1 mm, deren Höhe 0,2 mm beträgt. An der Spitze dieser Höcker sieht man manchmal, aber nicht immer, ein sternförmiges Zusammenlaufen des Gewebes (Kelchbildung?).

Im Inneren sind die Zweige leider vollständig in grosse Kristalle umgewandelt; weder An- noch Dünnschliffe zeigten daher eine wirkliche Struktur. Nur nach der verschiedenen Orientierung der Kalzitkristalle kann man vermuten, dass wenigstens am Rande die Pfeiler untereinander parallel, aber senkrecht zur Oberfläche verliefen.

Wir haben also eine *Spongiomorpha* vor uns, wenn auch die Innenstruktur nicht ersichtlich ist. Von allen bisher bekannten Arten ist sie schon durch die Kolonieform und die regelmässige Ausbildung der Höcker, die bei dieser Gattung bisher nicht bekannt sind, unterschieden.

Anzahl der untersuchten Exemplare: Die Art gehört zu den allerhäufigsten. Ich zählte 12 relativ gut erhaltene und zahlreiche minder gute.

Holotyp: das abgebildete Exemplar. Geol. Inst. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 255.

Sind die Spongiomorphiden Korallen? Die beschriebene Art unterscheidet sich im Gewebe gar nicht, in der Kolonieform nur unwesentlich von den übrigen Spongiomorphiden.

Auch die bei diesen gelegentlich auftretenden, kelchähnlichen Strukturen sind bei ihr, wenn auch in etwas anderer Form, zu beobachten. Sie wären daher der von FRECH aufgestellten Gattung *Heptastylopsis* zu zuzählen. HAAS [1]) bezweifelt aber den Gattungswert und SMITH [2]) findet nicht nur zwischen diesen beiden Formenkreisen, sondern auch gegenüber *Heptastylis* und *Stromatomorpha* keine generische Begrenzung, was mir allerdings zu weit gegangen scheint.

Man hat die *Spongiomorphidae* bisher stets für Vorläufer der *Poritidae* gehalten. FRECH hat diese Auffassung als erster begründet [3]) und alle späteren Autoren sind ihm darin gefolgt [4]). FRECH verglich sie unmittelbar mit der

[1]) HAAS, S. 154—155, 1909.

[2]) SMITH, S. 133, 1927.

[3]) FRECH, S. 72, 1890.

[4]) HAAS, S. 155, 1909; VINASSA DE REGNY, S. 103, 1915; SMITH, S. 132, 1927; YABE und SUGIYAMA, S. 103, 1931.

Institutul Geologic al României

kretazisch-tertiären *Actinacis* [1]), SMITH mit *Goniopora* [2]). FELIX fand in den *Cladospongiomorphinae* ein jurassisches Verbindungsglied [3]), das sich allerdings später als Tabulate entpuppte. Schon vorher hatte HAAS die Zugehörigkeit von *Cladocoropsis* zu den *Spongiomorphidae* bezweifelt [4]).

Nun ist aber die Ähnlichkeit zwischen den Spongiomorphiden und den Poritiden gar nicht so gross. Man darf zunächst nicht, wie dies FRECH und seine Nachfolger taten, nur den Feinskelettbau vergleichen. Denn die Auflockerung des Skeletts bis zur Porosität ist eine allgemeine Konvergenzerscheinung bei den Coelenteraten, die bei den verschiedensten Gruppen und zu den verschiedensten Zeiten auftritt. Wir beobachten sie etwa bei den Rugosen, von denen zahlreiche, besonders karbone Gattungen porös sind, bei verschiedenen, nicht von einander abstammenden Gruppen der Hexakorallen, wie den Eupsammiden, den Acroporiden, den Poritiden, die sich unabhängig aus verschiedenen Fungidengruppen entwickelt haben. Wie man aber die vollständig kelchlosen *Spongiomorpha-* und *Stromatomorpha-* Arten FRECH's als Korallen deuten soll, wo FRECH selbst von einer unregelmässigen Verteilung der Gastrovascularräume zwischen den Trabekeln spricht [5]) und selbst ein so kritischer Beobachter, wie HAAS, sich dieser Ansicht ausdrücklich anschliesst [6]) ist mir bis heute, trotz einiger Kenntnis der einzelnen Coelenteratengruppen, schleierhaft geblieben. Tiere, welche dem von FRECH angenommenen Bau entsprechen, sind eben keine Anthozoen!

Dazu kommt noch, dass der Skelettbau der Spongiomorphiden (ganz abgesehen von dem Fehlen der Kelche) wenig dem massiveren von *Actinacis*, sondern mehr dem lockeren der tertiär-rezenten Gattungen *Goniopora* und *Porites* gleicht. Die Entwicklung der *Poritidae* geht aber, wie ich schon früher gezeigt habe [7]), in zwei Linien vor sich, deren eine über *Litharaea* zu *Goniopora* und *Porites* und deren andere über *Actinacis* zu *Turbinaria* führt. Also von dichteren zu immer lockereren Formen. Der gemeinsame Ursprung der beiden Entwicklungslinien ist also bei Formen mit noch dichterem Skelett, etwa der jurassich-altkretazischen *Thamnaraea* und den Fungiden zu suchen. Dagegen ist die Entwicklung aus dem sehr lockeren Skelett der Spongiomorphiden ganz ausgeschlossen.

Da nun die Spongiomorphiden bei den Anthozoen, wie wir sahen, nirgends Anschluss finden und infolge ihrer Kelchlosigkeit gar nicht zu dieser Klasse gehören, erhebt sich die Frage, ob sie einer isolierte Gruppe, wie die Tabulaten, oder einer anderen Klasse angehören.

[1]) FRECH, S. 72, 1890.
[2]) SMITH, S. 132, 1927.
[3]) FELIX, S. 1—8, 1906.
[4]) HAAS, S. 155, 1909.
[5]) FRECH, S. 71, 1890.
[6]) HAAS, S. 155, 1909.
[7]) KÜHN, S. 243, 1925.

Institutul Geologic al României

Da wäre zunächst an Hydrozoen zu denken. Es ist ja bekannt, dass die Poritidenskelette sehr jenen von Hydrozoen gleichen, was schon früher die Ursache von Verwechslungen war [1]). Tatsächlich gleichen die Bilder, welche FRECH, SMITH und YABE vom Spongiomorphidenskelett entwerfen, sehr jenen von *Actinostromaria* [2]). Auch die Kolonieformen gleichen einander z. T. vollständig. Selbst die kelchähnlichen Strukturen, wie sie FRECH abbildet, finden ihr fast genaues Analogon in den Astrorhizen von *Actinostromaria*, vergleiche etwa STEINER 1932, Textfig. 9.

Die oben beschriebene Art scheint insoferne eine bedeutsame Zwischenstellung einzunehmen, als sie mit ihren Höckern und den darauf zusammenlaufenden Skelettelementen zwischen den ebenfalls meistens auf Höckern sitzenden Astrorhizen der Stromatoporen einerseits und den als Kelchen gedeuteten sternförmigen Anordnungen der Skelettelemente, sowie den Höckern mancher kretazisch bis rezenter Hydroiden andererseits vermittelt.

TABULATA

Zu den Tabulaten, von denen ja bereits einige Chaetetesarten aus der Trias bekannt sind, scheinen zwei Kolonien zu gehören. Leider war es in keinem Falle möglich, die Zugehörigkeit sicherzustellen.

Die eine Kolonie war etwa fingerhutförmig, die Höhe betrug 19, der Durchmesser unten 10, oben 7 mm. Die Unterseite ist gewölbt und mit einer kräftigen Epithek bedeckt. Die Oberseite zeigt bei schwacher Vergrösserung eine gleichmässig-netzartige Struktur, wie bei Chaetetiden. Der grösste Teil der Kolonie wurde für Schliffe verbraucht, in denen jedoch nicht das geringste zu sehen ist. Es handelt sich also um einen aus Kalkkörnchen bestehenden Steinkern.

Die zweite Kolonie ist dichotom verzweigt. Ihr Durchmesser beträgt unten 5 × 7 mm, die beiden Äste haben je 5 mm und sind kreisrund; die Höhe beträgt 9 mm. Die Kolonie ist oben und unten abgebrochen. Über die Aussenstruktur gilt das oben gesagte.

2 Exemplare. Geol. Inst. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 256.

BRYOZOEN

Ceriopora cf. *cnemidium* (KLIPSTEIN) WÖHRMANN

1901. VINASSA DE REGNY, S. 16, Taf. 2, Fig. 19. Ibid. Lit.

Eine halbkugelige Kolonie, die aber unten abgebrochen ist, so dass man weder eine Epithek, noch eine etwaige Fortsetzung nach unten sehen kann.

[1]) Das angebliche Hydrozoon *Neostroma sumatrensis* TORNQUIST, dessen Zugehörigkeit zu *Actinacis* GEHRT nachwies (vgl. KÜHN, Fossilium Catalogus, pars 36, S. 93, 1928).

[2]) Vergleiche die Abbildungen bei DEHORNE 1920 und STEINER 1932.

Institutul Geologic al României

Der Durchmesser der Kolonie beträgt 6 mm. Die Röhrchen sind rund, ohne Tabulae, und haben Durchmesser von 0,2 bis 0,3 mm.

Wir können also nur wenig von der vorliegenden Form aussagen. Dieses Wenige spricht aber ausschliesslich für die oben zitierte Art. Diese ist bisher aus den Cassianer Schichten der Südalpen und des Bakony bekannt.

1 Exemplar. Geol. Inst. Bucureşti. Inv. Nr. B. t. 257.

SCHLUSSBEMERKUNGEN

Die Untersuchung der relativ wenigen, bestimmungsfähigen Formen ergab mithin:

ANTHOZOA

Hexastraea magna n. sp.
Stylophyllopsis romerloana VOLZ
Montlivaultia cf. *montis hierosolymorum* PAPP
» *obliqua* (MÜNSTER)
Margarophyllia crenata (MÜNSTER) VOLZ
» *multisepta* n. sp.
Thecosmilia sublaevis (MÜNSTER) VOLZ
Margarosmilia confluens (MÜNSTER)
» *richthofeni* VOLZ
» *septanectens* (LORETZ) VOLZ
Cassianastraea transsylvanica n. sp.
» *rudissima* n. sp.
Astraeomorpha robusta n. sp.
Myriophyllia jekeliusi n. sp.
» *münsteri* VOLZ
» *pygmaea* (MÜNSTER) KÜHN
Omphalophyllia boletiformis (MÜNSTER) WÖHRM.
» *radiciformis* (KLIPST.) VOLZ
» *recondita* (LAUBE) VOLZ
Craspedophyllia alpina (LORETZ) VOLZ
» *cristata* VOLZ
Pinacophyllum gracile (MÜNSTER) VOLZ

HYDROZOA

Spongiomorpha dendroidea n. sp.

TABULATA

Chaetetes sp.

Institutul Geologic al României

BRYOZOA

Ceriopora cf. *cnemidium* (KLIPST.) WÖHRM.

Man hat nach dieser Tabelle den Eindruck, dass sich die nahen Beziehungen zur Cassianer Stufe der Südalpen und des Bakony geradezu aufdrängen. Ich würde aber warnen, darauf allzu viel Gewicht zu legen. Denn Korallen aus tieferen Horizonten der Mitteltrias sind nur wenige bekannt. Abgesehen von jener des germanischen Muschelkalks, die neuerdings durch WEISSERMEL bearbeitet wurde, ist keine einzige mitteltriadische Korallenfauna in neuerer Zeit untersucht worden. So ist die von SIMIONESCU erwähnte Korallenfauna von der Insel Popina noch nicht untersucht, ebensowenig jene der Marmolata, die nach SALOMON auch Hydrozoen und Cerioporen enthalten soll. Was ich selbst bisher an mitteltriadischen Korallen sah, etwa aus den Steiner Alpen oder aus dem Schneeberg-Raxgebiet, ist allerdings auffallend schlecht erhalten, so dass man sich nicht wundern kann, wenn sich niemand an ihre Bearbeitung wagt. In der Regel sind bloss an vereinzelten Schichtflächen schwache Abdrücke erkenntlich, manchmal herausgewitterte Partien undeutlicher Steinkerne; dagegen ist keine Spur des Skeletts mehr vorhanden.

Immerhin ist es bemerkenswert, dass in der vorliegenden Fauna *nur* Arten der Cassianer Fauna vertreten sind, dagegen keine einzige der zahlreicheren obertriadischen Arten, so dass das Alter als oberer Mitteltrias auch durch die Korallen allein bewiesen wurde. Von Interesse ist auch das Auftreten der Spongiomorphiden, die damit zum ersten Male in älteren als obertriadischen Schichten nachgewiesen wurden, nachdem erst vor kurzem YABE und SUGIYAMA ihre Anwesenheit im Oberjura sicherstellten. Doch deuten einige der von VINASSA DE REGNY aus dem Bakony beschriebenen Hydrozoen, sowie die Bemerkung SALOMON's über Hydrozoen im Marmolatakalk wahrscheinlich bereits auf verwandte Formen hin.

Merkwürdig ist auch die Fazies. Es liegen fast ausschliesslich Einzelkorallen, noch dazu von geringer Grösse vor, ausgesprochene Riffkorallen fehlen überhaupt. Selbst die *Thecosmilia* und die Margarosmilien sind nicht etwa in Bruchstücken erhalten, aus denen man auf Riffe schliessen könnte, sondern sind ganz deutlich kleine, unbedeutende Stöcke. Die meisten Arten, wie *Montlivaultia obliqua*, *Myriophyllia pygmaea*, *Omphalophyllia boletiformis*, *O. radiciformis*, *O. recondita*, *Craspedophyllia alpina*, *C. cristata*, *Pinacophyllum gracile* zeichnen sich gegenüber den sonst bekannten Formen (Typen) noch durch geringere Grösse aus. Diese Erscheinung, die ich sonst nur in Ablagerungen von grösster Sedimentationsgeschwindigkeit, z. B. in den miozänen Mergeln von Steinabrunn, dem Tegel von Kreta usw. beobachtete, würde also einer mergeligen Ablagerung entsprechen.

Institutul Geologic al României

Der Kalk, in dessen Verwitterungszone sich die Korallen fanden, macht aber nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Dr. JEKELIUS ganz den Eindruck eines Riffkalkes und besteht zu 99,5% aus reinem Kalziumkarbonat. Es ist aber als sicher anzunehmen, dass die Korallen nicht aus Riffkalk, sondern aus einem feinkörnigen Sediment stammen. Dafür spricht nicht nur der Charakter der Fauna, sondern auch die Tatsache ihrer Erhaltung. Im Riffkalk dagegen sind die Korallenstrukturen im Verlaufe der Diagenese verschwunden.

Dies ist eine ganz allgemeine Erscheinung. Wir kennen wohl die Korallen der Mergel von St. Cassian, aber nicht die der angrenzenden Kalke; wir kennen eine umfangreiche Fauna der Zlambachmergel, dagegen wenige und schlecht erhaltene Korallen des Dachsteinkalkes. Im Jura sind es neben mergeligen, besonders eingekieselte Gesteine (Terrain à chailles des Schweizer Jura, die eben von mir untersuchte Hornsteinbreccie des Sonnwendgebirges), welche reiche Korallenfaunen geliefert haben, während der Plassenkalk mit seinem deutlichen Riffcharakter nur selten untersuchungsfähige Spuren bietet. Auch in der Kreide sind es die Gosaumergel, welche die reichhaltigste Korallenfauna lieferten, während aus den vielen Kalken der unteren und oberen Kreide fast keine Korallen bekannt sind. Wir können es daher als eine Regel betrachten, dass aus wirklichen Riffen die Korallen nicht erhalten bleiben. Die eigentümliche Struktur der Korallenskelette mit ihren vielen Hohlräumen und der stets reichlichen Bildung von Korallengrus, welcher sie und ihre Umgebung dann erfüllt, begünstigt offenbar im Verlauf der Diagenese eine gleichmässige Umkristallisation, bei der jede Struktur verschwindet. Nur bei Gegenwart verschiedener Fossilisationssubstanzen, die auch eine verschiedene Sedimentation (Ton) oder Diffusion (Kieselsäure) zeigen, besteht Aussicht, dass auch feinere Strukturen erhalten bleiben.

In unserem Falle kommen aber beide Substanzen nicht in Betracht. Nach freundlicher Mitteillung von Herrn Dr. JEKELIUS stammen die Korallen unmittelbar aus dem reinen Kelk, die Tonhäute, welche die herausgewitterten Exemplare umgeben, sind aus der darüber lagernden Lehmschichte eingeschwemmt. Der Kalk zeigt makroskopisch und im Mikroskop keinerlei Riffstruktur, sondern ist körnig-kristallin. Wir können daher nur annehmen, dass es sich zwar um rasche, dem Faunencharakter entsprechende Sedimentation, aber nur von rein kalkigem Material handelte. Denn tonige Bestandteile wären im Verlaufe der Diagenese und Verwitterung eher angereichert, als abgeführt worden.

Manuskript eingegangen, Mai, 1934.

Institutul Geologic al României

VERZEICHNIS DER ZITIERTEN LITERATUR

DIENER C. Cnidaria triadica. *Fossilium Catalogus*, pars 36, 1921.

FRECH F. Die Korallenfauna der Trias. I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. *Palaeontographica*, 37, S. 1—216, 1890.

HAAS O. Bericht über neue Aufsammlungen in den Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Altausee. *Beitr. z. Pal. u. Geol. Österreich-Ungarns*, 22, S. 143—162, 1909.

JEKELIUS E. Vorläufige Mitteilung über das Vorkommen eines weissen Triaskalkes bei Braşov (Kronstadt). *Bul. Soc. Rom. Geol.*, 1, S. 196—198, Taf. 5, 1932.

KÜHN O. Studien über die Poritidae der Kreideformation. *Z. f. d. österr. Mittelschulen*, 1, S. 237 — 245, 1924.

— Variationsuntersuchungen an rezenten Korallen und ihre Anwendung auf die fossilen. *Verh. zool.-bot. Ges.*, Wien, 74 — 75, S. 129 — 134, 1925.

— Hydrozoa. *Fossilium Catalogus*, pars 36, 1928.

— Das Becken von Isfahan-Saidabad und seine altmiozäne Korallenfauna. *Palaeontographica*, 79, S. 143 — 218, 3 Taf., 1933.

LAUBE G. Die Fauna der Schichten von St. Cassian, I. *Denkschr. d. Akad. d. Wiss.*, Wien, 24, S. 223—266, 1865.

MA T. Y. H. On the seasonal change of growth in some Paleozoic corals. *Proc. Imp. Acad. Tokyo.* 9, s, 407 — 408, 1 Taf., 1933.

OGILVIE M. Microscopic and systematic study of Madreporarian types of Corals. *Phil. Trans. R. Soc.* London, 187, S. 83—345, 1896.

PAPP K. Triaskorallen aus dem Bakony. *Res. d. wissenschaftl. Erforschung des Balatonsees*, I, 1. Palaeontologie. Anhang. Budapest, 1900.

PRATZ E. Über die verwandschaftlichen Beziehungen einiger Korallengattungen mit hauptsächlicher Berücksichtigung ihrer Septalstruktur. *Palaeontographica*, 29, S. 83—124, Taf. 14, 1882.

SALOMON W. Geolog. und palaeontolog. Studien über die Marmolata. *Palaeontographica*, 42, 1895.

SIMIONESCU I. Studii geologice şi paleontologice din Dobrogea. IV. Fauna triasică din insula Popina (avec résumé français). *Acad. Română, Publ. Fond. V. Adamachi*, IV, Bucureşti, 1910.

SMITH I. P. Upper triasic invertebrate faunas of North America. *U. S. A. geol. Survey, Prof. Paper* Nr. 141, 135 S., 120 Taf., 1927.

STEINER A. Contribution à l'étude des Stromatopores secondaires. *Mém. de la Soc. Vaudoise des sc. nat.*, 4, S. 105—221, 14 Taf., 1932.

STEPHENSON T. A. & A. Growth and asexual reproduction in corals. Sc. Rep. Great Barrier Reef Expedition, III, Nr. 7. London, 1933.

TORNQUIST A. Neue Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Umgebung von Recoaro und Schio, II. *Z. d. Deutschen geol. Ges.*, 52, S. 122, 1900.

Institutul Geologic al României

VINASSA DE REGNY P. Trias-Tabulaten, Bryozoen und Hydrozoen aus dem Bakony. *Res. d. wissenschaftl. Erforschung des Balatonsees*, I, 1. Palaeontolog. Anhang. Budapest, 1901.

— Neue Schwämme, Tabulaten und Hydrozoen aus dem Bakony. Ibid. 1901.

— Triadische Algen, Spongien, Anthozoen und Bryozoen aus Timor. *Pal. von Timor*, 4. Lief., Stuttgart, 1915.

VOLZ W. Die Korallenfauna der Trias. II. Die Korallenfauna der Schichten von St. Cassian in Süd-Tirol. *Palaeontographica*, 43, 1896.

YABE H. und SUGIYAMA T. Upper Triassic Spongiomorphid from Saarzozan Province of Tosa. *Jap. Journ. Geol. and Geogr.*, Tokyo, 10, S. 5—9, 1932.

YONGE C. M. Studies on the physiology of Corals. I, Feeding mechanisms and food. Brit. Mus. Great Barrier reef expedition, I, Nr. 2, 1930.

Institutul Geologic al României

TAFEL I

Institutul Geologic al României

TAFEL I

Fig. 1 a—c *Margarosmilia confluens* MÜNSTER 113
2 a—b *Margarophyllia multisepta* n. sp. 112
3 a—b *Cassianastraea transsylvanica* n. sp. (b = 5/1) 116
4 *Cassianastraea rudissima* n. sp. 115
5 *Astraeomorpha robusta* n. sp. 117
6 a—d *Myriophyllia jekeliusi* n. sp. (d = 3/1). 118
7 *Omphalophyllia recondita* (LAUBE) VOLZ 122
8 a—b *Hexastraea magna* n. sp. (b = 2/1) 110
9 *Montlivaultia obliqua* MÜNSTER 111
10 a—c *Omphalophyllia radiciformis* (KLIPST.) VOLZ 121
11 *Spongiomorpha dendroidea* n. sp. 125

Institutul Geologic al României



Impr. Mémin - Tortellier Arcueil (Seine)

Institutul Geologic al României

LE BASSIN NÉOGÈNE DE BEIUȘ

PAR

MIRCEA PAUCĂ

SOMMAIRE

Introduction 133
I *Stratigraphie du Bassin* 136
A) Le Tortonien 136
B) Le Sarmatien 148
C) Le Pliocène 162
1. Le Pontien 166
2. Le Pliocène supérieur 175
D) Le Pléistocène 178
II *Tectonique du Bassin* 180
III *Morphologie du Bassin* 184
IV *Géologie économique* 192
V *Paléontologie* 194
VI *Conclusions générales* 218
Bibliographie 221

INTRODUCTION

Historique. Le premier géologue qui ait fait des recherches dans le bassin de Beiuș, est BEUDANT qui a publié son « Voyage minéralogique et géologique » auquel est annexée une carte géologique. Dans ce voyage entrepris en 1818 à travers la Hongrie et la Transylvanie, cet auteur reconnaît dans le bassin de Beiuș de la « Nagelfluhe et de la mollasse ou du grès à lignites » d'âge tertiaire, tandis que les bords du bassin seraient formés de « calcaires rouges à encrines » d'âge mésozoïque.

Après un intervalle d'une trentaine d'années, la région des trois Criș commence à attirer l'attention des géologues de l'Institut géologique d'Autriche, parmi lesquels il convient de mentionner spécialement les noms de FR. HAUER et de K. PETERS, chacun d'eux publiant à son tour une carte géologique.

Pendant l'été de 1860, les bassins des trois Criș, mais surtout celui du Criș Repede, sont étudiés de façon plus minutieuse par H. WOLF, géologue

Institutul Geologic al României

de l'Institut géologique d'Autriche. Ce dernier trace aussi un bref historique des études antérieures et dessine quelques coupes qui se réfèrent surtout aux formations mésozoïques de la limite N des Monts de Pădurea Craiului. WOLF est le premier qui ait remarqué l'absence des formations « marines éocènes », c'est-à-dire du Paléogène dans cette région; il croit que les premiers dépôts de ces bassins sont les dépôts saumâtres (du Sarmatien); il affirme que le calcaire de Leitha — qui du reste est très peu développé dans la région qu'il a étudiée — ne s'y trouve pas. WOLF mentionne aussi les argiles et les sables à *Melanopsis* (du Pontien) mais ne les sépare pas, du point de vue de l'âge, de ceux à Cérithes.

Après un nouvel intervalle d'une trentaine d'années, les recherches sont reprises dans le bassin de Beiuș par les géologues de l'Institut géologique de Hongrie, vers 1890, mais interrompues en 1918. Cette fois, le bassin est étudié assez minutieusement et levé au 25.000-e; les Comptes-Rendus (Jahresbericht) de l'Institut géologique hongrois publient d'assez nombreux rapports des quatre géologues qui se sont plus longuement occupé de ce bassin. Ce sont: J. PETHÖ, TH. SZONTAGH, OTT. KADIČ et HUGO BÖCKH. Quoique pendant cette période le bassin de Beiuș ait été complètement levé, et que pour certains endroits, le lever, ait même été revu, il n'en a été publié qu'une seule carte géologique au 75.000-e, la feuille Ucuriș (Ökrös) levée par J. PETHÖ et H. BÖCKH et parue en 1905; elle contient en majeure partie les Monts du Codru et une petite portion du bassin seulement qui limite ces montagnes au Nord.

Ce qui caractérise les études de cette période, c'est qu'elles consistent uniquement en une description très détaillée d'une région restreinte (concernant d'ordinaire une feuille au 25.000-e ou même moins, les résultats rassemblés pendant une campagne d'été) mais sans qu'on la mît suffisamment en rapport avec les régions avoisinantes déjà étudiées et sans qu'on s'élevât à un point de vue général embrassant toute l'histoire géologique de ce bassin, en concordance avec celle de la Dépression pannonienne dont il fait partie.

Le présent travail résume les résultats des recherches entreprises sur le terrain au cours des années 1928—1931.

Limites de la région étudiée. Du point de vue morphologique, on entend par bassin de Beiuș, la région géographiquement bien caractérisée, comprise entre Vașcău au S et Beiuș au N. Il est limité au S et à l'W par les Monts du Codru et de Moma, formés de roches permiennes, triasiques et jurassiques, au N par les Monts de Pădurea Craiului, formés de roches permo-mésozoïques, y compris le Crétacé (excepté le Danien), et à l'E par les Monts du Bihor, formés de roches permo-mésozoïques et de massifs granitiques (à l'E de Petroasa), dacitiques et porphyriques (à l'E de Budureasa). Le

Institutul Geologic al României

bassin a, à peu près, la forme d'un triangle isocèle, dont la base est tourné vers le Nord.

Les Monts de Pădurea Craiului, du Codru et de Moma [1]) présentent, les uns par rapport aux autres, selon PÁLFY, ROZLOZSNIK, SZONTAGH et W. FISCH, des unités stratigraphiques et tectoniques différentes.

Géologiquement parlant, on entend par bassin néogène de Beiuș, une région quatre fois plus grande environ, qui s'étend aussi vers le S de Vașcău jusqu'à la vallée du Criș Alb, là où le bassin de Beiuș s'unit à celui de Zarand; au N et à l'W de Beiuș, ce bassin s'étend jusqu'aux environs des villes d'Oradea Mare et de Salonta, où commence la plaine hongroise. Toute la région étudiée se trouve dans le district de Bihor.

Après une longue période continentale qui dure depuis le commencement du Danien jusqu'au Miocène moyen, le bord W des Monts Apuseni se fragmente et s'affaisse en trois vastes régions, dans lesquelles les eaux du Néogène, venant de la Dépression pannonienne, ont pénétré, toujours plus profondément pour chaque étage, à l'intérieur de ces montagnes, sous forme de golfes, en sédimentant les trois bassins: le bassin de Borod au N, celui de Beiuș au milieu et celui de Zarand au S; les eaux de tous les trois sont actuellement drainées par les trois Criș.

Pendant le Pontien, les bassins de Beiuș et de Zarand étaient unis par leurs extrémités du S et de l'E et avançaient vers le fossé du Mureș qui, dès le Tortonien, servait de communication entre le bassin de Transylvanie et la Dépression pannonienne. Donc, à cette époque, les Monts du Codru et de Moma, formés de sédiments permo-mésozoïques traversés de nombreuses éruptions, ne représentaient qu'une île triangulaire près du littoral E de la Mer Pannonienne. C'est à peine à la fin du Pliocène que ces deux bassins furent séparés par des éruptions de laves et de tufs andésitiques, qui se produisirent dans l'espace compris entre les Monts Métallifères et ceux du Codru et de Moma.

La région étudiée dans le présent ouvrage est comprise entre les limites suivantes: à l'W, et dirigée approximativement du N au S, une ligne qui commence à Oradea Mare, correspond à la limite entre le Pléistocène du bassin et les alluvions de la Plaine pannonienne et coïncide à peu près avec la frontière entre la Roumanie et la Hongrie.

Au S et à l'W, le bassin est limité par un système de failles d'âge néogène de la vallée du Criș Negru, qui commencent au S de Vașcău et se dirigent vers le NNW à proximité de Beiuș; à partir de cet endroit, à l'W, le bassin est limité par les formations permo-mésozoïques des Monts du Codru, jus-

[1]) Dans la littérature géologique hongroise, les Monts du Codru et de Moma sont connus aussi sous le nom de Monts du Beliu, d'après le petit bourg de Beliu, district de Bihor.

Institutul Geologic al României

qu'au delà du village d'Olcea, où commencent les dépôts alluvionnaires de la Plaine Pannonienne.

Au N et à l'E la limite du bassin correspond à un autre système de failles d'âge néogène, qui commencent au niveau du village de Haieu (à 7 km au SE d'Oradea Mare) et se dirige d'abord au SE, passant aux environs de Betfia, Sântelec, Taşad, Bucuroaia, Corbeşti, Dobreşti, Sitani, Valani et Remetea jusqu'à Meziad où les failles prennent approximativement la direction NS, passant le long de Cresulia, Budureasa, Fericea, Pietroasa, Valea Neagră de Sus, Sighiştel, Băiţa, Vărzaru de Sus, jusqu'à Săliste près Vaşcău où les failles rejoignent de nouveau la vallée du Criş Negru.

Les deux systèmes de failles représentent chacun une zone large de plusieurs km. dans laquelle les failles sont très nombreuses et presque parallèles. Ces failles sont parfaitement visibles dans les carrières taillées dans les conglomérats et les grès rouges du Permien supérieur, sur la rive gauche du Criş Negru, entre les villages d'Urviş et de Şoimi. Elles descendent en escalier vers l'intérieur du bassin et sont en partie recouvertes par les dépôts du Pliocène. C'est à l'époque de ce dernier que les eaux de la Dépression pannonienne ont recouvert la plus grande surface et se sont élevées à la plus grande altitude.

I. STRATIGRAPHIE DU BASSIN

Les étages qui participent à la composition de ce bassin sont: le Tortonien, le Sarmatien, le Pliocène et le Pléistocène. Tous ces étages se trouvent en discordance sur un soubassement permo-mésozoïque, fortement plissé en direction N-S, E-W, ou NW-SE, pendant le Crétacé moyen et supérieur, et peut-être même pendant le Paléogène. Ce dernier, ainsi que le premier étage Méditerranéen font complètement défaut à la limite W des Monts Apuseni, où la transgression du Miocène commence partout par le Tortonien.

A) LE TORTONIEN

Le Tortonien du bassin de Beiuş est représenté par des dépôts littoraux détritiques ou récifaux et par des dépôts néritiques d'où, à la suite de l'érosion du Sarmatien supérieur jusqu'au Méotien, demeurent seules quelques îlots assez petits par rapport à la surface occupée par les eaux du Tortonien. Ces îlots peuvent être groupés en 11 régions.

1. *Le Tortonien entre les villages de Vintir et de Răbăgani.* Dans cette région, les dépôts tortoniens reposent au NW sur un îlot permo-triasique de grès et de conglomérats rouges, parfois à structure croisée, d'autres fois très bréchifiés et altérés — probablement sous l'influence des lignes de dislo-

Institutul Geologic al României

cation du Miocène supérieur —; au-dessus de ces roches est déposé d'abord, au SE, un mince paquet de schistes argileux violets ou verts à l'aspect sériciteux (couches de Werfen), ensuite les dolomies grises du Virglorien et enfin, les épais calcaires noirs disposés en bancs à odeur bitumineuse (Calcaires de Wengen-Ladinien). Au NE de la crête Măgura Răbăganilor (399 m), à 1 km environ entre les dolomies et les calcaires noirs, ainsi que dans la masse de ceux-ci, se trouvent intercalés des schistes verts — ou jaunâtres par altération — n'ayant guère que quelques mètres d'épaisseur; ils contiennent de nombreux *Daonella moussoni* MÉR. et *D. cfr. tyrolensis* MOJS. ainsi que des restes fossiles indéterminables de Gastéropodes, de Lamellibranches, d'Echinides, etc. D'après la détermination faite par KITTL, ROZLOZSNIK mentionne en cet endroit, en 1912, *Daonella taramellii* MOJS. aussi, et c'est sur quoi il s'appuie pour attribuer aux calcaires noirs un âge ladinien.

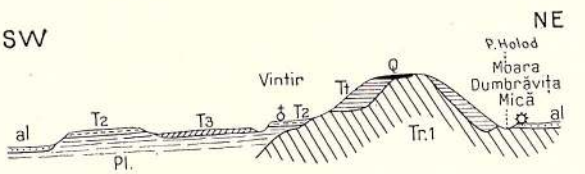


Fig. 1. — Coupe du Tortonien à l'ouest du village de Vintir.
Tr_1, grès rouges (couches de Gröden); Tt, Tortonien; T_2 et T_3, Terrasses; Pl. Marnes à *Valenciennesia;* Q, Quaternaire inférieur; al, Alluvions,; * Le moulin de Dumbrăvița Mică.

La position des roches de ce soubassement permo-triasique est en général N 35—60 W et plongent de 25—40 vers le N. A l'époque du second étage méditerranéen, cet îlot formait la limite S du bassin et c'est à peine pendant le Sarmatien que les eaux de celui-ci ont envahi la région située plus au S, dépassant le cours actuel du Criș Negru entre Pietrani et Șoimi, qui est une vallée épigénique, formée pendant le Levantin et le Pléistocène.

Le Tortonien situé sur cet îlot, est développé surtout sous un faciès littoral détritique ou récifal, et se compose de trois îlots, dont deux, notamment le plus grand, d'environ 3 km², et le plus petit de quelques centaines de mètres carrés seulement, se trouvent au N du village de Brătiești. Les roches qui prennent part à sa composition sont: des grès et des conglomérats fins, en général quartzeux, à ciment calcaire formé d'un détritus abondant de *Lithothamnium*. Les restes fossiles de ces roches, à l'exception de nombreuses concrétions de différentes dimensions de *L. ramosissimum* RSS., sont assez rares et appartiennent plutôt aux Pectinidés et aux Echinodermes, parmi lesquels se trouvent de nombreux fragments roulés de *Scutella* et de *Clypeaster*. Une seule fois, sur le chemin nouvellement tracé en 1929, qui monte depuis la cote 135, de la vallée du Holod, vers le SE, à la ferme de l'évêché gréco-catholique de Vintir, j'ai trouvé un exemplaire presque entier

Institutul Geologic al României

de *Scutella vindobonensis* LAUBE. Outre les conglomérats, dans le Tortonien de cette région, surtout auprès du moulin dénommé « Dumbrăvița-Mică » (à l'E de Vintir), se trouvent aussi des calcaires à Serpules, à Bryozoaires et à très nombreux Foraminifères, tels que: *Polystomella crispa* LAMK., *Nonionina depressula* WALK et JAK., *Rotalia* sp., *Nodosaria* sp., *Discorbina* sp., *Polymorphina* sp., *Truncatulina* sp., etc. et au S de ce moulin se trouvent également quelques tufs dacitiques blancs inaltérés. A l'extrémité NW du village de Brătiești, les tufs dacitiques contiennent beaucoup de biotite; ils sont blancs, mais très altérés.

Le Tortonien de cette région est mentionné pour la première fois en 1893 par SZONTAGH, qui ne le décrit que très sommairement. Les érosions de l'époque du Sarmatien moyen — Méotien et du Levantin — Pléistocène, ont totalement écarté le Sarmatien et le Pliocène situés au-dessus, de sorte que le Tortonien de cet endroit est recouvert uniquement d'une mince couche d'argiles de couleur jaune-rougeâtre, à concrétions ferrugineuses (Bohnerz), d'âge pléistocène inférieur (Fig. 1).

2. *Le Tortonien de la région des villages de Spinuș, de Highiș et de Coșdeni.* Ce Tortonien se composant de quatre îlots, dont deux de dimensions réduites, de quelques centaines de mètres carrés seulement, est situé à l'extrémité N du village Highiș, sur les deux rives du ruisseau Hălăștău. Les deux autres îlots sont un peu plus étendus et se trouvent, l'un au SW du village Spinuș, l'autre au N du village Coșdeni. De même que le Tortonien précédemment décrit, le Tortonien de cet endroit se trouve développé en liaison avec un groupe de plusieurs grands et petits îlots de dolomies et de calcaires noirs à schistes contenant les *Daonella* du Trias moyen parfois très bréchifiés et altérés, qui représentent probablement une crête anticlinale dans la même position que le Permo-Trias situé entre Vintir et Răbăgani.

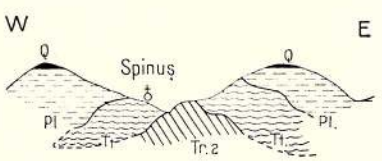


Fig. 2. — Coupe des affleurements du Tortonien et du Trias moyen à l'extrémité N du village de Spinuș, sur le ruisseau Hălăștău.

Tr_2, Trias moyen; Tt, Tortonien; Pl_1, Pontien; Q, Quaternaire inférieur.

Le Tortonien de cette région est surtout développé sous un faciès récifal, contenant de nombreux Ostréidés et *Lithothamnium* et très peu sous forme de conglomérats à *Lithothamnium* (à Coșdeni).

Pour les deux petits affleurements du N de Highiș, SZONTAGH cite en 1893 les trois fossiles suivants: *Chlamys elegans* (ANDRZ.), *Ostrea digitalina* DUB. et *Lithothamnium ramosissimum* RSS. En dehors de ceux-ci, l'on trouve encore *Lithodomus* sp., et de nombreux Bryozoaires mal conservés, dont je n'ai pu déterminer que *Eschara* sp. Dans le Tortonien du N de Highiș, sur

Institutul Geologic al României

la rive gauche du Hălăștău, les valves d'*Ostrea* sont si nombreuses qu'on ne peut pas les recueillir séparément; elles forment des bancs récifaux. Le Sarmatien fait défaut dans cette région, et le Tortonien est directement recouvert par les marnes blanches du Pontien et par les argiles rougeâtres du Pléistocène inférieur (Fig. 2 et 3).

3. *Le Tortonien de Roșia.* Ce Tortonien se trouve dans un petit bassin néogène, formé par l'érosion dans les dépôts mous d'un synclinal de marnes et de grès sénoniens, orienté NW—SE.

Il est représenté uniquement par des tufs dacitiques blancs, rarement verdâtres, ordinairement massifs et frais et occupe une surface de quelques milliers de mètres carrés seulement, à 500 mètres environ à l'E de Dealul Mihețu (424 m) en face du confluent des ruisseaux Roșia et Sohodolul. Ces tufs sont mentionnés de même par SZONTAGH en 1904, sous le nom de « tufs éruptifs », sans détermination d'âge (Fig. 4).

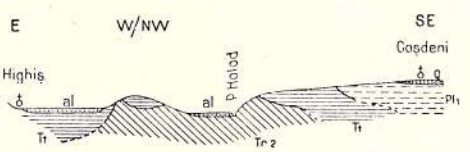


Fig. 3. — Coupe des affleurements du Tortonien, entre les villages de Hidiș et Coșdeni.

Tr_2, calcaires noirs et schistes verts à *Daonella* (Trias moyen); Tt, calcaires recifaux tortoniens; Pl_1, marnes pontiennes; Q, argiles rougeâtres du Quaternaire inferieur; Al, alluvions.

Il est fort probable que les eaux du Miocène ont occupé dans cette région une surface bien plus étendue, se reliant au reste du bassin par la région du village de Lunca-Sprie et déposant une série complète de sédiments tortoniens et de Sarmatien inférieur dont, à la suite de la grande érosionde la fin du Sarmatien et du Méotien, seul est demeuré l'horizon inférieur du Tortonien, c'est-à-dire les tufs dacitiques, qui maintenant, sont directement recouverts par les marnes du Pontien.

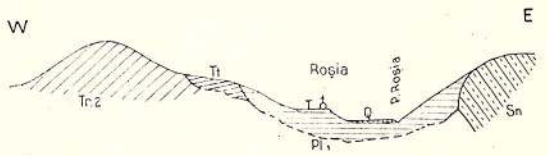


Fig. 4. — Coupe dans le Néogène de Roșia.

Tr_2, calcaires noirs triasiques moyens; Sn, grès et schistes sénoniens; Tt, tufs dacitiques (Tortonien); Pl_1, marnes et sables du Pontien; T, terasse; Q, Alluvions.

4. *Le Tortonien de la région du village de Forosâg.* Dans cette région, les dépôts tortoniens occupent la plus grande surface, environ 25 km². Vers le N ils s'étendent jusqu'à proximité du village de Bicaciu, vers l'W jusqu'aux environs des villages de Valea Mare et de Mihileu, vers le S jusqu'aux environs du village de Hodișel, et vers l'E jusqu'à Incești. A la suite des érosions du Sarmatien supérieur — Méotien et de celle du Levantin-

Institutul Geologic al României

Pléistocène, le Tortonien de cet endroit a pris à peu près la forme d'un cercle ayant un rayon de 2—3 km; il est mis en évidence par les ruisseaux Șuvarul et Hodișel, et leurs nombreux affluents.

A défaut d'une île permo-mésozoïque sur laquelle auraient pu se développer des récifs en grande quantité, comme dans les cas précédents, le faciès récifal est représenté ici uniquement par des bancs de *Lithothamnium* et est généralement remplacé par un faciès détritique de sables et de menus cailloux, parfois faiblement cimentés, formé surtout de matériel quartzeux et dolomitique, remanié du Permien et du Trias du soubassement; il contient même, très rarement, des schistes cristallins et des roches éruptives, amenés des Monts du Bihor, le tout ayant une structure torrentielle et contenant de nombreux restes fossiles remaniés et très roulés (spécialement de *Scutella* sp., d'*Ostrea* sp., de *Pecten latissimus* BROCC. et de *Pecten* sp.). On ne trouve que rarement dans cette région des Mollusques plus ou moins bien conservés et déterminables. Ainsi j'ai trouvé dans la vallée de la Toplița, la valve gauche d'un *Chlamys elegans* (ANDRZ.), de nombreuses valves isolées d'*Ostrea gingensis* SCHL. et de *O. cochlear* POLI; dans les conglomérats fins situés près de la source au N d'Incești, sur la vallée du Văduț, j'ai trouvé des exemplaires bien conservés de *Pectunculus pilosus* L., de *Trochus* aff. *celinae* ANDRZ. et de nombreux Bryozoaires. On rencontre aussi, mais rarement, des calcaires compacts ou même recristallisés à *Serpula*, *Cardium*, *Trochus*, *Corbula*, *Venus*, *Murex*, *Cerithium*, etc.

La variété des faciès du Tortonien de cette région est si grande, tant à la verticale qu'à l'horizontale, que leurs coupes diffèrent, même sur des distances de quelques dizaines de mètres. En général, les couches ont la direction N 25°—40° W et plongent de 5°—15° vers l'E. On y remarque souvent des bancs ou seulement des lentilles d'un calcaire blanc et fin, à aspect tufacé, dans lesquelles se trouvent de nombreux Foraminifères caractéristiques du Tortonien.

Il est important de remarquer que cette région possède aussi des tufs dacitiques par lesquels commencent, ici et dans tout le bassin, la série des dépôts tortoniens. On y rencontre aussi des bandes de tufs dacitiques au S du village de Forosâg, dans des horizons un peu plus élevés.

Le Tortonien de cette région a été très sommairement décrit et attribué au calcaire de Leitha par SZONTAGH en 1895, qui attribue au Sarmatien, sans la moindre preuve paléontologique, les conglomérats tortoniens de l'W d'Incești, sur la vallée du Văduț. Pourtant ceux-ci ne diffèrent en rien du Tortonien typique, situé plus à l'W.

5. *Le Tortonien au N du village de Râpa.* Au N du village de Râpa, le Tortonien affleure en deux endroits. L'un ayant une surface de 8—10 km² est situé le long de la Valea Pustei et s'étend sur les côtés de cette dernière en

Institutul Geologic al României

une bande continue, large d'un à deux km, sur une longueur d'environ 6 km, en commençant à partir du village de Mihileu jusqu'à l'extrémité N du village de Râpa. Dans sa constitution, un faciès détritique-récifal prédomine, analogue à celui de Forosâg déjà décrit, et qui contient du *Lithothamnium* en grande quantité, des Foraminifères, *Ostrea*, *Pecten*, etc. Dans la carte 1 au 500.000-e publiée par l'Institut géologique de l'état hongrois en 1932, ce Tortonien est présenté comme étant formé de deux îlots séparés par le Pliocène, ce qui n'est par le cas (Fig. 5).

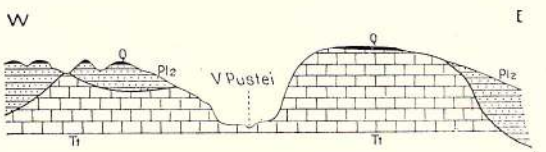


Fig. 5. — Coupe W — E dans la région au N du village de Râpa.

Tt, Tortonien; Pl_2, Pliocène supérieur; Q, Quaternaire inférieur.

Un second point jamais mentionné jusqu'à présent, où le Tortonien affleure sur une surface de quelques mètres carrés seulement, se trouve dans la direction NW du village de Râpa, dans une petite vallée qui descend vers le S à partir de la cote 210. Ce Tortonien est identique, comme faciès, à celui précédemment décrit, et contient de nombreux exemplaires de *Pecten latissimus* Brocc.

Les deux îlots du Tortonien sont directement recouverts par les sables du Pliocène supérieur ou par les argiles rougeâtres du Quaternaire inférieur.

6. *Le Tortonien du S de Bucuroaia.* Le Tortonien à cet endroit affleure sur quelques dizaines de mètres carrés seulement, au niveau de la cote 345 sur le Dealul Hagon, dans le lit de la Valea Bobii, qui part de l'extrémité S du village de Bucuroaia et se réunit à la Valea Satului, au niveau du village de Cotiglet. Les roches qui le composent sont des calcaires conglomératiques à *Lithothamnium*, quelques tufs dacitiques et des marnes. Parmi celles-ci, Szontagh cite en 1913, *Ostrea* sp., et *Chlamys elegans* (Andrz.) et nous donne, d'après Rozlozsnik, deux analyses des tufs dacitiques de l'endroit.

7. *Le Tortonien situé entre les villages de Bucuroaia et de Taşad.* Entre les villages de Taşad (à l'W) et de Bucuroaia (à l'E), dans les vallées du Baciu et du Muncel-Cernişoara, trois îlots de Tortonien affleurent; ils ont approximativement un km² chacun et sont séparés par les grès et les conglomérats rouges du Permien supérieur et par des dépôts sarmatiens.

Le premier de ces îlots se trouve au niveau de l'extrémité N de Taşad, sur la vallée du Muncel, qui prend sa source et coule en grande partie dans les grès et les conglomérats rouges du Permien supérieur; on le retrouve aussi dans le cours inférieur des deux courts affluents de la droite et de la gauche du Muncel, s'étendant jusqu'au point où la vallée de celui-ci pénètre sur un parcours de quelques dizaines de mètres dans de larges gorges cou-

Institutul Geologic al României

pées dans le Permien supérieur, d'où il ressort sous le nom de Valea Cernișoarei. Le Tortonien de cette région repose au NW sur les calcaires à Coraux du Crétacé inférieur, au N et à l'E, sur le Permien supérieur, à l'W, il est recouvert en partie par les argiles rougeâtres du Pléistocène inférieur et par les calcaires sarmatiens vers lesquels il passe graduellement.

Le second îlot, de même étendue que le précédent, se trouve dans la vallée de la Cernișoara, à partir du point où elle ressort des gorges qui la séparent de l'îlot précédent, et s'étend vers le S, d'abord sur les deux rives jusqu'au niveau de la Valea Ursoiului qui vient du NE de la cote 403 (La Cârje) et dont le lit est découpé également dans le Tortonien, et continue à partir de cet endroit sur la rive gauche seulement de la Cernișoara, jusqu'à l'extrémité N de Stracoș. Comme au cas précédent, le Tortonien de cette région est situé au N et à l'E au-dessus du Permien supérieur; au S et à l'W, il est recouvert par le Sarmatien.

Le troisième îlot de Tortonien de cette région, est un peu plus étendu que les précédents et se trouve sur les collines situées entre la Valea Baciului et l'affluent de droite de celui-ci qui vient du N, de la cote 413 (Culmea) et s'unit à la vallée principale à l'endroit où celle-ci décrit une large courbe au niveau de l'extrémité S de Bucuroaia. Le Tortonien, ici, est certainement situé en entier sur un soubassement de Permien supérieur, que l'on ne voit que sur quelques mètres carrés, un peu au-dessus du confluent. Il est recouvert tout autour par les calcaires ou les marnes sarmatiennes, dont il est séparé à sa partie E, par une ligne de faille.

Le Tortonien de cette région étant déposé à l'immédiate proximité du rivage, est développé surtout sous le faciès récifal, formé de calcaires à Coraux d'Ostréidés, de *Lithothamnium*, etc., auprès desquels on trouve, de façon secondaire, surtout à mesure que l'on s'éloigne de l'ancien rivage, des grès ou menus conglomérats quartzeux à ciment calcaire, des tufs dacitiques, des marnes tufacées grises-verdâtres, déposées dans la zone néritique.

Comme dans les régions voisines, la variété des faciès du Tortonien est ici, très grande, tant à la verticale, qu'à l'horizontale. Dans la vallée du Muncel, les récifs sont si bien conservés, que l'on pourrait croire qu'ils viennent à peine d'être abandonnés par les eaux; ils m'ont fourni une faune très riche qu'aucun géologue n'avait encore déterminée. SZONTAGH qui a levé cette région pendant les années 1892 et 1912, mentionne en passant l'existence d'une faune tortonienne abondante, mais sans citer de forme quelconque.

Une remarque intéressante à faire, c'est qu'ici les différents animaux récifaux ne vivaient pas tous ensemble, et que l'on peut établir des points ou plutôt des nids, où certaines espèces se développaient de préférence, de sorte que l'on peut distinguer des récifs composés en majeure partie de Coraux, d'Ostréidés, de Pectinidés, de Panopées, etc. L'on trouve du *Lithothamnium* dans toutes ces espèces de récifs, de même que dans les récifs purs.

Institutul Geologic al României

Je donne, dans ce qui suit, la liste de la faune déterminée dans cette région, me réservant de décrire quelques formes plus fréquentes et caractéristiques dans un chapitre spécial du présent ouvrage.

Eponges : *Cliona* sp.

Coraux : *Heliastrea reussana* E. H.

Echinides : *Schizaster calceolus* LAMB.
» *eurinotus* AGG.
Spatangus austriacus LAUBE.
Echinolampas barcinensis LAMB.
Clypeaster partschi MICH.
» *alticostatus* MICH.
Scutella vindobonensis LAUBE.
Brisopsis (?) sp.

Bryozoaires : *Onycocella angulosa* RSS.
Membranipora lacroixi SOW.
Kleidionella sp.

Mollusques : *Arca diluvii* LAM.
Pectunculus pilosus L.
Pectunculus obtusatus PARTSCH.
Isocardia cor L.
Lucina dujardini DESH.
» *columbella* LK.
Venus umbonaria LK.
» *multilamella* LK.
Corbula gibba OLIVI.
» *carinata* DUJ.
Panopea menardi DESH.
Thracia ventricosa PH.
Pecten (Oop.) latissimus BROCC., var. *austriacus* KAUTSKI.
» *(Flabellip.) leythajanus* PARTSCH.
» » *besseri* ANDRZ.
» *subarcuatus* TOURN.
» cfr. *praebenedictus* TOURN.
Chlamys multistriata POLI var. *tauroperstriata* SACCO.
» *(Manupecten) fasciculata* MILLT.
Aequipecten scabrellus (LK.) var. *bollensis* (MAY.)
» *elegans* (ANDRZ.)
Amusium cristatum (BRONN) var. *badensis* FONT.
Ostrea cochlear POLI.
» *gingensis* SCHL.

Institutul Geologic al României

Ostrea digitalina DUB.
Lithodomus avitensis MAY.
Pholadomya alpina MATH.
Nucula meyeri HÖRNES.
Nucinella ovalis WOOD.
Naera cuspidata OLIVI.
Leda pusio PHIL.
Limopsis anomalus EICHW.
Psamosolen coarctatus GMEL.
Ervilia trigonula SOKOL.
» *podolica* EICHW.
Trochus aff. *celinae* ANDRZ.
Neritina picta FÉR.
» *grateloupana* FÉR.
Calyptrea chinensis L.
Natica helicina BR.
» *millepunctata* LK.
Turitella subangulata BR.
» *archimedis* BRONG.
Turbonilla turricula EICHW.
Vermetus sp.
Cerithium pictum BR.
» *bidentatum* DFR.
» *rubiginosum* EICHW.
» *dolium* BR.
Pleurotoma subcoronata BELL.
Ringicula buccinea DESH.
Nassa grateloupi HÖRNES.
Buccinum stultorum.
Solarium millegranum LK.
Cardium (2 espèces).
Pinna sp.
Chama sp.
Scaphopodes: *Dentalium badense* PARTSCH.
Vers: *Serpula spirulea* LK.

8. *Le Tortonien du N de Taşad.* Dans une combe dénommée Valea de Boncani, qui débouche dans le ruisseau de la Valea Mare, se trouve un petit îlot de quelques mètres carrés, formé de calcaires et de conglomérats fins à *Lithothamnium*, contenant de nombreux fragments d'*Ostrea*, de *Pecten* (spécialement de *P. latissimus*) et d'Echinides. Ce Tortonien se trouve sur les grès permiens supérieurs et les calcaires triasiques moyens, et est recouvert

Institutul Geologic al României

de calcaires sarmatiens et d'argiles pontiennes; il n'a pas été mentionné dans les travaux antérieurs.

9. *Le Tortonien de l'extrémité SW du village de Tașad.* Il se trouve au fond du ruisseau de Valea Neagră, à quelques mètres vers l'E de la route Oradea-Beiuș, près de la station du chemin de fer; il est formé de plusieurs îlots qui, ensemble, n'ont qu'une superficie de quelques mètres carrés. Le Tortonien, à cet endroit, repose sur les grès et les éruptions du Permien et consiste en bancs peu épais de conglomérats fins à très nombreuses valves d'*Ostrea* (probablement *O. cochlear*), au-dessus desquels se trouve un banc d'un mètre d'épaisseur, formé presqu'exclusivement de *Heterostegina costata* d'ORB., contenant peu d'*Ostrea* et des granules de quartz; à la partie supérieure se trouvent des conglomérats fins à concrétions de *Lithothamnium*.

Cet affleurement de Tortonien a été sommairement décrit en 1897, par SZONTAGH qui cite aussi des Amphistégines que, pour ma part, je n'ai pu trouver.

10. *Le Tortonien sur la zone de failles de la forêt de Dumbrava.* Au N et au NW du village de Calea Mare, dans la forêt nommée « Dumbrava », en commençant à la cote 312 jusqu'à un km. à peu près à l'W de la route Oradea-Beiuș, il y a une zone de failles qui se sont produites pendant le Miocène moyen, qui ensuite se sont accentuées au commencement du Pliocène et à l'époque du Pléistocène, grâce auxquels s'est formé le bassin néogène de Beiuș. C'est sur cette zone de failles, large d'un à deux km., qu'apparaissent toutes les roches qui forment le soubassement du bassin, en commençant par les conglomérats et les grès rouges du Permien supérieur et les porphyres quartzifères qui les accompagnent ici comme partout dans le massif des Monts du Codru et de Pădurea Craiului, jusqu'aux grès sénoniens à Inocérames. L'on peut dire en général que la majeure partie des roches qui apparaissent dans cette région, appartiennent au Permien et aux calcaires noirs des couches de Wengen (Landinien). En dehors d'une tectonique assez compliquée, due autant à la tectonique propre au soubassement, qu'aux failles tortoniennes, la région étant couverte d'une forêt jeune et touffue, ne permet pas, pour le moment, l'exécution d'une coupe complète.

L'on trouve dans toute cette région de nombreux blocs de différentes dimensions, formés de calcaires conglomératiques à *Lithothamnium*, dont maintes fois, à cause des affleurements peu favorables, on ne peut dire s'ils sont restés en place, ou s'ils se sont éboulés de la colline du S; on trouve, aussi des marnes blanches à Foraminifères et des tufs dacitiques, tant sur les nombreux affluents qui coulent vers le N dans la Valea Birții, que près du grand coude de la route Oradea-Beiuș au point où elle monte à l'E de la carrière de calcaires et de dolomies triasiques moyennes très bréchifiées, à l'endroit dénommé « Pogor ».

Institutul Geologic al României

11. *Le Tortonien entre les villages de Calea Mare et de Mierlău.* Entre ces deux villages, et notamment au S de la station de voie ferrée de Giepiș, au fond de la vallée de l'Ulmuț, se trouve un îlot de quelques mètres carrés, que SZONTAGH mentionne aussi en 1897, fait de calcaires conglomératiques à *Lithothamnium*, de fragments d'Echinides, de Pectinidés et d'Ostréidés, sous lesquels se trouvent des marnes grisvert, comprenant une riche faune de Foraminifères, à nombreux *Corbula gibba* OLIVI et *Serpula gregalis* EICHW.; plus rarement *Turitella subangulata* BROCC. et *Pleurotoma subcoronata* BELL. (Fig. 6.)

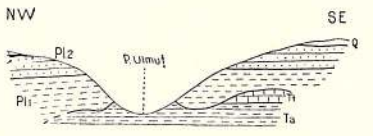


Fig. 6. — Coupe au fond de la vallée de l'Ulmuț à l'E de Mierlău.
Ta, marnes tortoniennes à *Corbula gibba;* Tt, Calcaires de Leitha; Pl_1, Pontien; Pl_2, Pliocène supérieur; Q, Quaternaire.

Conclusions sur le Tortonien du bassin de Beiuș. Les dépôts tortoniens du bassin de Beiuș se sont sédimentés en un golfe, produit par l'affaissement d'une portion de la partie W du massif des Monts Apuseni, que la Mer Pannonienne repoussait entre les Monts du Codru et ceux de Pădurea Craiului. Ce golfe n'occupait qu'une petite partie (un quart environ) de l'actuel bassin néogène de Beiuș et avait à peu près la forme d'un triangle équilatéral, dont le sommet atteignait vers l'E la région du village de Roșia. Le soubassement permo mésozoïque de ce bassin était sûrement peu profond et irrégulier, présentant de nombreuses îles qui émergeaient à la surface ou fort près de celle-ci, donnant ainsi à ces algues rouges nommées *Lithothamnium* qui secrètent du calcaire, la possibilité de se développer un peu partout. Ces algues atteignent leur apogée à une profondeur d'une trentaine de mètres et à une température de 20°. C'est ainsi seulement que l'on peut expliquer le fait que dans tout le bassin le faciès littoral détritique ou récifal (calcaires de Leitha) prédomine, alors que le néritique (les marnes à *Corbula gibba*) doit être regardé comme totalement secondaire, comme fréquence. Il est pourtant possible que les dépôts néritiques aient une bien plus grande fréquence que celle connue actuellement, mais comme ils se trouvent à de plus grandes profondeurs que les dépôts néritiques, l'érosion n'a pas encore pu les mettre en évidence.

En différentes régions, mais surtout à Forosâg, nous constatons que soit les vagues, soit les courants marins ont complètement broyé les dépôts organogènes primaires, les transformant en gruss fin qui a été déposé ensuite sous forme de stratification torrentielle; ce gruss est peu cimenté. De tels dépôts sont connus par d'autres régions de la Dépression pannonienne, sous le nom de calcaires de Leitha secondaires.

L'âge tortonien de ces dépôts est suffisamment déterminé par la riche faune qu'ils contiennent, identique aux nombreuses faunes du même âge des bords de toute la Dépression pannonienne et du bassin de

Institutul Geologic al României

Vienne où, comme dans le bassin de Beiuș, le Tortonien se trouve de façon transgressive au-dessus de formations bien plus anciennes. Certaines différences de faune par rapport à certaines régions à Tortonien classiquement développé, consistent plutôt dans la fréquence de quelques formes, due à l'influence du faciès, mais ne modifient nullement le caractère général de la faune. Ainsi, en comparant la faune tortonienne du bassin étudié à la faune de Lăpugiu, (Banat), nous constatons que, dans cette dernière, ce sont les fossiles d'un faciès néritique assez profond et même bathyal qui prédominent, et cela est dû au grand développement des argiles correspondantes. Par contre, les analogies avec le Tortonien du Banat, décrit par HALAVÁTS (1892, 1894), par SCHAFARZIK (1898) et par SCHRÉTER (1909) et surtout avec le Tortonien du bassin de Bahna, décrit par MACOVEI (1909), sont absolument évidentes. Le Tortonien étudié dans le présent ouvrage ne contient pas moins de 21 espèces communes à celles du bassin de Bahna. Il présente pareillement de grandes analogies avec le Tortonien décrit par L. STRAUSZ, des Monts de Mecsek, en Hongrie méridionale.

L'épaisseur des dépôts tortoniens du bassin de Beiuș n'est pas exactement connue, à cause de l'absence totale de sondages, mais elle ne peut guère avoir plus de quelques dizaines de mètres et doit être très différente selon les régions, tant par suite du relief varié du soubassement, de leur épaisseur initiale plus considérable au littoral qu'au large, qu'à cause de la grande érosion survenue à la fin du Sarmatien et pendant le Méotien. Nous devons donc admettre que, pendant ce temps, le fond du bassin n'a pas eu à supporter ce lent mouvement d'affaissement qui a fait que les dépôts tortoniens d'autres régions (comme dans le bassin de Vienne, par exemple) atteignent des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres.

En résumant les faciès sous lesquels le Tortonien s'est déposé dans le bassin de Beiuș, nous en distinguons cinq qui, en général, se succèdent à partir du rivage de la façon suivante:

1. Le faciès détritique littoral est formé de cailloux fins d'origine très variée, mais surtout de quartz charrié par les rivières. Il présente habituellement une structure torrentielle, et contient parfois aussi des restes de fossiles roulés et remaniés du Tortonien même.

2. Le faciès récifal n'est que rarement composé de récifs purs de Coraux, d'Ostréidés, de Serpules ou de Bryozoaires; le plus souvent, il est représenté par des récifs mélangés entre eux et contenant des nids d'Echinides (*Clypeaster*, *Sctutella*, etc.), de *Lithodomus*, *Panopea*, etc.

3. Le faciès récifal à *Lithothamnium*. Ces algues calcaires se trouvent en grande quantité sous forme de concrétions sphériques à diamètre mesurant jusqu'à un décimètre, soit dans des récifs purs, soit mélangés de cailloux torrentiels, soit dans les marnes blanches à Foraminifères.

Institutul Geologic al României

4. Le faciès des marnes blanches à Foraminifères contient aussi du détritus de *Lithothamnium*, des fragments d'Echinides et de Mollusques, le tout présentant une structure torrentielle.

5. Le faciès de marnes violettes possède une riche faune de Foraminifères et de nombreux *Corbula gibba* et *Isocardia cor*, plus rarement *Serpula*, *Turritella* et *Pleurotoma*.

B) LE SARMATIEN

A la fin du Tortonien, à la suite d'une phase de plissements alpins qui a atteint le SE de l'Europe et l'Asie-Mineure, la vaste mer intérieure qui occupait entièrement les Dépressions pannonienne et pontocaspienne, de Vienne au lac d'Aral, se sépare en Europe centrale et en Europe orientale, au détriment de la Méditerranée existant alors. Cette mer n'était pas unitaire mais, dès son origine, était séparée par des chaînes de montagnes en trois bassins distincts, plus ou moins reliés entre eux et ayant en quelque sorte évolué différemment. Les trois bassins étaient: le pannonien, le pontien (le principal) et le caspien. On ne connaît pas encore de façon précise la région par laquelle communiquaient les bassins pannonien et pontien au temps du Sarmatien inférieur, mais selon toutes probabilités, cette liaison a dû s'effectuer par la région des Portes de Fer du Danube. Pendant le Sarmatien moyen, cette communication cesse et la Dépression pannonienne commence à évoluer indépendamment des autres.

Les nombreuses rivières qui se jetaient dans cette mer intérieure, nommée Mer Sarmatienne, ont progressivement adouci ses eaux devenues saumâtres, et comme conséquence de cet adoucissement, le niveau de la Mer Sarmatienne s'élevait, dépassant partout dans le bassin pontocaspien les limites des dépôts marins du Tortonien. Dans la Dépression pannonienne, il semble que cette élévation de niveau n'a pas eu lieu, et même que quelques mouvements négatifs se seraient produits. Au commencement du Sarmatien, la bordure W des Monts Apuseni a souffert de nouveaux mouvements d'affaissement, grâce auxquels les eaux du golfe sarmatien du bassin de Beiuș ont avancé davantage vers l'E, à l'intérieur des Monts Apuseni. En tenant compte de ce que, dans l'entière Dépression pannonienne, le Sarmatien se présente dès l'origine, en régression, nous arrivons à la conclusion que pendant le Néogène, le massif des Monts Apuseni a souffert un lent mouvement de bascule, c'est-à-dire de descente à l'W et de exhaussement à E (M. Paucă et M. Ilie). La différence d'altitude à laquelle se trouvent à présent les dépôts sarmatiens du bassin de Beiuș (350 m) et de la bordure E de Monts Apuseni (950 m) pourrait s'expliquer aussi par l'affaissement souffert par la bordure W des Monts Apuseni au temps du Pliocène inférieur.

Institutul Geologic al României

Les dépôts sarmatiens, de même que ceux du Tortonien, se sont conservés dans le bassin de Beiuș, uniquement sous forme d'îlots, mais sur des surfaces un peu plus étendues; contrairement à ces derniers qui sont assez bien développés, même à l'intérieur du bassin, les dépôts sarmatiens se rencontrent plutôt vers ses bords, où ils sont directement transgressifs pardessus les roches du soubassement, alors qu'à l'intérieur du bassin, ils ont été érodés pendant la période continentale du Sarmatien supérieur et du Méotien.

De façon générale, nous pouvons distinguer dans le Sarmatien de même que dans le Tortonien, quatre faciès pétrographiques et paléontologiques; à savoir: à la base, dans la zone littorale un faciès calcaire, par endroit même récifal ou composé de calcaires recristallisés, très riche en fossiles; au-dessus des conglomérats; au faciès calcaire correspondent, dans la région néritique des marnes, plus pauvres en fossiles et, aux conglomérats, des sables.

1. *Le Sarmatien sur la rive gauche du Criș Negru.* Dans cette région qui s'étend vers l'W du village de Finiș jusqu'à l'endroit nommé Săcădate (cote 293 au S de la gare Uileac) comme du reste dans toute la région du S et du SE de l'îlot permo-triasique entre les villages de Vintir et de Răbăgani, le Sarmatien repose directement sur les formations permo-mésozoïques des Monts du Codru.

Le Sarmatien de cette région est développé sous un faciès de calcaires oolithiques ou récifaux (à *Ostrea*) contenant de nombreux fossiles (*Cerithium*, *Cardium*, *Tapes*, *Trochus*, etc.). Dans le Sarmatien de cette région, les marnes sont totalement absentes; en un seul point, sur le ruisseau dénommé Valea Mare au S du village de Șuncuiș, sous les bancs horizontaux de calcaires à Cardiacées, se trouvent aussi des sables à structure torrentielle, charriés par ce ruisseau qui existait déjà au temps du Sarmatien.

A la gauche du Criș Negru, et commençant au village de Finiș vers l'W, on trouve les quelques petits îlots de Sarmatien suivants: sur les deux rives de la Valea Cădărescu, aux cotes 202 et 248 (sommet Glincoi) à l'W du village de Finiș, au NNW de la cote 202, à gauche de la Valea Cădărescu, sur les deux rives de la Valea Gruieșului, (cote 245, Țarina) au N du village de Finiș, sur les deux rives de la Valea Mare, commençant à 500 m. environ au S du village de Șuncuiș, et quatre autres îlots ayant une superficie d'un km. environ, à l'W du ruisseau Valea Mare aux cotes 293 et 277, sur la crête de Bălaș et au N de la cote 283 (Săcădate). L'existence du Sarmatien de cette région a été signalée pour la première fois par J. PETHÖ.

2. *Le Sarmatien sur la rive droite du Criș Negru.* Ici, comme dans la région précédente, le Sarmatien étant situé de façon transgressive sur le cadre permo-mésozoïque du bassin, et étant sédimenté dans une mer peu

Institutul Geologic al României

profonde, est surtout développé sous forme de calcaires, ordinairement oolithiques qui contiennent de nombreux moulages internes ou des empreintes fossiles. Le Sarmatien, ici, n'est représenté que rarement par des calcaires conglomératiques ou même par des conglomérats, des grès ou des marnes fossilifères.

J'ai constaté qu'il y a dans cette région, allant d'E en W, les 11 îlots suivants — petits ou grands — dont la plupart ont déjà été sommairement décrits par PETHÖ, en 1896:

Un petit îlot de quelques milliers de mètres carrés, formé de bancs horizontaux de calcaires fossilifères situés au-dessus des calcaires triasiques mo-

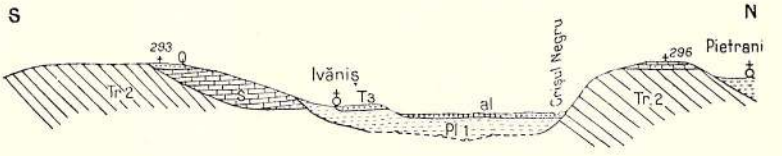


Fig. 7. — Coupe entre les villages de Pietrani et d'Ivăniș.
Tr_2, Trias moyen; Pl_2, Pontien; T_3, Terrase inférieure; + 296, Piatra Pietranilor; S, Sarmatien inférieur; Q, Quaternaire inférieur.

yens de Piatra Pietranilor (cote 296), dont la direction est N 40° W et plongent 32° NE. Là, sur le sentier qui monte de Valea Mare vers l'E et côtoie les jardins de l'extrémité N de cet îlot de Sarmatien, j'ai trouvé de nombreux fragments d'Ostréidés, provenant probablement d'un récif; et, dans les calcaires, on trouve de nombreuses Hydrobies et des Cardiacées. (Fig. 7).

Un îlot d'une étendue approximative de 2 km carrés est compris entre les villages d'Uileac et de Valani. Le Sarmatien de cet endroit est le plus complexe en tant que faciès; il est formé de calcaires oolithiques et fossilifères à la partie S, proche voisine de l'ancien rivage, et, plus au N, il est formé de marnes verdâtres à nombreux fossiles: *Cardium* (deux espèces), *Tapes gregaria* PARTSCH, etc., tous à l'état d'empreintes seulement.

Ensuite deux petits îlots de quelques mètres carrés seulement, formés de calcaires à empreintes de Cardiacées et de Cérithes et de calcaires récifaux à Bryozoaires et Serpules, qui se trouvent à l'E de la cote 175, sur le ruisseau Lacul et sont superposés aux calcaires noirs du Trias moyen, orientés N 35° W et plongeant° 27 vers le NE.

Un grand îlot dépassant deux km. carrés est compris entre les villages de Prisaca et de Plastin. Ici, le Sarmatien étant déposé à une certaine distance du rivage, se présente sous le faciès néritique; il est formé de marnes à nombreux Foraminifères. On y trouve cependant quelques rares Ostréidés. Dans la région du groupe de maisons nommé « Florești », on trouve aussi des grès faiblement cimentés et les calcaires à Cardiacées propres au Sarmatien.

Institutul Geologic al României

Il y a un îlot, d'une étendue de 3 km carrés, à peu près, entre les villages d'Uileac et d'Urviș, jusqu'à la Valea Giosanilor. Par endroit, sa base est formée de conglomérats à éléments assez grossiers, provenant du Permo-mésozoïque et de l'éruptif des Monts du Codru. Ces conglomérats affleurent à l'extrémité W du village d'Uileac et à la rive droite du Criș, sous la colline Holeț (à l'E d'Urviș). Vers l'W les conglomérats sont plus fins; leur épaisseur s'amincit et ils sont recouverts de calcaires oolithiques blancs ou rougeâtres, ou de calcaires conchylifères à nombreuses empreintes de Cérithes, parmi lesquels prédominent: *Cerithium pictum* BAST., et de Cardiacées, surtout *Cardium irregulare* EICHW. De la rive gauche de la Valea Giosanilor, à l'E du village d'Urviș, PETHÖ cite en 1896, les fossiles suivants: *Cerithium pictum* BAST., *Trochus podolicus* DUB., *Melanopsis impressa* KRAUSS, *Cardium obsoletum* EICHW. et *Solen* sp.

Deux autres îlots de Sarmatien se trouvent au niveau de l'extrémité N du village d'Urviș, à droite de la Valea Giosanilor, à l'entrée et à la sortie des gorges qu'il a découpées dans les grès rouges du Permien supérieur qui formaient une île dans la mer sarmatienne; ils apparaissent ici sur une étendue de près d'un km². Ces grès ont la position N 80° W—50° NE et apparaissent aussi dans le cours inférieur de la Valea Cuților, parallèles à la bordure E du village d'Urviș. L'îlot situé à l'entrée de la Valea Giosanilor dans les gorges, a une étendue d'environ mille mètres carrés; il est formé de calcaires fossilifères; celui qui est situé à la sortie des gorges est représenté par un mince banc de grès qui se trouve en bordure du chemin qui monte vers le village, et dans lequel on trouve des empreintes de Cardiacées.

Au niveau de l'extrémité S du village d'Urviș, le Sarmatien apparaît sous forme de deux îlots ayant une étendue d'environ 0,5 à 1 km² chacun, à droite et à gauche du ruisseau Câmpul Mare, à l'E de ce village. L'îlot se trouvant à gauche de ce ruisseau, commence à partir du chemin principal du village, au S de l'église et se dirige vers le N sous forme d'une bande large de quelques mètres seulement, sur une distance d'environ 1 km. Il est formé de bancs de grès gris ou jaunâtres épais de 3—4 décimètres, parfois friables, d'autres fois durs, qui alternent avec des horizons de marnes violettes. L'îlot de Sarmatien à droite du ruisseau Câmpul Mare se trouve sur la bordure E de l'îlot de grès rouges du Permien supérieur qui forme la colline de Bocșa (299 m); il est constitué par des argiles et des sables fossilifères à fragments de bois carbonisés à la base, et de calcaires, à sa partie supérieure. Dans l'horizon inférieur, j'ai recueilli dans un petit ruisseau, près de la route, *Cerithium pictum* BAST., *C. disjunctum* SOW., *Tapes gregaria* PARTSCH, *Cardium obsoletum* EICHW., *Trochus quadristriatus* DUB. et *Trochus* sp., fossiles cités en grande partie par PETHÖ en 1896.

La dernière apparition du Sarmatien sur la rive droite du Criș Negru se trouve au N de l'église de Sân Miclăuș, où l'on voit dans le déblai de la voie

Institutul Geologic al României

ferrée des calcaires conglomératiques et des calcaires recristallisés de couleur jaune à riche faune de Foraminifères, à empreintes et moulages de *Cerithium pictum* BAST., *C. disjunctum* SOW. Là, le Sarmatien n'a une étendue que de quelques centaines de m. c. et n'a encore été mentionné dans aucune publication.

3. *Le Sarmatien situé sur la bordure S de l'îlot permo-triasique entre Vintir et Răbăgani.* Dans cette région, le Sarmatien forme la bordure S des calcaires et des dolomies triasiques sur une étendue d'environ 3 km et sur une largeur d'environ 500 m. Au niveau de l'extrémité S de cet îlot, le Sarmatien se prolonge vers le SSW, sur une distance de 9 km à peu près, sur les deux rives de la Valea Giosanilor, et sur son affluent qui coule du N de la cote 219. Au niveau du village de Plastin, le Sarmatien s'unit, sous les argiles du Pléistocène inférieur du N de la cote 302, au Sarmatien situé entre les villages de Plastin et de Bucium.

Au point de contact avec les dépôts triasiques, le Sarmatien est formé de forts bancs de conglomérats grossiers, à matériel très peu roulé, cimenté par des calcaires à Cérithes. A une certaine distance des calcaires triasiques, le Sarmatien est formé de calcaires organogènes à riche faune de Foraminifères, à nombreux Cérithes, Cardiacées, *Trochus celinae* ANDRZ., *Ervilia*, Bryozoaires, des bancs d'Ostréidés récifaux et des Hydrobies. Nous rencontrons, intercalés dans ces calcaires, des grès et des marnes blanchâtres.

A gauche du chemin vicinal qui descend de la route Oradea-Beiuș, au niveau du village de Răbăgani, au SE du village de Forău, nous voyons sortir sous les calcaires et les conglomérats sarmatiens, un îlot de rocher formé de calcaires noirs ladiniens, les mêmes que ceux de l'îlot triasique situé à quelques centaines de mètres plus au N. Pendant le Sarmatien, cet îlot, qui n'est recouvert que par les argiles rouges du Pléistocène inférieur, formait une île.

Près de l'église de Forău, le Sarmatien est développé sous forme de bancs de calcaires blancs, dans la position N 60° W—15° NNE et contient de nombreuses empreintes et de moulages de Cardiacées et de Cérithes.

4. *Le Sarmatien du NW de Răbăgani.* Entre les villages de Răbăgani et de Brătiești, le Sarmatien n'occupe qu'une superficie de quelques km²; il repose soit sur les grès tortoniens, soit directement sur les calcaires triasiques moyens. Ici, le Sarmatien, décrit pour la première fois par SZONTAGH en 1893, a une base formée par un calcaire gréseux à éléments conglomératiques, à nombreux empreintes et moulages de *Cerithium pictum* BAST., au-dessus desquels reposent plusieurs bancs de conglomérats fins à éléments formés de quartz, de calcaires, ou de dolomies triasiques, et quelques roches éruptives.

Dans la carte de BÖCKH, le Sarmatien de cette région est marqué sur

Institutul Geologic al României

toute la bordure NE de l'îlot permo-triasique entre Vintir et Răbăgani, comme continuant le Sarmatien sur le bord S de cet îlot. Toutefois, dans la région du SW de Răbăgani, je n'ai pu trouver aucune indication pouvant prouver l'existence de cet étage.

5. *Le Sarmatien du N et de l'W du village de Căbești.* Le Sarmatien, à cet endroit, se compose de quatre îlots. Deux d'entre eux — l'un de quelques dizaines de m² et l'autre de quelques centaines de m² — se trouvent à l'extrémité N du village, des deux côtés du ruisseau Roșia, à la sortie des gorges à travers lesquelles il s'est frayé un passage dans les formations mésozoïques des Monts de Pădurea Craiului. Ils sont formés de calcaires gréseux à multiples empreintes de *Tapes*, *Cardium*, *Cerithium* et *Trochus*. Dans l'îlot qui est à droite du ruisseau, on trouve sous ces calcaires, quelques argiles vertes à Cérithes et d'où en 1915, SZONTAGH cite, dans un banc de grès désagrégé et transformé en sable, les fossiles suivants: *Cerithium pictum* BAST., *Trochus patulus* BROC., *Tr. podolicus* DUB. (très fréquent), *Tr. pictus* EICHW., *Trochus* sp., *Rissoa* sp., *Tapes gregaria* PARTSCH, des Cardiacées, des Serpules et les Foraminifères suivants: *Polystomella crispa* LAM. (fréquent), *P. cfr. regina*, d'ORB., *P.* cfr. *aculeata* d'ORB., *Polystomella* sp. (sans épines) et *Cornuspira* sp.

Le troisième îlot se trouve à la limite W du village, dans Valea Oșoiului. Il occupe une superficie d'un km² approximativement et se compose, à la base, de marnes vertes et de sables dans lesquels j'ai pu déterminer une faune riche en: *Cerithium pictum* BAST., *C. europaeum* MAY, *C. rubiginosum* EICHW., *C. minutum* SERR., *C. nodosoplicatum* HÖRN., *Cardium vindobonense* PARTSCH, *Pleurotoma doderleini* HÖRN., *Ostrea gingensis* SCHLOTH. var. *sarmatica* FUCHS et *Ostrea* sp.

Dans cet îlot, au fond de la vallée bifurquée au NW de la vieille église de Căbești, on trouve aussi de petites lentilles de lignites. La partie supérieure du Sarmatien de ce point est formée de calcaires et de conglomérats faiblement cimentés.

Dans le calcaire conglomératique de cette région, SZONTAGH cite en 1915, d'après la détermination de SCHRÉTER, un Foraminifère, *Peneroplis pertusus* FORSKAL, tellement fréquent que SZONTAGH le dénomme calcaire à *Peneroplis*.

Le quatrième îlot de Sarmatien de cette région, est situé à l'W des précédents, dans un ravin qui se dirige vers le SW et s'élargit dans une combe sans nom, à l'E du village de Goila. Ce Sarmatien a une étendue de quelques centaines de m² et repose sur les conglomérats et les grès rouges du Permien supérieur et sur les porphyres quartzifères permiens moyens qui les accompagnent.

Le Sarmatien, ici, est formé en majeure partie de marnes verdâtres contenant de nombreux fossiles à coquille très fragile, tels que: *Modiola navicula*

Institutul Geologic al României

DUB., *Cardium latisulcatum* MÜNST., *Tapes gregaria* PARTSCH, *Ervilia trigonula* SOKOL, des Foraminifères, des Diatomées, (*Synedra* sp., *Melosira* sp.) et des empreintes de feuilles; dans un banc gréseux, on trouve des Cérithes en quantité.

6. *Le Sarmatien situé entre les villages de Lunca-Sprie et de Pomezău-Valani.* Le Sarmatien de cette région est constitué par cinq îlots, dont l'un d'une étendue de quelques centaines de m² formé uniquement de calcaires, se trouve à droite du ruisseau Holod, au point où celui-ci quitte l'étroite plaine alluvionnaire au niveau du village de Lunca-Sprie, pour entrer, sur une distance d'un km., dans les gorges qu'il a découpées dans les calcaires du Trias moyen des Monts de Pădurea Craiului.

Des quatre îlots situés à gauche du Holod, l'un d'eux, d'une étendue approximative de 4 km² se trouve dans le soubassement du village de Lunca-Sprie et à l'E de ce dernier, dans tout le cours de la Valea Ţiganului, de même que dans la région de sources et au confluent de la Valea Zapoghii et de la Vida; la Valea Zapoghii, en son cours moyen, coule dans les calcaires et les grès de la formation de Gosau, contenant une riche faune d'Actéonelles et des récifs d'*Hippurites*. Ici, le Sarmatien est formé surtout de sables et de cailloux; dans le cours moyen de la Valea Ţiganului, apparaissent, sous les grès, des marnes lamellées, noires et remplies d'une matière charbonneuse finement divisée. On n'y trouve que rarement du charbon pur et alors c'est uniquement sous forme d'une couche d'un centimètre au plus d'épaisseur.

J'ai recueilli dans les sables, sur la pente qui est à côté de l'église de Lunca-Sprie, à droite de la Valea Ţiganului, les fossiles suivants: *Tapes gregaria* PARTSCH (très fréquent), *Ervilia trigonula* SOKOL, *Cerithium pictum* BAST., *C. rubiginosum* EICHW., *Trochus podolicus* DUB., *Hydrobia frauenfeldi* HÖRN., *Buccinum duplicatum* SOW., et *Cardium* sp. Dans la Valea Zapoghii, à l'extrémité S du village, j'ai récolté: *Tapes gregaria* PARTSCH, *Cerithium pictum* BAST., *C. disjunctum* SOW., *C. rubiginosum* EICHW., *Buccinum duplicatum* SOW. et *Ostrea* sp. Il n'est pas indifférent de remarquer que, dans cette dernière vallée, outre les nombreux fossiles sarmatiens, j'ai recueilli aussi un fragment de *Conus* sp., sans pourtant trouver le Tortonien *in situ* dans cette région.

Le troisième îlot de Sarmatien se trouve à gauche du Holod, à sa sortie des gorges de Lunca-Sprie, où il débute sous forme de bande d'une largeur de une à plusieurs centaines de m, qui s'élargit vers le SE jusqu'à 1 km, s'étendant jusqu'à l'extrémité S du village de Câmpani. Le Sarmatien est formé ici, de calcaires recristallisés et de moulages de fossiles; il repose sur des calcaires mésozoïques. Sa superficie est d'environ 2 km².

Les deux autres îlots pareillement formés de calcaires, n'ont qu'une étendue de quelques centaines de m² et se trouvent sur les grès rouges du Permien supérieur, à l'extrémité N du village de Valani.

Institutul Geologic al României

SZONTAGH considérait, aussi, en 1893, comme sarmatienne « l'argile de couleur grise-bleuâtre à Ostracodes, affleurant le long de la voie ferrée étroite du N et du NE de Dobrești », qui appartient cependant à la transition entre le Pontien et les sables du Pliocène supérieur. Dans ces argiles (qui en réalité sont des marnes), SZONTAGH a trouvé de nombreux fossiles sarmatiens *(Cardium, Ervilia, Cerithium, Rissoa*, des écailles de poissons, etc.). En dehors des nombreux Ostracodes, des restes de poissons et des empreintes de plantes qui se trouvent dans les marnes pontiennes de cette région, ces argiles ne contiennent pas les fossiles sarmatiens cités par SZONTAGH.

7. *Le Sarmatien situé entre les villages de Bucuroaia et de Calea Mare.* C'est dans cette région que l'on trouve l'îlot le plus étendu et le plus compact de Sarmatien du bassin entier, dont les dépôts se présentent sous les faciès les plus variés, depuis les conglomérats et les calcaires récifaux du littoral, jusqu'aux dépôts néritiques formés de marnes et d'argiles à nombreux fossiles macroscopiques, à Foraminifères et à Diatomées qui, en quelques régions, sont tellement abondantes qu'elles forment de véritables Diatomites. La superficie de cet îlot sarmatien est d'environ 30 km^2.

A l'E de Bucuroaia, le Sarmatien affleure sur une distance de 2,5 km, à partir de l'extrémité supérieure de la Valea Satului, jusqu'à la cote 389, au S de l'église. Vers le N et vers l'E, il repose directement sur le soubassement permo-triasique des Monts de Pădurea Craiului et se compose, à sa partie supérieure, de conglomérats de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, disposés en bancs, sous lesquels se trouve une marne bleuâtre-jaunâtre, dans laquelle SZONTAGH cite en 1912: *Cerithium pictum* BAST., *Melanopsis impressa* KRAUSS, *Tapes gregaria* PARTSCH et des restes de plantes.

A l'extrémité S de ce village, les conglomérats sarmatiens affleurent sur une étendue de quelques mètres, là où commence la Valea Bobii.

A l'ouest de Bucuroaia, le Sarmatien affleure dans le cours supérieur de la Valea Baciului, sur une longueur de 3 km. environ; il est représenté par les mêmes conglomérats à sa partie supérieure, sous lesquels se trouvent quelques calcaires fossilifères, et par des marnes dans lesquelles SZONTAGH, en 1912, détermina de nombreuses espèces de Cérithes, *Trochus*, *Mactra* et *Melanopsis*. Au niveau de l'extrémité S du village, près du grand coude que forme la Valea Baciului, j'ai recueilli dans les champs une riche faune sarmatienne: *Cerithium bidentatum* DFR., *C. disjunctum* SOW., *C. pictum* BAST., *C. rubiginosum* EICHW., *Tapes gregaria* PARTSCH, *Melanopsis impressa* KRAUSS, *Murex sublavatus* BAST., *Trochus quadristriatus* DUB., *Trochus* sp., *Cardium plicatus* EICHW., *C. vindobonense* PARTSCH., et *Buccinum duplicatum* SOW., faune mélangée de formes tortoniennes *(Cardita* sp., *Isocardia* sp., *Arca diluvii* LAM., etc.), sûrement remaniée de l'îlot de Tortonien du N de ce point.

Institutul Geologic al României

Au bas de ce coude, près du moulin se trouvant au confluent de la vallée qui débouche de la direction N, de l'îlot de Tortonien, sur une pente de la rive gauche du Baciu, j'ai recueilli les fossiles sarmatiens suivants: *Cerithium pictum* BAST., *C. rubiginosum* EICHW., *C. disjunctum* SOW., *Tapes gregaria* PARTSCH, *Cardium plicatum* EICHW., *C. vindobonense* PARTSCH, *Melanopsis* cfr. *sturi* FUCHS, et *Ostrea* sp. Exception faite des Ostréidés, l'état de conservation de ces fossiles laisse beaucoup à désirer, car les sables formant un horizon aquifère, les fossiles ont été complètement lévigés et sont devenus friables.

Un peu plus au S de ce moulin, la vallée du Baciu quitte les dépôts sarmatiens et entre dans les marnes pontiennes dans lesquelles le thalweg s'élargit brusquement. Une seule fois, au NE de la crête Culmea (284 m) le Sarmatien reparaît sous le Pontien à droite de la Valea Baciului, dans un affleurement de quelques mètres. Dans les sables de cet endroit, j'ai récolté: *Tapes gregaria* PARTSCH, *Trochus pictus* EICHW., *Cardium plicatum* EICHW., *Modiola* sp., sur les surfaces des intercalations argileuses se voient des restes de plantes (feuilles et algues).

A l'W de la Valea Baciului, jusqu'à la Valea Cernișoarei, le Sarmatien se trouve en continuité de sédimentation au-dessus du Tortonien ; il est représenté à la base par des marnes ou des calcaires, au-dessus desquels se trouvent les mêmes conglomérats que dans le voisinage du village de Bucuroaia et qui affleurent visiblement à la cote 363 (Osoiul Pietricelei). Dans toute cette région, le Sarmatien n'est recouvert qu'en quelques points par les argiles rougeâtres du Pléistocène inférieur; le Pliocène forme la bordure S de cette îlot.

Dans la Valea Poienii, à l'E de Tașad, dans les marnes et les sables qui font la transition du Sarmatien au Tortonien, se trouvent aussi des cendres andésitiques qui contiennent de nombreuses Diatomées (*Synedra* sp.).

Dans la Valea Cernișoarei, le Sarmatien se trouve de même au-dessus des calcaires tortoniens, à partir de l'extrémité NE de Tașad, où il est développé, à sa base, sous forme de calcaires, et de conglomérats à sa partie supérieure; il s'étend vers le S jusqu'à proximité du village de Stracoș. Dans les calcaires de cet endroit qui, à leur partie inférieure, se développent insensiblement sur les calcaires tortoniens, j'ai déterminé une riche faune de Foraminifères: *Globigerina bulloides* d'ORB., *Textularia concava* KARR., *Truncatulina bouéana* d'ORB., etc., et de nombreux empreintes et moulages de *Modiola navicula* DUB., et de *Tapes gregaria* PARTSCH.

Plus au S, après une légère interruption provenant d'une bande de Pontien, le Sarmatien recommence au niveau du village de Stracoș, sur les deux rives de la Valea Cernișoarei et continue jusqu'au niveau du village de Drăgești, à partir duquel il ne suit plus que la rive gauche de la vallée, jusqu'à l'extrémité S de ce village. Dans le Sarmatien du S de Stracoș, qui a été déposé à une

Institutul Geologic al României

plus grande distance du rivage, on peut distinguer deux faciès, et notamment l'un inférieur, marneux, et l'autre, supérieur, sableux. Tous deux contiennent de nombreux fossiles, parmi lesquels ceux de l'horizon supérieur sont allochtones, car ils accompagnent des tufs dacitiques remaniés du Tortonien.

Sur la pente qui dévale de la cote 284 (Culmea) vers l'E de Drăgești, j'ai déterminé les fossiles suivants: *Cardium protractum* EICHW., *C. plicatum* EICHW., *Bulla lajonkaireana* BAST., *Rissoa angulata* EICHW., *Cerithium bidentatum* DFR., *Buccinum duplicatum* SOW., *Ervilia podolica* EICHW., et de nombreuses empreintes de feuilles de plantes.

A partir de Stracoș, le Sarmatien s'étend vers l'W et le NW sur les Vallées Cădărescu et Podelei, et sur la pente de l'extrémité N de Drăgești; ensuite, passant la ligne de partage des eaux de cette vallée, le Sarmatien continue encore vers l'W, dans la région du village de Decănești.

Dans le cours supérieur de la Valea Podelei, le Sarmatien est formé de deux horizons typiques pour la région littorale, c'est-à-dire à la base, de calcaires oolithiques à nombreuses empreintes de fossiles, ou de calcaires recristallisés, et de conglomérats à sa partie supérieure. Dans le fond de cette vallée, immédiatement au N de la cote 228, auprès de Tașad, dans les calcaires et les conglomérats sarmatiens, on remarque les traces d'une érosion prépontienne, dans lesquelles se trouvent des poches de marnes blanches du Pontien.

Dans la Valea Cădărești, tout le Sarmatien est développé sous le faciès néritique, n'étant formé que de sables et d'argiles. Vers le milieu de cette vallée, sur la rive droite, il y a de nombreux affleurements dans les sables et les cailloux fins, parmi lesquels j'ai recueilli la faune suivante: *Cerithium pictum* BAST., *C. rubiginosum* EICHW., *C. pygmaeum* PHIL., *Buccinum duplicatum* SOW., *Rissoa angulata* EICHW., *R. inflata* ANDRZ., *Hydrobia frauenfeldi* HÖRN., *H. ventrosa* MONT., *Pleurotoma clathrata* MARC DE SERR., *Trochus celinae* ANDRZ., *Lucina dujardini* DESH., et *Ervilia trigonula* SOKOL.

J'ai recuilli de même une faune identique dans les argiles et les sables de la bordure W de Stracoș. Dans la combe au N de Drăgești, la faune sarmatienne se trouve en assez mauvais état de conservation et se compose de *Cerithium pictum* BAST., *C. rubiginosum* EICHW., *Buccinum duplicatum* SOW., etc.

A l'W de la gare de Drăgești, dans les nombreux affluents qui descendent de Decănești dans la Valea Hodișelul, le Sarmatien a sa base représentée par des marnes violettes-bleuâtres à nombreux Foraminifères, à Cardiacées et à écailles de poissons (surtout de Clupéidés) parmi lesquelles on trouve plusieurs horizons d'une épaisseur allant jusqu'à deux décimètres, de schistes marneux blancs à Diatomées (diatomites). Au-dessus de cette alternance de marnes à Diatomées se trouve une alternance de marnes à sables fins et ensuite de sables à menus cailloux parmi lesquels j'ai déterminé, dans un

Institutul Geologic al României

ravin à quelques centaines de mètres à l'W de la gare de Drăgeşti (à l'E de la cote 320), la faune suivante: *Murex sublavatus* BAST., *Cerithium pictum* BAST., *C. rubiginosum* EICHW., *C. nodosoplicatum* HÖRN., *C. pygmaeum* PHILL., *Pleurotoma doderleini* HÖRN., *Bulla lajonkaireana* BAST., *Rissoa inflata* ANDRZ., *Neritina grateloupana* FÉR., *Cardium obsoletum* EICHW., *Buccinum duplicatum* SOW., *Tapes gregaria* PARTSCH, *Ervilia podolica* EICHW. et *E. trigonula* SOKOL.

On retrouve ensuite le Sarmatien dans le soubassement du village de Decăneşti, où il est pareillement développé sous forme de marnes à la base et de sables à faibles intercalations marneuses à la partie supérieure. Des sables du puits nouvellement creusé à l'extrémité NW de ce village, j'ai déterminé les fossiles suivants: *Cerithium pictum* BAST., *C. rubiginosum* EICHW., *C. pygmaeum* PHILL., *C. bidentatum* DFR., *Hydrobia ventrosa* (MONTF.), *Rissoa inflata* ANDRZ., *R. angulata* EICHW., *Buccinum duplicatum* SOW., *Trochus celinae* ANDRZ., *Pleurotoma doderleini* HÖRN., *Neritina picta* FÉR., *Bulla lajonkaireana* BAST., *Ervilia podolica* EICHW., et un crabe, probablement *Portunus* sp.

Au N de Decăneşti, le Sarmatien s'étend jusqu'à proximité de la halte de Taşad; il est représenté par des marnes contenant de rares Ostracodes (*Cypris* sp.) et de nombreuses petites valves d'*Ostrea* qui pourraient être d'*Ostrea cochlear* POLI, mais qui, de toute façon, ne se distinguent pas trop de celles du Tortonien de l'extrémité SW de Taşad. La base des argiles sarmatiennes de la région du NNE de Decăneşti pourrait représenter la transition du Tortonien au Sarmatien. Elles appartiendraient plutôt à ce dernier étage, étant donné qu'elles ne contiennent pas la moindre trace de *Corbula gibba*, fossile caractéristique du Tortonien de faciès néritique du bassin de Beiuş. Toutefois SZONTAGH attribuait, en 1895, « les argiles grises-bleuâtres à Foraminifères et à micro-faune », c'est-à-dire la base du Sarmatien de Decăneşti, au second étage Méditerranéen et considérait comme sarmatiens, uniquement les sables du dessus. Ici, le faciès gréseux et conglomératique du Sarmatien continue vers le N, jusqu'au cours supérieur de la Valea Negră à l'W de Taşad, où il n'apparaît qu'en blocs isolés; il continue de même sur le cours supérieur de la Valea Birtii, au N de la forêt de Dumbrava, là où le Sarmatien apparaît sur une distance de quelque deux km. sous forme de bancs de calcaires et de conglomérats fortement consolidés.

Dans la région au NW de Decăneşti, le Sarmatien affleure dans les deux ruisseaux de l'E et de l'W du village de Calea Mare; il s'étend vers le N jusqu'aux formations permo-mésozoïques de la Dumbrava et dépasse la voie ferrée Oradea-Vaşcău, au fond de Valea Birtii et Valea Neagră, où il est recouvert par les sables du Pliocène supérieur et par les marnes pontiennes. Dans la région de Calea Mare, le Sarmatien est représenté par des argiles contenant une petite quantité d'*Ostrea* sp., de *Cerithium pictum* BAST., de *Pleurotoma* sp., etc.

Institutul Geologic al României

A la partie W de Calea Mare, les marnes blanches à Diatomées forment une lentille épaisse de plusieurs mètres, dans lesquelles j'ai déterminé les Diatomées suivantes: *Meridion circulare* C. AGARDH., *Melosira spiralis* (EHR.) et *Synedra acus* EHR., ensuite des Ostracodes, des empreintes de petits bivalves et de feuilles de plantes. L'affleurement le plus à l'W de ce grand îlot de Sarmatien se trouve au fond de la Valea Ungurului, à l'W de Calea Mare, vallée dont l'origine est à quelques centaines de mètres au S de la gare de Giepiș. Le Sarmatien y est formé d'une alternance de schistes marneux blancs (diatomites) et de schistes marneux verts ayant à leur surface de nombreuses rosettes de gypse. Dans ces schistes marneux verdâtres, on reconnaît au microscope une matière vitreuse volcanique, en grande quantité. Le gisement de diatomite de cette région, de même que celui du bassin de Brașov, récemment décrit par M. D. PREDA, se trouve donc développé en liaison avec des intercalations volcaniques. Ce qui caractérise la flore de Diatomées du bassin de Beiuș, est que celles-ci sont représentées par peu d'espèces, ayant un grand nombre d'individus. On connaît encore des schistes à Diatomées sarmatiens dans le bassin de Croatie et dans la région comprise entre le Bug et le Dniepr, en Russie.

SZONTAGH cite aussi, en 1897, un affleurement de Sarmatien conglomératique et fossilifère, encore plus à l'W de Valea Ungurului; notamment sur la Valea Palincăriei, à l'E de Mierlău. Je n'ai pu toutefois constater l'existence du Sarmatien dans cette région.

8. *Le Sarmatien de l'extrémité N de Taşad.* Dans le voisinage du Tortonien, sur la Valea de Boncani, affluent de la Valea Mare, se trouvent aussi deux îlots de Sarmatien, jamais mentionnés jusqu'à nous. L'un a une étendue de quelques dizaines de mètres carrés et est situé à la gauche de cette vallée; l'autre, s'étendant sur plusieurs km. carrés, se trouve sur les deux rives de la vallée, jusqu'au point où cette dernière entrant dans le Pliocène, est accompagnée d'une large plaine alluvionnaire. Le Sarmatien de cette région est formé de calcaires oolithiques contenant quelques empreintes et moulages de Cardiacées et de Cérithes. Il représente donc l'horizon inférieur du faciès littoral. Au-dessus des calcaires et sous les marnes pontiennes, de façon discordante, se trouvent aussi quelques cailloux appartenant à l'horizon supérieur du Sarmatien littoral, restes de l'érosion du Sarmatien supérieur et du Méotien.

9. *Le Sarmatien dans la région du village de Cotiglet.* A l'extrémité N de ce village, sur la Valea Bobii et Valea Satului, à la partie inférieure des marnes pontiennes, apparaissent de nombreux blocs de conglomérats sarmatiens sous forme de klippes, disposés en bancs orientés NNW et en pendage de quelques degrés vers le SSW. Ces klippes représentent aussi les traces d'un relief prépontien, entièrement enfoui par la transgression du Pontien.

Institutul Geologic al României

Conclusions concernant le Sarmatien du bassin de Beiuş. Comme il ressort des descriptions locales et des coupes données, nous constatons, pour le Sarmatien comme pour le Tortonien, l'existence de deux faciès: à la base, un faciès littoral calcaire qui se développe parfois insensiblement des calcaires récifaux tortoniens, et un faciès néritique, en général marneux, qui se développe à son tour du faciès correspondant du Tortonien. Au-dessus de ces roches, on trouve des conglomérats, dans la région littorale et des cailloux fins et des sables dans la région néritique, déposés fort probablement, pendant le Sarmatien moyen, au début du retrait des eaux vers l'intérieur du bassin. Le Sarmatien du bassin de Beiuş ne présente donc pas la grande variété de faciès du Tortonien. Le caractère transgressif du Sarmatien apparaît de tous côtés, sur les bords du bassin où la limite de ses dépôts dépasse toujours celle des dépôts tortoniens, de sorte qu'ici le Sarmatien repose sur les roches permo-mésozoïques du cadre du bassin. Toutefois la superficie occupée par les eaux du bassin pendant le Sarmatien, ne dépassait pas de beaucoup celle qui était occupée au temps de l'étage précédent. Le bassin n'avait que très peu avancé vers l'E, entre les Monts de Pădurea Craiului et les Monts du Codru jusqu'au niveau de la ville de Beiuş; il avait conquis en échange une vaste région dans la partie N des Monts du Codru, située au S de l'îlot permo-triasique entre Vintir et Răbăgani, jusqu'au S du cours du Criş Negru, entre les villages de Pietrani et de Şoimi.

L'âge des dépôts sarmatiens du bassin de Beiuş, comme du reste celui de tous les dépôts sarmatiens des bords de l'entière Dépression pannonienne, a été très discuté, il y a quelques dizaines d'années, par les géologues autrichiens et hongrois, et cela, parce que le Sarmatien ne s'y trouve pas entièrement représenté, comme dans les bassins pontien et caspien. Ce que l'on peut afirmer sans hésitation possible, contrairement aux récentes assertions des géologues hongrois (SCHRÉTER, LÖRENTHEY, etc.) qui, après avoir d'abord admis pour le bassin pannonien aussi, une période d'érosion continentale prépontienne comme dans le bassin de Vienne, reviennent ultérieurement sur leurs affirmations et admettent une continuité de sédimentation entre le Sarmatien et le Pliocène, ce que l'on peut affirmer, dis-je, c'est uniquement qu'il existe une grande lacune de sédimentation pendant laquelle le bassin de Beiuş a été complètement vidé de ses eaux et soumis à une puissante érosion qui a enlevé la majeure partie des dépôts sarmatiens, au moins jusqu'à la limite actuelle entre le Pliocène du bassin et le Pléistocène de la Plaine pannonienne. Cela ressort clairement des coupes faites au NW du village de Râpa et à l'W du village de Calea Mare, dans lesquelles les sables du Pliocène supèrieur reposent directement sur les marnes à *Corbula gibba* et sur le calcaire de Leitha. De nombreuses coupes nous font voir aussi que les dépôts du Pliocène ont trouvé à leur retour, un relief très varié qui a été entièrement enfoui, mais dans ce Pliocène — nous le verrons plus loin — on

Institutul Geologic al României

ne retrouve pas les quatre étages du Pliocène de l'extérieur de l'arc carpatique (voir fig. 2, pag. 8 ; fig. 3, pag. 9 ; fig. 4, pag. 9 ; fig. 5, pag. 11 ; fig. 6, pag. 16, etc).

SCHRÉTER, revisant il y a une vingtaine d'années (1912) toute la faune sarmatienne de l'ancienne Hongrie, et la comparant aux trois horizons établis par SINZOW et ANDRUSSOW dans le Sarmatien du S de la Russie, en arrive à la conclusion que, dans le Sarmatien du bassin pannonien, de même que dans celui du bassin transylvain, il n'y a que l'horizon inférieur des géologues russes qui soit représenté, et nommément le Volhynien (couches à *Ervilia*) caractérisé entre autres par l'ensemble suivant de fossiles: *Ervilia podolica* EICHW., *Cardium plicatum* EICHW., *C. latisulcatum* MÜNST., *C. protractum* EICHW., *Tapes gregaria* PARTSCH, *Cerithium pictum* BAST., *C. rubiginosum* EICHW., *C. disjunctum* SOW., *Pleurotoma doderleini* HÖRN., *Murex sublavatus* BAST., *Neritina picta* FÉR., *Rissoa inflata* ANDRZ., *R. angulata* EICHW. Tous ces fossiles se trouvent aussi très fréquemment dans le Sarmatien du bassin de Beiuș. En dehors de ceux-ci, on trouve encore des espèces qui viennent du Tortonien: *Lucina dujardini* DESH., *Ervilia trigonula* SOKOL, etc.

Parmi les fossiles considérés par les auteurs russes comme étant communs au Sarmatien inférieur et au moyen, l'on trouve dans le bassin de Beiuș les suivants: *Buccinum duplicatum* SOW., *Modiola volhynica* EICHW., *Bulla lajonkaireana* BAST., *Trochus podolicus* DUB., et *Tr. pictus* EICHW.

De l'ensemble de fossiles considérés par les auteurs russes comme caractéristiques du Sarmatien moyen seul, ou du supérieur seul, l'on ne trouve aucune espèce dans le bassin de Beiuș; SCHRÉTER affirme qu'ils manquent dans toute la Dépression pannonienne. Il en résulte que dans le Sarmatien du bassin de Beiuș, comme dans l'entière Dépression pannonienne, seul l'horizon inférieur, c'est-à-dire le Volhynien de l'extérieur des Carpates est représenté. Il est digne de remarque, que le genre *Mactra* qui est caractéristique pour le Sarmatien moyen et supérieur de l'extérieur des Carpates fait défaut dans le Sarmatien du bassin de Beiuș. Ce genre n'a été cité qu'une seule fois par SZONTAGH, en 1912, aux environs de Bucuroaia. Toutefois, personnellement, je n'ai trouvé aucun reste pouvant être attribué à ce genre.

Après la sédimentation du Volhynien, le bassin pannonien se sépara du reste de la Mer Sarmatienne et commença dorénavant une évolution indépendante de celle des bassins pontien et caspien. Dans l'intervalle écoulé entre le Sarmatien moyen et le Pontien, les eaux de ce bassin y occupaient certainement au milieu une petite superficie que nous ne connaissons pas encore; la faune sarmatienne s'y réfugiant, a souffert une évolution différente de celle de la faune sarmatienne du bassin pontocaspien. C'est à cette évolution indépendante, dans des bassins séparés, qu'est dû le caractère différent des faunes pliocènes de l'extérieur et de l'intérieur de l'arc carpatique. Ainsi les

Institutul Geologic al României

Mélanopsides de la série polymorphe *Melanopsis impressa-fossilis-vindobonensis* sont caractéristiques du Pliocène pannonien et on ne les trouve pas dans les bassins pontien et caspien.

Le début de la période continentale, qui a suivi sur les bords de la Dépression pannonienne après que se furent déposés les calcaires et les marnes du Sarmatien inférieur, est marqué par les conglomérats et les grès à fossiles remaniés du Volhynien; ceux-ci se trouvent sur les bords du bassin, au-dessus du Sarmatien inférieur, soit sous forme de bancs bien stratifiés, soit présentant une structure torrentielle. Des conglomérats de cette espèce, entre le Sarmatien et le Pontien, sont connus aussi aux environs de Budapest à Rákos et à Köbánya. Après la sédimentation de ces conglomérats d'âge sarmatien moyen, la période continentale se maintenant pendant un temps assez prolongé, et le niveau de base du lac pannonien s'abaissant continuellement, l'érosion commença à attaquer d'abord les conglomérats à peine déposés, ensuite, le Sarmatien inférieur, et en certains points le Tortonien même, découvrant le soubassement du bassin et créant un relief fort varié, complètement enfoui ensuite par la transgression du Pontien.

C) LE PLIOCÈNE

Après une longue période continentale postvolhynienne, le bassin de Beiuș est envahi par les eaux du Pliocène qui, venant de la Dépression pannonienne, non seulement recouvrirent la partie du bassin antérieurement occupée par le Sarmatien, mais s'étendirent vers le SE de Beiuș, dépassant Vașcău, et entrant dans le bassin d'érosion de Roșia, creusé dans les marnes et les grés à Inocérames du Sénonien. Vers le S elles recouvraient une bonne partie de la bordure N des Monts du Codru, dépassant la vallée du Criș Negru. C'est à cette époque que les eaux de la Dépression pannonienne tout entière atteignirent leur niveau le plus élevé de tout le Néogène.

On doit considérer comme échouées les anciennes tentatives des géologues autrichiens (M. HÖRNES, 1897) et les plus récentes des géologues hongrois (LÖRENTHEY, 1903 et SCHRÉTER, 1912), qui tendaient à démontrer l'existence du Méotien, ou de couches de transition entre le Sarmatien et le Pliocène de la Dépression pannonienne. En 1900, HÖRNES revient sur son opinion antérieure et, admettant l'existence d'une période d'érosion prépontienne, il croit que la transgression du Pliocène a eu lieu pendant le Méotien même. Le Pontien des bassins pontien et caspien est cependant sûrement représenté dans la Dépression pannonienne aussi et il est certain qu'à cette époque, les deux bassins communiquaient; c'est à ce moment qu'a pu se faire aussi entre eux, un échange restreint de faune.

L'on admet actuellement, de façon définitive, cette période d'érosion prépontienne pour le bassin de Vienne, tandis que pour le reste du bassin

Institutul Geologic al României

pannonien, les avis des géologues hongrois sont encore partagés. HALAVÁTS (1911) et L. LÓCZY (1916), étudiant le Néogène des environs du lac Balaton, émettent l'opinion que le lac pannonien pliocène s'est formé par le simple adoucissement du lac sarmatien, sans rien rappeler des discussions antérieures concernant l'existence d'une érosion prépontienne. SCHRÉTER, après avoir admis, en 1909, cette érosion prépontienne, revient là-dessus en 1912, et croit qu'il existe dans la Dépression pannonienne une continuité de sédimentation entre le Sarmatien et le Pliocène, attribuant au Sarmatien moyen et supérieur une partie des dépôts du Pontien. DEPÉRET, LAPPARANT et BRUSINA avaient déjà été d'avis que les couches à Congéries du Pliocène pannonien appartiendraient au Miocène. Toutefois, en ces derniers temps, la plupart des géologues hongrois considèrent ces dépôts comme étant d'âge pliocène.

La stratigraphie des sédiments pliocènes de la Dépression pannonienne, que l'on ne peut encore tenir comme définitivement établie, a été l'objet de discussions acharnées et de polémiques entre les géologues hongrois, spécialement entre HALAVÁTS et LÖRENTHEY (1911), à l'occasion de leurs études sur les environs du lac Balaton, tant en ce qui concerne leur parallélisation, que leur dénomination. Tous les géologues hongrois s'accordent sur le fait que le Pliocène de la Dépression pannonienne comporte deux étages, dont le supérieur est attribué au Levantin. Les discussions n'ont porté que sur l'étage inférieur.

LÖRENTHEY se basant sur la grande différence entre le Pontien des bassins pontien et caspien et celui de faciès pannonien, propose pour ce dernier la dénomination d'étage pannonien, employée pour la première fois par ROTH TELEGD pour les couches à Congéries du bassin pannonien. D'après LÖRENTHEY, il faudrait entendre par faune pontienne, la faune proche parente de celle qui existe actuellement dans la Mer Noire, ce qui n'est nullement le cas pour la faune du Pontien du bassin pannonien; il perd de vue que ce n'est pas non plus le cas pour le Pontien du bassin pontocaspien.

HALAVÁTS est d'avis que la dénomination d'étage pannonien ne peut plus être employée pour le Pontien du bassin du Danube moyen, parce que, à la suite de la création de l'étage Levantin par NEUMAYR en 1875, on entendait à un moment donné, par étage pannonien, uniquement les dépôts dont on ne savait pas précisément s'ils appartenaient au Pontien ou au Levantin; il maintient donc l'ancienne dénomination d'étage pontien.

Pour concilier les deux opinions, LÓCZY, dans sa monographie des environs du lac Balaton (1916) emploie, pour le Pontien du bassin pannonien, la dénomination d'étage pannonien-pontien.

HALAVÁTS distingue dans le Pontien par lui étudié, les trois horizons suivants, qu'il considère comme étages:

Le Pontien inférieur représenté par un faciès d'eau douce et caractérisé par *Melanopsis fossilis* (GMEL.).

Institutul Geologic al României

Le Pontien moyen, saumâtre et caractérisé par *Congeria ungula-caprae* et *C. balatonica*.

Le Pontien supérieur représenté per un faciès saumâtre et par un faciès d'eau douce.

LÖRENTHEY distingue deux étages pannoniens: l'inférieur et le supérieur. Le premier, très peu développé, est caractérisé par un ensemble de fossiles qui se trouvent aussi dans l'étage pannonien supérieur. Ce dernier est formé par trois horizons, dont l'inférieur est le plus fossilifère; il contient de nombreuses Congéries, Limnocardes et Mélanopsides; le moyen est caractérisé par *Congeria ungula-caprae*, et le supérieur par *Congeria triangularis* et *C. balatonica*.

Les horizons distingués par ces deux géologues dans le Pontien des environs du lac Balaton ne peuvent pas être séparés de même manière dans le bassin de Beiuș et il est fort possible que, de même qu'en ce dernier, ils ne représentent rien d'autre que des faciès bathymétriques et de salinité différente du Pontien.

Les dépôts du Pliocène inférieur de la Dépression pannonienne représentent une série fort monotone par comparaison aux dépôts de même âge du bassin pontocaspien dans lequel le Pliocène inférieur est représenté par les étages du Méotien et du Pontien. Etant donné l'absence du Méotien dans la Dépression pannonienne et l'équivalence du Levantin pannonien, où cet étage a été reconnu pour la première fois, avec le Pliocène supérieur — c'est-à-dire avec le Dacien et le Levantin du bassin pontocaspien — il en résulte que, dans les dépôts du Pliocène inférieur de faciès pannonien, seuls sont représentés les dépôts correspondant au Pontien du bassin pontocaspien.

Les dépôts pliocènes de faciès pannonien ne sont pas seulement différents des correspondants du bassin pontocaspien, ils diffèrent aussi entre eux, et jusqu'à présent, les géologues n'ont pas encore réussi à les équivaloir de façon satisfaisante, car ils sont représentés par des faciès différents, tant au bord W de la Dépression pannonienne (le bassin de Vienne y inclus), tant en Slovénie que sur le bord E de ce bassin, dans le Banat et la Crișana. C'est pour cela que LÓCZY proposait en 1916 l'emploi de la dénomination « étage dacien-pontien » pour les sédiments du Pontien sur le bord E de la Dépression pannonienne et de Transylvanie; ensuite la dénomination d'étage gétique-pontien pour le Pontien de l'extérieur des Carpates, etc., et il demandait que la dénomination d'étage pannonien-pontien s'appliquât seulement aux dépôts du bord W de la Dépression pannonienne. De la sorte, d'après LÓCZY, le nom d'un étage désignerait, non seulement le faciès, mais aussi la province dans laquelle il est développé. Mais la proposition de LÓCZY n'a rencontré nulle adhésion.

En ces dernières années, les discussions concernant la parallélisation des dépôts pliocènes de la Dépression pannonienne ont été reprises et ont fait l'objet de deux ouvrages importants de K. KREJCI-GRAF et de S. GILLET.

Institutul Geologic al României

KREJCI est d'avis que les dépôts pliocènes de la Dépression pannonienne sont représentés par deux faciès: à la base un faciès saumâtre adouci, qu'il dénomme « caspien » (pontien, selon l'ancienne nomenclature), par lequel sont représentés les étages du Méotien et du Pontien. Le suivant, au-dessus, est le faciès d'eau douce qu'il dénomme « Levantin », caractérisé par *Vivipara* et *Unio*, par lequel est représenté le reste du Pliocène, c'est-à-dire le Kimmérien, le Roumanien et le Slavonien de la nouvelle nomenclature introduite par KREJCI pour les étages du Pliocène supérieur.

On ne connaît pas encore de façon certaine la région dans laquelle a pris naissance la faune du faciès caspien caractérisée par *Congeria*, *Limnocardium*, *Valenciennesia*, etc. mais, très probablement, ce faciès est d'origine orientale. LASKAREW décrit des Congéries du Buglowien de Volhynie. Le maximum de développement de ce faciès se trouve dans le S de la Russie où il s'est maintenu pendant toute la durée du Pliocène et où il se maintient encore en partie dans la Mer Caspienne. En n'importe quel cas, nous ne pouvons admettre l'opinion de KREJCI qui soutient que la faune qui caractérise ce faciès a pris naissance pendant le Méotien dans la Dépression pannonienne, d'où il serait passé dans le Pontien au-dessus des Carpates, dans les bassins pontien et caspien. Personne n'a encore cherché à démontrer, et personne ne pourrait prouver que la faune à *Congeria* et à *Valenciennesia* du Pontien pannonien a évolué sur place de la faune sarmatienne. La période continentale qui a eu lieu dans la Dépression pannonienne entre le Volhynien et le Pontien a empêché la persistance des formes saumâtres, mais a favorisé en échange le développement des Mélanopsides qui, au retour des eaux pendant le Pontien, ont atteint leur maximum de variation. De tout les fossiles pontiens de la Dépression pannonienne, il n'y a que les Limnocardiidés qui pourraient, être dérivées sur place des Cardiacées sarmatiennes. Il n'existe toutefois aucune étude sur cette question.

Si la faune à *Congeria* et à *Valenciennesia* a réellement son origine dans le bassin pontocaspien, où l'adoucissement des eaux s'est effectué bien plus lentement que dans le pannonien, nous pouvons affirmer qu'il n'existe pas dans la Dépression pannonienne de dépôts pliocènes plus anciens que le Pontien, étant donné que la faune caractéristique du faciès saumâtre adouci caspien aurait été arrêtée à l'extérieur des Carpates par le faciès saumâtre normal du Méotien.

S. GILLET, à l'occasion de ses recherches sur les dépôts du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur du Banat et de la Transylvanie, dépôts qui se présentent sous le même faciès que dans la Dépression pannonienne, est d'avis que dans ces deux provinces, le Sarmatien est représenté par ses trois sous-étages, attribuant au Sarmatien moyen et supérieur les dépôts à *Congeria partschi*, *ornitopsis*, *czjzeki*, à *Melanopsis impressa*, *fossilis*, *vindobonensis*, etc., tandis que les marnes à *Limnocardium lenzi* et *Congeria banatica* représen-

Institutul Geologic al României

teraient le Méotien. Ainsi Mlle GILLET revient à des opinions précédemment exposées par d'autres géologues.

Il résulte de ce qui a été dit plus haut que le Pliocène du bassin de Beiuș est représenté par deux étages: l'inférieur représente le Pontien, et le supérieur, formé plutôt de sables et de cailloux à structure torrentielle, à rares fragments de fossiles remaniés des étages précédents du Néogène, équivaut au Dacien et représente peut-être aussi la base du Levantin.

Dans le bassin de Beiuș, au temps du Levantin, une nouvelle période continentale commence, puisque les argiles bigarrées du Pléistocène inférieur sont parfois déposées sur une surface d'érosion. Cette dernière n'était pas trop prononcée parce que le niveau de base du lac pannonien pendant le Levantin n'était pas encore suffisamment abaissé. Ce n'est que pendant le Pléistocène, après que le Danube se fût creusé un passage par les Portes de Fer, que le lac pannonien, se vidant complètement, et le niveau de base s'abaissant de quelques 200 mètres, le relief actuel du bassin de Beiuș a pu se former.

LE PONTIEN

Le Pontien est l'étage qui occupe, avec le Pliocène supérieur, la plus vaste étendue du bassin de Beiuș; on le rencontre partout à l'intérieur du bassin, sur les versants ou dans les thalwegs des vallées les moins profonds. En général, sur les bords du bassin et dans des collines un peu élevées de l'intérieur, il est recouvert par les sables ou par les cailloux du Pliocène supérieur, tandis que, sur le bord W du bassin, dans le voisinage de la Plaine pannonienne, le Pliocène supérieur recouvre entièrement le Pontien.

Le Pontien de la région étudiée est représenté par trois faciès: l'un, littoral, marneux, sableux ou même conglomératique, ayant une très riche faune d'eau douce: Mélanopsides, Néritines, Planorbes, Limnées, *Unio*, etc., mêlée à des formes saumâtres: Congéries, Limnocardes, etc., qui forment ensemble de véritables faluns; le second faciès est littoral, marneux et tourbeux, à traces de charbon et à fossiles d'eau douce (Planorbes); le troisième est un faciès néritique saumâtre, représenté par des marnes gris-bleu à l'état frais, et blanches par altération, dans lesquelles la faune est plus pauvre en espèces et en individus et se compose de fossiles à coquille très fine, tels que: *Valenciennesia*, des Congéries, des Limnocardes, en général menus et à côtes rapprochées, du type *Limnocardium syrmiense* (R. HÖRN.), des Ostracodes, etc. De ces trois faciès, les deux premiers occupent des superficies très réduites par rapport au troisième qui comble le bassin entier.

Le lac pannonien présente donc à l'époque du Pontien une grande analogie avec la Mer Noire actuelle dont les eaux littorales sont très adoucies et dont le fond, à partir d'une profondeur de 200 mètres environ, est occupé

Institutul Geologic al României

par des eaux saumâtres. Cette structure hétérogène du lac pannonien a eu pour conséquence l'existence de deux faciès, l'un d'eau douce et l'autre saumâtre, considérés par certains auteurs comme ayant des âges différents. La coexistence dans le lac pannonien de formes d'eau douce (*Melanopsis*, etc.), et de formes saumâtres (*Congeria*, etc.), avait décidé, il y a quelques années, le géologue autrichien R. HÖRNES à admettre que le lac pannonien à cette époque s'était complètement adouci et que les Congéries de ce bassin s'étaient adaptées au régime d'eau douce, comme cela arrive de nos jours pour certaines Congéries.

Le faciès littoral du Pontien est développé, sous forme de faluns, en quelques régions seulement qui devaient se trouver aux points où d'anciens cours d'eau débouchaient dans le lac pannonien, ainsi qu'il ressort de l'abondance des Mélanopsides et des Planorbes, Gastéropodes d'eau douce.

Les principales régions où les faluns sont bien développés et contiennent une riche faune pontienne sont les huit suivantes, dont cinq n'étaient pas encore connues:

1. *Le région située au NW du village de Stracoș.* Les faluns pontiens se trouvent dans cette région dans le cours inférieur de la Valea Peșterii qui prend naissance à l'extrémité N du village dans les calcaires sarmatiens et dans le ravin dénommé Măguța, affluents de droite et de gauche du ruisseau de Cernișoara. Les faluns forment ici la base du Pontien et sont recouverts par des marnes grises à *Valenciennesia*. Le Pontien de ces deux vallées a l'aspect d'une bande rectangulaire d'une longueur d' 1 ½ km et d'une largeur de 700 mètres environ, limitée au N, à l'W et au S par le Sarmatien; à l'E il est relié au Pontien situé au S du grand îlot sarmatien se trouvant entre les villages de Bucuroaia et de Calea Mare.

Un second horizon de faluns moins riche en fossiles, se trouve au SE de Stracoș sous les sables qui forment la colline Culmea (284 m) à l'E de Drăgești.

J'ai déterminé dans cette région la faune suivante, encore inconnue jusqu'ici:

Melanopsis fossilis (GMEL.).
» *vindobonensis* FUCHS.
» *sturi* FUCHS.
» *pygmaea* PARTSCH.
» *austriaca* HANDM.
» *scripta* FUCHS.
» *bouéi* FÉR.
» *brusinai* LÖR.
» *stricturata* BRUS.
Pleurocera kochi FUCHS.

Institutul Geologic al României

Neritina sp.
Congeria partschi CŽJŽEK.
» *marcoviči* BRUS.
» *subglobosa* PARTSCH.
» *martonfii* LÖR. var. *pseudo-auricularis* LÖR
Limnocardium andrussowi LÖR.
» *trifcoviči* BRUS.
Unio atavus PARTSCH.
Planorbis (deux espèces).

En dehors de ces fossiles caractéristiques du Pontien de faciès pannonien, on trouve encore de nombreux fossiles remaniés du Sarmatien inférieur ou du Tortonien comme: *Cerithium pictum* BAST., *Ostrea* sp., *Turritella* sp., fragments d'Echinodermes, etc. Il est absolument certain qu'il s'agit d'un remaniement des fossiles miocènes pendant le Pliocène et non pas de formes relictes ou d'une transition entre ces deux étages, car presque toutes les formes remaniées présentent des traces de transport. En outre, les rapports stratigraphiques entre ces deux étages nous prouvent de façon évidente l'existence d'une période d'érosion prépontienne (Fig. 8).

Dans cette région, le Pontien a été sédimenté dans l'estuaire d'une rivière, comme cela ressort de la coupe ci-jointe, du faciès détritique grossier des sédiments, de l'abondance des Mélanopsides, fossiles caractéristiques du faciès d'eau douce et des nombreux fossiles sarmatiens roulés.

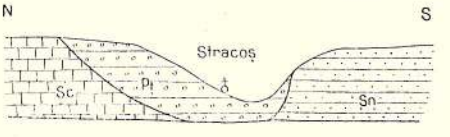


Fig. 8. — Coupe longitudinale dans le thalweg de la rivière Cernișoara, au niveau du village de Stracoș.

Sc, calcaires du Sarmatien inférieur; Sn, sables du Sarmatien inférieur; Pț. Pontien fossilifère.

De même qu'en d'autres points, où les faluns pontiens sont bien développés, ici aussi les cavités internes des individus adultes de *Melanopsis fossilis* (GMEL.), *M. vindobonensis* FUCHS, des Congéries, etc., sont remplis de débris de coquilles, avec lesquels on trouve aussi de nombreuses espèces de petits Planorbes, de jeunes individus de Congéries, des Limnocardüdés, etc.

Ce point fossilifère est mentionné également par SZONTAGH dans son rapport pour l'année 1892, où il ne parle que de l'existence d'une riche faune à Mélanopsides et à Congéries.

2. *La région à l'E du village de Pomezău-Valani.* Les faluns de cette région sont moins développés que dans le cas précédent; ils se trouvent dans la seconde vallée qui suit la direction NNW—SSE et parallèlement à la route principale du village. Ici, en dehors des nombreux fossiles remaniés du Sar-

Institutul Geologic al României

matien, je n'ai déterminé que: *Melanopsis impressa* KRAUSS, *M. i.* var. *carinatissima* SACCO, *M. fossilis* (GMEL.), *M. vindobonensis* FUCHS, *M. rarispina* LÖR., *M. affinis* HANDM., *Congeria partschi* CŽJŽEK, *Congeria* sp., *Neritina* sp., *Limnocardium* sp., etc. L'état de conservation des fossiles de ce point laisse beaucoup à désirer, et la substance qui les cimente est terreuse. Dans l'ensemble, ils donnent l'impression d'avoir été remaniés d'ailleurs.

3. *La région au SW du village de Căbești.* Les faluns sont ici encore moins bien conservés que dans la région précédente; ils se trouvent dans le déblai du chemin qui part de l'église, à l'extrémité N du village de Gurbedi. Ici, dans les sables jaunes, et dans les ravins à l'W de la cote 285, j'ai déterminé: *Cerithium pictum* BAST. et *Ostrea* sp. (remaniés du Sarmatien), puis *Melanopsis fossilis* (GMEL.), *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, et des fragments de *Melanopsis* sp., *Neritina* sp., *Limnocardium* sp. et *Congeria* sp.

4. *La région au SE du village de Roșia.* Sur le versant W de la colline Cociul (345 m.), au S de l'église de Roșia, les sables et les cailloux du Pliocène supérieur présentent de nombreux glissements dirigés vers l'W, à cause de l'horizon aquifère qui se forme au-dessus des marnes pontiennes. A la partie supérieure de ces dernières, il y a une alternance de marnes et de sables, dans lesquels j'ai récolté en quantité: *Melanopsis fossilis* (GMEL.), *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *Melanopsis bouéi* FÉR., *Limnocardium* cfr. *apertum* (MÜNST.), *Limnocardium* cfr. *andrusowi* LÖR., *Congeria* aff. *halavátsi* BRUS., *Congeria* aff., *zujovići* BRUS., des Planorbes, etc.

5. *La région du NE du village de Poieni de Sus.* Au confluent d'un ruisseau qui, venant du NE des Monts du Bihor, se verse dans le Criș Pietros à l'extrémité du village Poieni de Sus, les argiles et les sables du Pontien affleurent sous les argiles rougeâtres à Bohnerz et les cailloux de la terrasse moyenne à gauche du Criș Pietros; ces argiles et ces sables contiennent plusieurs intercalations d'une épaisseur de quelques décimètres, fort riche en fossiles. C'est d'ici que OTT. KADIČ recueillit en 1905 et cita, d'après les déterminations de LÖRENTHEY, les fossiles pontiens suivants:

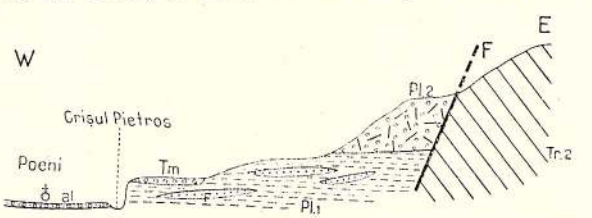


Fig. 9. — Coupe dans le Pliocène à l'Ouest du village de Poieni de Sus.

Al, alluvions; Tm, terrasse moyenne; Pl_1, Pontien; Pl_2, Pliocène supérieur; Tr_2, calcaires du Trias moyen.

Institutul Geologic al României

a) dans un horizon inférieur d'argiles sableuses de couleur bleue :

Melanopsis fossilis (GMEL.).
» *vindobonensis* FUCHS.
Planorbis verticilus BRUS.
Congeria subglobosa PARTSCH.
» *partschi* CŽJŽEK.
» *doderleini* BRUS.
Limnocardium hantkeni (FUCHS).

b) dans un horizon supérieur formé de sables jaunes qui représentent la partie supérieure du Pontien :

Melanopsis stricturata BRUS.
» *textilis* HANDMANN.
» *bouéi* FÉRUSSAC.
» *scripta* FUCHS.
» *vindobonensis* FUCHS.
Orygoceras fuchsi KITTL.
Prososthenia radicevići BRUS.
Congeria partschi CŽJŽEK.
» *szigmondi* HALAV.
» *ramphophora* BRUS.
» *doderleini* BRUS.
» *mytiloides* BRUS.
Limnocardium cfr. *desertum* STOL.

En se guidant d'après cette liste de fossiles, KADIČ et LÖRENTHEY considèrent les dépôts du Pontien de cet endroit comme équivalant à ceux de Marcuševeč (Croatie) et Tinnye (Hongrie) c'est-à-dire comme étant d'âge pannonien (pontien) inférieur. Cette affirmation faite par les deux géologues connaissant le mieux le Pliocène de faciès pannonien, est très importante en ce qui concerne l'âge et la parallélisation des dépôts pliocènes du bassin de Beiuș avec ceux de la Dépression pannonienne. Elle montre que les plus anciens dépôts du Pontien de ce bassin ne sont pas plus nouveaux que ceux considérés comme tels à l'intérieur de la Dépression pannonienne et que, à leur retour, les eaux du Pontien ont occupé l'entière Dépression pendant peu de temps. La coupe faite à l'embouchure de ce ruisseau montre clairement que les faluns pontiens avec leur riche faune, la même que celle d'autres points fossilifères du bassin, représentent un faciès littoral du Pontien et sont intercalés sous forme de lentilles à structure torrentielle dans les marnes à *Valenciennesia*. (Fig. 9).

6. *La région du village de Lunca.* A l'extrémité S de ce village, sous les cailloux de la terrasse moyenne, sous la cote 271 et dans le proche voisinage de

Institutul Geologic al României

la voie ferrée, se trouvent des sables jaunâtres à nombreux Mélanopsides, Congéries et Limnocardes mal conservés, qui ne se distinguent en rien de ceux déjà déterminés dans les régions précédentes; ils représentent la partie supérieure du Pontien.

7. *La région du village de Șoimi.* Dans la vallée du Fieghiul qui se jette dans le Criș Negru, un peu au-dessus du village de Șoimi, à distance d'un km. du confluent, se trouve à gauche, sur une pente abrupte haute d'une quinzaine de mètres, un bel affleurement de Pontien littoral. Dans cette vallée, le Pontien s'est déposé en un golfe étroit et profond, creusé dans les conglomérats et les grès rouges du Permien supérieur et s'est formé grâce à l'inondation du cours inférieur de l'embouchure de cette rivière, à la suite de la période continentale prépontienne.

Des dépôts de ce golfe, deux îlots se sont conservés jusqu'à nous, un petit situé à un km. du confluent; quelques centaines de mètres plus au N, un autre plus grand prend naissance; il est formé de sables et de marnes blanchâtres contenant des Congéries et des Mélanopsides en petite quantité. L'affleurement situé dans le voisinage du confluent a été minutieusement décrit par PETHÖ en 1896. Il est constitué par une alternance de marnes sableuses fossilifères de couleur violette, contenant des traces de charbons, en léger pendage vers le NE, qui prédominent à la partie inférieure, et de sables et de cailloux non fossilifères qui prédominent à la partie supérieure.

La faune pontienne de cet affleurement diffère en quelque sorte des faunes citées dans les autres régions du bassin de Beiuș. Le fossile le plus fréquent ici, est *Melanopsis sturi* FUCHS, suivi de *M. impressa* KRAUSS, avec ses nombreuses variétés: *M. i.* var. *monregalensis* SACCO, *M. i.* var. *bonellii* SISM. et *M. i.* var. *carinatissima* SACCO. A remarquer l'absence totale des espèces *Melanopsis fossilis* (GEML.) et *M. vindobonensis* FUCHS très fréquentes dans les autres localités; cela indiquerait qu'ici la faune pontienne a un caractère plus ancien.

Au nombre des fossiles rencontrés ici: *Cyclostomus* sp. (amené de la terre ferme), *Micromelania* sp., *Limnocardium* sp., *Cypris* sp., etc. PETHÖ cite encore: *Melanopsis bouéi* FÉR. et *M. avelana* FUCHS, que je n'ai pu trouver, malgré maintes recherches. Il se pourrait que PETHÖ ait déterminé comme *Melanopsis bouéi*, certaines variétés plus courtes de *M. sturi* FUCHS. De même, le genre *Congeria* n'est pas représenté ici par *C. triangularis* PARTSCH, telle que PETHÖ l'a déterminé (à la façon dont cette espèce était considérée il y a quelques dizaines d'années) mais bien par *Congeria ornitopsis* BRUS., dont quelques variétés se rapprochent beaucoup de *Congeria partschi* CŽJŽEK.

J'ai encore trouvé dans cette vallée un des rares restes de Mammifères fossiles du bassin de Beiuș: une pointe de défense qui, d'après sa forme et

Institutul Geologic al României

son mode d'usure, appartient fort probablement au genre *Dinotherium* ou *Mastodon*.

Les dépôts pontiens de cette vallée ne se sont pas déposés, comme le croit PETHÖ, dans un golfe tranquille: l'eau de celui-ci a dû être assez agitée, étant donné que les valves de Congéries et de Limnocardes ne se trouvent jamais rapprochées, mais bien séparées et même parfois broyées. Les quelques intercalations de cailloux le prouvent aussi.

8. *La région à l'W du village de Decăneşti.* Sur les combes de la partie W à l'extrémité N de Decăneşti, l'on trouve dans les champs de nombreux exemplaires mal conservés de Mélanopsides parmi lesquels prédominent les espèces *Melanopsis fossilis* (GMEL.), *M. sturi* FUCHS et *M. vindobonensis* FUCHS, et des fragments de *Congeria partschi* CŽJŽEK. Il n'existe pas de bons affleurements dans lesquels on puisse voir ces fossiles *in situ*; toutefois, ils ne peuvent pas être remaniés d'une grande distance, car à quelques centaines de mètres plus loin, vers l'E et le N, commencent les dépôts sarmatiens.

En dehors de ces régions, on rencontre, mais rarement, des fossiles pontiens de faciès littoral en d'autres points encore, comme dans la Valea Bobii, au S de Bucuroaia, un peu en aval de l'îlot de Tortonien antérieurement décrit; ensuite, sur un point érodé par l'eau qui se jette dans la Valea Birtii, en face du village de Cordău, d'où SZONTAGH cite, en 1889, *Melanopsis* sp. et *Cardium vindobonense* PARTSCH, et de l'extrémité N du village de Dobreşti, d'où SZONTAGH cite en 1893: *Melanopsis fossilis* (GMEL.), *M. avelana* FUCHS, *M. bouéi* FÉR. et *Congeria partschi* CŽJŽEK.

Le faciès littoral marneux de tourbière du Pontien se développe dans les régions qui se trouvaient entre les confluents des rivières qui se jetaient dans le lac pannonien. Presque partout ce faciès est recouvert par les sables et les cailloux du Pliocène supérieur ou par les argiles pléistocènes. Ce faciès est parfaitement visible dans la région à l'E du village de Pomezău-Valani, où le thalweg des vallées au S et à l'E du village, est formé de marnes fines à nombreuses traces de charbons et à empreintes de Planorbes ou d'autres fossiles à coquille fine.

Conclusions sur le Pontien du bassin de Beiuş. Dans tout le reste du bassin, le Pontien est développé sous un faciès monotone de marnes gris-bleu, lorsqu'elles sont humides et fraîches, et de couleur blanche-jaunâtre à l'état de dessèchement et d'altération; leur plus grande épaisseur ne dépasse pas 150 mètres. A l'intérieur du bassin, ces marnes sont très fines, très légèrement micacées, elles ont une stratification à peine perceptible et ne contiennent pas d'intercalations de couches sableuses. A mesure que nous nous rapprochons des bords du bassin, le grain des marnes devient de plus en plus

Institutul Geologic al României

grossier, devenant même sableux parfois; elles sont plus riches en lamelles de muscovite et contiennent des intercalations de couches d'un sable qui, à l'extrémité S du bassin, dans la région de Vașcău, devient plus grossier, atteignant même la grosseur des cailloux.

En de nombreux points, ces marnes possèdent de petites concrétions de marcassite, pouvant être altérées en limonite. La teneur en soufre des marnes pontiennes, se retrouve dans les eaux de tous les puits artésiens forés dans cette formation à Beiuș, Ceica, Finiș, Dobrești, Tinca, etc.; elle est due aux conditions physiques du fond du lac pannonien où, comme actuellement dans la Mer Noire, il n'y avait pas de courants verticaux qui puissent renouveler et oxygéner l'eau. De même que pour la Mer Noire, nous devons admettre que le lac pannonien, à partir d'une certaine profondeur, avait en majeure partie, un fond mort, de sorte que la vie n'était possible que dans le voisinage des côtes et, au large, uniquement à la surface de l'eau. C'est à ce fond mort qu'est due la grande pénurie des marnes pontiennes, en ce qui concerne les fossiles. Outre la présence de la marcassite, nous avons, comme preuve de l'absence de l'oxygène au fond de ce lac, la présence du fer sous forme d'oxydes ferreux, moins riches en oxygène. Ce sont eux qui donnent aux marnes pontiennes leur couleur bleuâtre.

Celles-ci ne présentent que fort rarement de bons affleurements où l'on puisse voir leur stratification. Un affleurement de cette nature a été décrit par PETHÖ en 1896 concernant la rive droite du Criș Negru près du village de Capâlna. Ici, sous les argiles jaunes à Bohnerz, épaisses de quelques mètres, qui supportent le sol arable, se trouvent d'abord les cailloutis d'un mètre d'épaisseur d'une terrasse moyenne, et, à la base, les marnes blanches-grisâtres à intercalations de marnes faiblement sableuses d'âge pontien, d'environ 11 mètres d'épaisseur. Ces marnes plongent de quelques degrés vers le SWW et contiennent de rares restes fossiles: *Valenciennesia* sp., *Cypris* sp., *Planorbis* sp., *Ancylus* sp., des Congéries et de petits Limnocardes à côtes rapprochées du type *Limnocardium syrmiense* R. HÖRNES. De tels affleurements sont nombreux sur la rive droite du Criș Negru, dans la région des villages de Mociar et de Râpa.

Dans les marnes pontiennes, on trouve encore un affleurement favorable à l'E du chemin principal de Pietrani, à l'extrémité N du village, sous la cote 264 (la crête Codrișor). Les marnes ici, sont massives et, à cause de l'altération, se clivent parallèlement à la surface de l'affleurement. Elles contiennent de nombreux fossiles: *Cypris* sp., des Limnocardes et des Congéries à coquille très fine, parmi lesquelles PETHÖ a déterminé en 1896 *Congeria banatica* R. HÖRNES.

D'autres affleurements, pour lesquels PETHÖ cite des fossiles pontiens, se trouvent dans la région des villages Drăgotian et Nimoești (sur la rive droite du ruisseau de ce nom); on y a trouvé de grands exemplaires de

Institutul Geologic al României

Valenciennesia, sp., *Congeria banatica* R. HÖRN. *Planorbis* sp., et des Cardiacées.

Le nombre des affleurements dans les marnes pontiennes est assez grand, mais une description particulière de chacun d'eux ne présenterait guère d'intérêt, tant du point de vue pétrographique que de la faune. Les restes fossiles qu'ils contiennent, sont généralement rares; ils appartiennent toujours aux espèces benthoniques qui vivaient sur un fond vaseux; ils ont une coquille très fine, ce qui fait qu'on les trouve plutôt sous forme d'empreintes ou bien qu'ils se pulvérisent aussitôt qu'ils viennent au contact de l'air.

En d'autres régions, la présence des marnes pontiennes peut être aisément décelée, surtout par temps sec, d'après la couleur blanche que prennent alors les versants de nombreuses collines dépourvues d'une végétation abondante. Les marnes pontiennes de l'intérieur du bassin, étant absolument imperméables et dépourvues d'horizons aquifères, sont délaissées par les villages qui s'établissent soit sur les argiles jaunes à Bohnerz du Pléistocène inférieur sur la crête des collines, soit sur les sables du Pliocène supérieur, sur les terrasses ou sur les plaines alluvionnaires récentes des rivières. Lorsque les marnes du Pontien sont recouvertes par les sables du Pliocène supérieur ou directement par le Pléistocène, il est arrivé qu'à cause des nappes aquifères qui se forment au-dessus du Pontien, d'immenses glissements de terrain en amphithéâtre se sont produits ; il s'y trouve aussi de petites mares à végétation marécageuse.

La transition des marnes du Pontien aux sables et aux cailloux du Pliocène supérieur se fait dans tout le bassin — comme du reste, dans l'entière Dépression pannonienne — par une alternance de marnes et de sables fins et jaunâtres d'une épaisseur d'un mètre au plus. Dans ce complexe que l'on doit considérer comme appartenant au Pontien, on trouve dans la région des villages de Hidișelul de Sus, de Hidișelul de Jos et de Lăzăreni, de nombreuses valves de *Limnocardium secans* (FUCHS), *Congeria czjžeki* HÖRNES et *Congeria* sp., citées en partie par SZONTAGH, en 1897, fossiles fréquents dans le Pontien de l'entier bassin pannonien et dans celui de Vienne.

Sur le bord W du bassin, vers la Plaine pannonienne, les marnes du Pontien sont complètement recouvertes par le Pliocène supérieur. Les dernières apparitions du Pontien de cette région se trouvent aux endroits suivants: Dans la Valea de Verilă qui passe par la cote 138, puis parallèlement à la limite N de la terrasse supérieure du Criș Negru, au S du village de Cociuba. Sur la carte de BÖCKH de 1905, le Pontien de cette vallée figure comme s'étendant sur une superficie bien plus vaste qu'elle ne l'est en réalité; sur les affluents de gauche de la vallée, qui descendent du S; ensuite sur la vallée au S de la cote 149 (Buzești) qui a, en son cours supérieur, à peu près la direction E—W, de même que le bord de la terrasse supérieure commençant à Cărăsău jusqu'au niveau du village de Cociuba. Dans tous ces endroits, exception

Institutul Geologic al României

faite d'une portion de 2 km. du lit de la Valea de Verilă où l'on voit les marnes du Pontien, il n'y a d'affleurement que dans les argiles bigarrées du Pléistocène ou tout au plus dans l'horizon de cailloux des terrasses supérieures qui atteignent ensemble, comme on peut le voir dans les puits du village de Cărăsău, une épaisseur de 15 mètres approximativement.

D'autres points où les marnes du Pontien apparaissent pour la dernière fois sur le bord W du bassin, se trouvent à l'extrémité W du village de Râpa sur la rive droite du Criș Negru, là où celui-ci coupe la terrasse moyenne; elles apparaissent encore sur la Valea Lazurilor et sur les affluents de celles-ci, au niveau du village de Lăzăreni, sur la Valea Birtii au niveau du village de Hidișelul de Jos et enfin, sur la Valea Pralea qui passe au S du village de Betfia. En échange, le Pontien n'existe pas, comme l'indique la carte de BÖCKH, sur les crêtes des collines au S des villages de Șoimi et d'Urviș, commençant à la Valea Cereșagului jusqu'à la Valea Poclușei. Dans toute cette région, les grès et les conglomérats du Permien supérieur sont recouverts par des cailloux torrentiels des terrasses et par des argiles pléistocènes. Plus à l'W, sur la carte de BÖCKH, le Pontien figure dans les vallées de l'W du village d'Ursad jusqu'à la Valea de Izvor inclusivement, qui passe par le village de Cărăsău. Il n'y a toutefois dans cette région que la terrasse supérieure fortement développée du Criș Negru qui a érodé en majeure partie les dépôts du Pontien. Ceux-ci n'apparaissent qu'en deux points: sur la vallée qui passe par la cote 181 et sur une pente, près du chemin qui monte d'Ursad vers Hodișel.

LE PLIOCÈNE SUPÉRIEUR

Après une période de sédimentation relativement tranquille, pendant laquelle la Dépression pannonienne était en communication avec les dépressions pontocaspiennes et les marnes fines à *Valenciennesia* du Pontien se sont déposées, cette communication cesse, la sédimentation de l'entière Dépression pannonienne devient plus intense et il se dépose un complexe de sables jaunes et de cailloux, d'abord fins, ensuite grossiers, qui commencent par être stratifiés à la base, et présentent à mesure, vers la partie supérieure, une structure torrentielle. L'on trouve pareillement de ces cailloux dans le bassin de Vienne où ils sont connus sous le nom de cailloux de Belvédère.

Dans le bassin de Beiuș, le début de cette nouvelle période est marqué par l'alternance de marnes et de sables fins qui contiennent les fossiles cités plus haut. L'épaisseur de ce complexe d'âge pliocène supérieur est ici d'une centaine de mètres. Il affleure sur de vastes surfaces, sur tout le bord W du bassin, dans le voisinage de la Plaine pannonienne, où il pénètre sous les argiles bigarrées du Pléistocène inférieur ou bien sous les cailloux et les argiles des terrasses pléistocènes, au bord de la Plaine pannonienne. Les dernières apparitions de ces sables sur le bord W du bassin se trouvent dans les vallées au

Institutul Geologic al României

N du village de Sâtitelec jusqu'au village d'Apateu sur la Valea Mare, Valea Dumbrăviții, Valea Posacador, Valea Rădăvoi, etc. Toutefois PETHÖ écrit dans son rapport pour l'année 1896, que le Pliocène affleure plus loin encore, vers l'W jusqu'au village de Miersâg, ce qui n'est pas exact, car à l'extrémité E de ce village, un puits foré au printemps 1930, et profond de 20 mètres, n'avait pas encore atteint le Pliocène.

Sur les autres bords du bassin et à l'intérieur, les sables et les cailloux du Pliocène supérieur se trouvent seulement sur les crêtes des collines les plus élevées. Ils affleurent dans les ravins ayant une profondeur d'une cinquantaine de mètres de la région des villages de Merag, de Hintiriș et de Cresulia, dus aux déboisements et dans lesquels il est très visible que, vers la partie supérieure, les sables et les cailloux deviennent de plus en plus grossiers et, perdant leur stratification, deviennent torrentiels.

L'on doit rechercher l'origine du matériel torrentiel de cet étage, en grande partie, dans les grès et les conglomérats quartzeux du Permien, fort répandus dans les montagnes qui l'entourent et moins fréquent dans les roches sédimentaires et métamorphiques des environs.

Au niveau du village de Mierlău, dans le déblai de la voie ferrée, au NW de la gare et dans les vallées du NW du village (Valea Țarinei, etc.), les sables torrentiels présentent une coloration d'un vert intense. L'analyse microscopique de ces sables montre que leur couleur verte est due à de nombreux fragments anguleux de hornblende, de staurotide, de grenats, etc., qui n'ont pas eu à supporter un trop long transport. Ces minéraux ne peuvent provenir que de schistes cristallins, roches qui se trouvent au bord W des Monts du Codru et des Monts du Rez.

Les divers géologues qui ont fait des études dans le bassin de Beiuș, ont considéré ces sables et ces cailloux comme appartenant aussi au Pontien, sauf KADIČ qui, en 1905, attribue au Levantin les sables et les cailloux se trouvant au-dessus du Pontien dans la région du N de Vașcău, jusque dans le voisinage du Beiuș.

L'on trouve deux ou trois couches de lignite d'une épaisseur de quelques décimètres à tout au plus un mètre, à la partie inférieure du complexe de sables et de cailloux du Pliocène supérieur, dans la région des villages de Mierlău, de Hidișelul de Jos et de Cordău, dans les vallées Birtii, Chinului, etc. A la surface des intercalations marneuses entre ces lignites, se trouvent de nombreuses empreintes d'Ostracodes et beaucoup d'écailles cycloïdes de poissons, probablement de la famille des Cyprinidés. Ce charbon a été exploité de 1915 à 1920 pour les besoins de l'usine électrique d'Oradea. Mais son exploitation a été interrompue avant l'épuisement des couches, à cause de l'inondation fréquente des mines, et parce que le lignite était de mauvaise qualité, contenant beaucoup d'eau et de cendre.

Une autre région dont on a extrait du lignite pour l'usine d'Oradea, se

Institutul Geologic al României

trouve à l'extrémité de la vallée Tisa qui passe par le village de Sighiștel. Ici, il existe aussi plusieurs couches de lignites, dont la plus importante atteint parfois l'épaisseur d'un mètre. Dans cette région, les couches de lignite se trouvent intercalées en une alternance de marnes de couleur brique et de cailloux qui représentent la partie inférieure du complexe de couches d'âge pliocène supérieur. La réserve probable de lignite, ici, doit être bien réduite par rapport à la région précédente, étant donné que dans les vallées voisines, le lignite n'affleure plus. L'étude microscopique du charbon des deux localités montre que celui-ci est formé surtout par du bois de Conifères, dont j'ai déterminé le genre *Taxodium*.

L'âge de ce complexe de couches dans le bassin de Beiuș, ne peut pas être exactement déterminé à cause de l'absence complète de fossiles leur appartenant en propre. Les rares fragments de Cardiacées, de Mélanopsides, de Congéries ou de *Lithothamnium* reconnus en quelques points, sont sûrement remaniés des étages précédents. Ces sables que l'on rencontre partout au-dessus du Pontien dans le grand bassin pannonien ont été considérés par les géologues yougoslaves (KRAMBERGER, etc.) et les hongrois (LÖRENTHEY, HALAVÁTS, etc.), comme représentant le Levantin, parce que, en Slavonie, ces sables contiennent une riche faune d'Unionides et de Vivipares; c'est en se basant là-dessus que NEUMAYR a créé en 1875, cet étage.

Les Vivipares et les Unionides (à l'exception d'une seule espèce, *U. atavus* PARTSCH, rencontrée dans les faluns pontiens de Stracoș) font complètement défaut dans l'entier bassin de Beiuș.

En tenant compte de ce que dans la Dépression pannoniene, nous n'avons nul indice de l'existence du Dacien, nous devons admettre, soit que les dépôts considérés dans ce bassin comme levantins représentent les deux étages du Pliocène supérieur dans le bassin pontocaspien, soit qu'après l'interruption de la liaison entre le bassin pannonien et le pontocaspien à la fin du Pontien, tel qu'on l'entend à l'extérieur des Carpates, le lac pontien du bassin pannonien s'est aussi maintenu à l'état relict pendant le Dacien; auquel cas le Pontien du bassin pannonien serait l'équivalent du Pontien et du Dacien du bassin pontocaspien. De toute façon, après une période d'interruption dans la communication entre les deux bassins, pendant laquelle dans le bassin pontocaspien se développait une faune caractéristique à *Prosodacna* et à *Stylodacna*, les eaux des deux bassins recommencent à communiquer ce qui explique pourquoi la faune d'Unionides et de Vivipares du Levantin à l'extérieur des Carpates présente de telles ressemblances avec la faune levantine de Slavonie. Il est fort probable que les sables et les cailloux qui recouvrent les marnes pontiennes du bassin de Beiuș, correspondent en grande partie au Dacien et, dans une légère proportion seulement, au Levantin et au Pléistocène, car les argiles rougeâtres à Bohnerz du Pléistocène inférieur reposent sur un relief qui prouve un commencement d'érosion continentale.

Institutul Geologic al României

D) LE PLÉISTOCÈNE

Le Pléistocène de la région étudiée est représenté par les argiles bigarrées du Pléistocène inférieur, par les dépôts des terrasses et par des dépôts de travertin. Le loess est complètement absent dans tout le bassin de Beiuș, comme du reste sur tout le bord E de la Dépression pannonienne.

Les argiles bigarrées. Les crêtes et les versants de presque toutes les hautes collines de l'intérieur du bassin et de cadre montagneux sor, jusqu'à une altitude d'environ 500 mètres, de même que les dépôts alluvionnaires des terrasses supérieures et moyennes, sont formés d'une argile brune à nombreuses taches rougeâtres dues aux oxydes de fer, et à taches blanchâtres, qui représentent des fragments non altérés de marnes pontiennes. Ces argiles ont une épaisseur variable, qui dépasse parfois 10 mètres et ne présentent aucune stratification. Sur les crêtes des collines, leur épaisseur est toujours plus grande que sur les versants. La plus grande aire de fréquence de ces argiles se trouve à proximité de la Plaine pannonienne, où elles recouvrent un niveau situé entre 190 et 240 mètres d'altitude, immédiatement supérieur à la première terrasse quaternaire, niveau qui doit être, fort probablement, d'âge levantin supérieur-pléistocène inférieur.

Le plus souvent, elles contiennent de nombreuses concrétions ferrugineuses et manganifères, nommées Bohnerz, dont la dimension varie de quelques millimètres à 2—3 cm et même plus. Leur forme est presque sphérique et leur surface le plus souvent irrégulière. Souvent la quantité de ces concrétions est si grande, qu'elles forment de véritables horizons qui représentent probablement d'anciens horizons de cimentation dans les argiles bigarrées.

L'on peut voir parfois comment la substance ferrugineuse de ces concrétions a été dissoute et déposée plus profondément sous la forme d'un tube de quelques centimètres d'épaisseur autour des racines des plantes légumineuses, longues de plus d'un mètre. Ces concrétions tubulaires présentent leur plus grande épaisseur dans le voisinage de l'horizon à Bohnerz qui les alimente; elles deviennent plus minces à mesure qu'elles avancent plus profondément et présentent à l'extrémité de la racine, un renflement. C'est après la mort des plantes que se forment ces tubes et uniquement au cas où les racines se trouvent dans un sol argilo-marneux, c'est-à-dire imperméable. Lorsque celui-ci consiste en sables, les oxydes dissous près de la surface diffusent de façon irrégulière et ne forment pas de concrétions. De nombreuses concrétions de cette espèce se trouvent dans le Pléistocène inférieur des environs du village de Hidișelul de Sus.

Parfois les argiles bigarrées contiennent de nombreuses granules de sable, ainsi que de rares menus morceaux, pas trop arrondis, de quartz rose ou laiteux. Les carbonates manquent presque totalement dans la masse de

Institutul Geologic al României

ces argiles et on n'y rencontre que rarement de petites concrétions calcaires. Par dessèchement, les argiles bigarrées se fendillent en formes prismatiques et, imbibées d'eau, elles deviennent, dans une certaine mesure, plastiques et peuvent être employées à la confection des briques ou dela céramique.

On ne peut guère préciser l'âge de ces argiles, étant donné qu'elles ne contiennent aucun reste fossile. Pourtant il est fort probable que leur formation a commencé au temps du Levantin supérieur; elles se trouvent toujours au-dessus des sables et des cailloux du Pliocène supérieur et ne sont jamais intercalées dans ces derniers, ce qui revient à dire qu'il n'existe pas dans le bassin de Beiuș de cailloux plus récents que ceux du Pliocène supérieur, sauf ceux des terrasses. Leur sédimentation a duré jusqu'au moment de la formation de la terrasse moyenne. Lóczy les décrit en 1916, aux environs du lac Balaton, comme étant des intercalations dans le loess.

Schafarzik qui les a étudiées en 1901 aux environs de Lugoj, est d'avis, en ce qui concerne leur origine, qu'elles représentent une altération latéritique des marnes pontiennes. Effectivement, dans de nombreuses coupes assez profondes, on peut voir comment, vers leur partie supérieure, les marnes perdent graduellement leur stratification et gagnent à mesure une coloration brune, cependant que les taches rougeâtres dues aux oxydes ferreux, deviennent de plus en plus fréquentes et que les taches blanchâtres représentant des restes de marnes pontiennes non altérées, deviennent de plus en plus rares.

Toutefois, ces argiles ne se trouvent pas toujours développées sur les marnes pontiennes seules, mais parfois aussi sur les sables ou les cailloux du Pliocène supérieur, ou directement au-dessus des roches permo-mésozoïques du cadre du bassin comme, par exemple, dans la région S des villages de Șoimi et d'Ursad, dans la région des villages de Hidișel et de Poclușa, au N et NE de Căbești, au NE de Tașad et au NW de Bucuroaia, etc. La plus grande altitude laquelle atteignent ces argiles ne dépasse jamais la limite extrême des eaux du Pontien, c'est-à-dire environ 500 mètres.

Les terrasses. Les dépôts des terrasses sont formés de cailloux et d'argiles d'épaisseur variable. Les argiles des terrasses supérieures sont pareilles à celles qui recouvrent les crêtes des plus hautes collines de l'intérieur du bassin et contiennent du Bohnerz. Dans la terrasse inférieure, les argiles sont encore brunes, mais elles n'ont pas de taches rougeâtres ou blanchâtres, elles ne contiennent pas de Bohnerz (excepté s'il n'est remanié), et elles n'ont qu'une épaisseur de 2 à 3 mètres, tandis que dans les terrasses supérieures, les argiles bigarrées peuvent atteindre une épaisseur de 15 mètres, comme c'est le cas dans la région du S des villages de Cărășău et de Cociuba de Sus. Dans cette région l'épaisseur exagérée des argiles bigarrées des terrasses supérieures est due au remaniement des argiles du Pléistocène inférieur de la région plus élevée du S, par les torrents qui les ont déposées ici.

Institutul Geologic al României

On trouve en petite quantité des travertins dans le bassin de Beiuș dans deux régions: dans les environs du village de Borz (en face du village, sur la rive droite du Criș Negru et sur la Valea Morilor où PETHÖ les mentionne aussi en 1896), et un petit lambeau dans la région du Tortonien, sur la Valea Muncelului (à l'E de Tașad). Les Travertins contiennent de nombreuses empreintes de feuilles d'arbres, où j'ai déterminé : *Fagus*, *Carpinus*, *Ulmus*, etc.

II. TECTONIQUE DU BASSIN

Du point de vue tectonique, le bassin de Beiuș présente l'aspect d'une région qui, bien avant la transgression tortonienne, n'avait plus pris part à des mouvements orogéniques, se comportant donc, à cet égard, de la même façon que les autres bassins néogènes de l'extrémité W des Monts Apuseni et comme l'entier massif de ces montagnes qui, pendant tout le Tertiaire, n'a plus souffert que des mouvements épirogéniques.

Les sédiments néogènes qui remplissent le bassin de Beiuș, moulent le cadre permo-mésozoïque du bassin constitué par les monts de Pădurea Craiului, du Bihor, du Codru et de Moma, et plongent de 15° au plus vers l'intérieur; à la partie NW du bassin, où celui-ci est largement ouvert vers la Dépression pannonienne, les couches plongent de quelques degrés seulement vers l'W. En général, les plus forts pendages se trouvent sur les bords du bassin; vers l'intérieur, elles diminuent jusqu'à disparaître complètement. Ces forts pendages pourraient être d'origine primaire, dus à la sédimentation même, mais ils pourraient aussi avoir pour cause le fait que le fond du bassin de Beiuș a souffert certains mouvements de tassement le long des anciennes lignes de failles qui se manifestent encore par l'existence de sources thermales.

Les dépôts tortoniens des deux grands îlots de Râpa et de Forosâg qui présentent des directions vers le NW et des pendages vers le NE semblent faire exception à ce pendage général qui concerne tous les sédiments néogènes. Ces positions s'expliquent par le fait que les dépôts tortoniens mentionnés plus haut, ont été sédimentés sur le bord S du bassin de Beiuș qui, alors, ne s'étendait qu'au S, jusqu'au niveau de l'îlot permo-mésozoïque entre Vintir et Răbăgani, et à l'E, jusqu'à la région du village de Roșia.

Au début du Sarmatien, sur les bords NE, E et S du petit golfe tortonien, de nouveaux mouvements d'effondrement ont lieu dans les montagnes environnantes, grâce auxquels le golfe sarmatien double sa surface, avançant surtout à la partie S, vers les Monts du Codru. C'est pourquoi le Sarmatien du bassin de Beiuș se présente sous l'aspect transgressif, contrairement à la règle générale qui veut que le Sarmatien de la Dépression pannonienne représente une régression par rapport au Tortonien.

Institutul Geologic al României

TABLEAU SYNOPTIQUE DES SUBDIVISIONS ET DES FACIES DANS LE BASSIN NÉOGÈNE DE BEIUŞ

Étages		Dépôts néogènes du bassin de Beiuş		Épirogenèse
Pliocène	Levantin	Période continentale		Érosion
	Dacien	? Sables torrentiels	? Cailloux torrentiels	Régression
	Pontien	Marnes à *Valenciennesia*, Ostracodes, petites Cardiacées à côtes rapprochées, *Congeria banatica*, etc.	Faluns à Congéries: *(C. partschi, C. subglobosa, C. marcovici*, etc.) Cardiacées, Néritines, *Melanopsis fossilis, vindobonensis*, etc.	Transgression générale dans l'entière Dépression pannonienne
	Méotien	Période continentale		Érosion
Sarmatien	Khersonien	Période continentale		
	Bessarabien	Période continentale		
		? Sables torrentiels	? Conglomérats torrentiels	Régression générale dans la Dépression pannonienne
	Volhynien	Marnes à Modioles et Cardiacées; sables à *Ervilia, Rissoa, Bulla*, diatomites et tufs andésitiques	Calc. oolithiques à riche faune à Cérithes; tufs andésitiques et rares cailloux.	Transgression locale s. la bordure W des M. Apuseni.
Tortonien		Marnes néritiques à *Corbula gibba, Turritella subangulata, Pleurotoma subcoronata*, etc. Foraminifères.	Calcaires de Leitha, marnes blanches à Foraminifères, tufs dacitiques, cailloux torrentiels.	Transgression générale dans la Dépression pannonienne.
		Soubassement (Permo-mésozoïque).		

Institutul Geologic al României

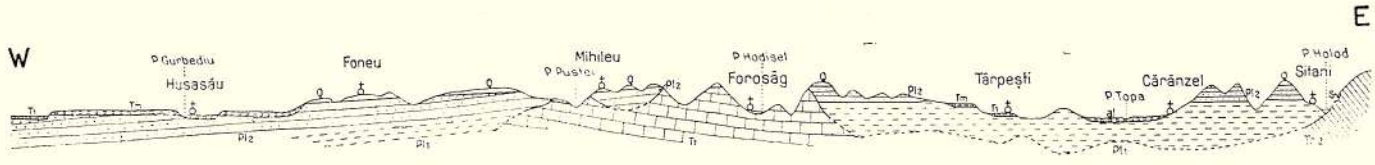


Fig. 10. — Coupe générale W — E à travers le bassin néogène de Beiuş. (Voir la carte, coupe 1 — 1).

Tr_2, Trias moyen; Tt, Tortonien; S, Sarmatien inférieur; Pl_1, Pontien; Pl_2, Pliocène supérieur; Q, Quaternaire inférieur; T_1, Tm, terrasses; Al, alluvions.

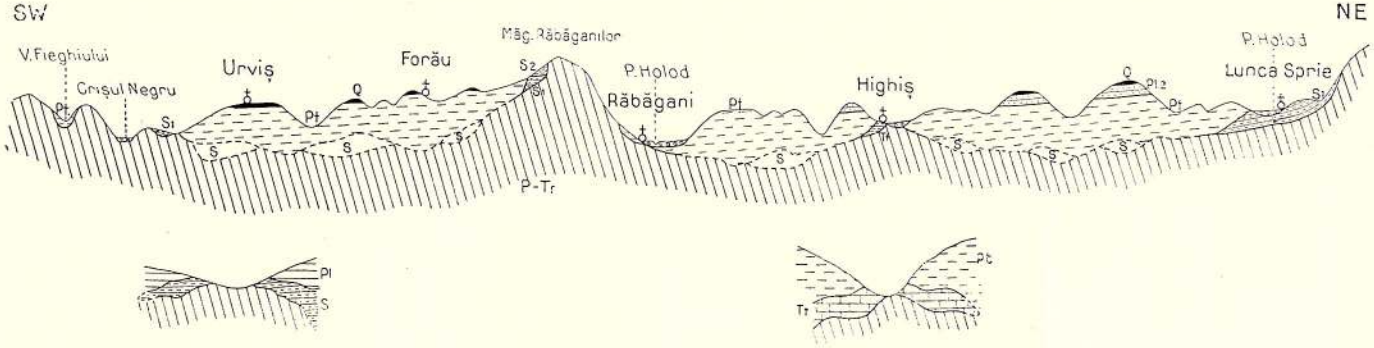


Fig. 11. — Coupe générale SW—NE à travers le bassin néogène de Beiuş. (Voir la carte, coupe 2 — 2).

P–Tr, soubassement permo-triasique; Tt, Tortonien; s, ilôts sarmatiens du soubassement; S_1 et S_2, Sarmatien inférieur et moyen; Pt, Pontien; Pl_2, Pliocène supérieur; Q, Quaternaire inférieur; Al. alluvions.

Institutul Geologic al României

Un nouveau mouvement épirogénique, cette fois-ci positif, a lieu après que le Sarmatien inférieur se fut déposé. Pendant ce temps, le bassin de Beiuș se vide complètement de ses eaux et va se combler de sable et de cailloux torrentiels. On ne peut pas constater jusqu'où la régression s'est étendue dans cette région, celle-ci étant recouverte par les forts dépôts du Pliocène. Il est fort probable pourtant, que la majeure partie de la Dépression pannonienne était desséchée à cette époque, et qu'il n'existait que de ci, de là, de petits lacs d'eau douce. La période continentale postvolhynienne durant jusqu'au début du Pontien et le niveau de base pannonien de ce temps se trouvant fort bas, le bassin de Beiuș a été soumis à une puissante érosion qui a éloigné une grande partie des sédiments sarmatiens — et même des tortoniens — dont il n'est resté que des îlots, créant ainsi un riche relief, complètement enfoui ensuite par la transgression pontienne.

Enfin, au début du Pontien, a lieu un nouveau mouvement épirogénique — négatif maintenant — accompagné de nouveaux effondrements, grâce auxquels le bassin de Beiuș avance profondément vers le S, entre les Monts de Pădurea Craiului, du Bihor, du Codru et de Moma et s'unit au bassin du Criș Alb dans la région de Hălmagiu. En ce temps-là, les eaux du bassin ont occupé la plus vaste superficie et se sont élevées à 500 mètres, altitude maxima des eaux du Néogène sur les bords W des Monts Apuseni.

Du point de vue tectonique, le bassin néogène de Beiuș est donc composé de deux bassins: l'un, à l'W, formé de dépôts tortoniens, sarmatiens et pliocènes, en rapport étroit avec la Dépression pannonienne; l'autre compris entre la rivière Roșia et le village de Cristior (au S de Vașcău), qui correspond au bassin morphologique de Beiuș et se trouve rempli de dépôts pliocènes. Ces deux bassins sont séparés par la région comprise entre Pietrani, Căbești, Vintir et Dobrești, dans laquelle le soubassement permomésozoïque apparaît en de nombreux points sous une mince couverture de Miocène et de Pliocène.

Les deux systèmes de failles qui séparent le bassin de Beiuș au N et à l'E, par rapport aux Monts Pădurea Craiului et du Bihor, et au S et à l'W, par rapport aux Monts du Codru et de Moma, sont indiqués par quelques sources thermales, comme celles de Băile Episcopești, celle de Răbăgani, de Tașad et de Cojdeni. De toutes, les plus importantes sont celles de Băile Episcopești où se trouvent une source principale à très fort débit et à température de 35°C., et de nombreuses petites sources à température variant entre 30 et 35°C. Ce n'est nullement par hasard que de toutes les sources de ce genre du bassin de Beiuș, celles de Băile Episcopești, sont précisément les plus abondantes, mais bien parce que cette localité se trouve à l'intersection des deux systèmes de lignes de failles qui séparent les Monts Pădurea Craiului au N et au S des deux bassins néogènes du Criș Repede et du Criș Negru.

Institutul Geologic al României

III. MORPHOLOGIE DU BASSIN

Le relief à l'intérieur du bassin néogène de Beiuș se présente de façon non moins intéressante que sa géologie même. Dans ce qui suit, j'en esquisserai simplement les quelques traits plus importants, laissant à un confrère plus compétent que moi le soin d'en faire plus tard une description morphologique détaillée.

Dans le bassin étudié, nous devons distinguer, avant tout, quatre régions à aspect morphologique et à problèmes complètement différents:

1. Le bassin proprement dit de Beiuș, dans le sens morphologique, qui commence dans la région du village de Cristior et s'étend vers le NW jusqu'à la crête des collines à l'W du ruisseau Roșia entre Valani, Răbăgani et Pietroasa.

2. La région à l'W de cette crête, qui s'étend vers le NW jusqu'à la région du village de Dobrești, jusqu'aux rivières Topa et Holod, et s'étend au SW jusqu'au Criș Negru.

3. La région située au N et à l'W de cette limite jusqu'à la limite de la plaine pannonienne.

4. Le petit bassin de Roșia.

1. *Le bassin proprement dit de Beiuș.* Morphologiquement, cette région est caractérisée par la vallée asymétrique du Criș Negru et par le relief à apparence de cône de déjection, qui descend du village de Budureasa jusqu'à proximité de Beiuș, sur une distance de plus de 10 km.

La cause de l'asymétrie du Criș Negru dans ce tronçon est sûrement due à l'inégalité entre la force des affluents qui descendent à gauche des Monts du Codru et de Moma, et de ceux de droite qui viennent des Monts du Bihor. Tandis que les premiers partent d'une altitude relativement faible, qu'ils sont plus courts et ont un débit réduit, les affluents qui descendent des Monts du Bihor, sont caractérisés par un cours plus long, par un débit puissant et une plus grande force vive, poussant ainsi le cours du Criș Negru jusqu'à proximité des Monts du Codru et de Moma.

Comme il est naturel, le Criș Negru possède sur ce tronçon de son cours, des terrasses en général plus développées à droite qu'à gauche.

A partir de la région du S où le Criș prend naissance, dans les Monts Bihor, sous le nom de Izvorul Bihorului, après un cours d'une douzaine de km., il entre dans le bassin à l'extrémité SE du village de Săliște; exceptionnellement, il est d'abord accompagné, à gauche, par trois terrasses bien développées, situées à une hauteur relative moyenne de 10, 30 et 70 mètres, tandis qu'à droite, il n'est accompagné que par la terrasse inférieure qui présente, au niveau de l'église de Cărpinet, une largeur maxima de 1,5 km.

A partir de l'entrée du ruisseau Cristiorul dans le bassin, vers le N et

Institutul Geologic al României

au-delà de Vașcău, le Criș est accompagné à gauche par trois petits lambeaux de la terrasse supérieure, situés au niveau de l'extrémité N de Cărpinet, et couverts d'argiles bigarrées. A la droite du Criș, les terrasses sont développées sur de vastes étendues, occupant toute la région comprise entre le cours d'eau du même nom, mais plus petit, qui passe à travers le village de Vărzarul de Sus, et jusqu'à leur confluent au village de Lunca. De ces deux Criș, le bras qui passe par Vașcău est accompagné à droite, par les trois terrasses: les inférieures larges de 400 à 800 mètres, et la supérieure atteignant une largeur de 2 km. Un peu plus au N de Vașcău, ce bras possède une petite portion de vallée épigénique, dans laquelle le lit du Criș est creusé dans les schistes permiens. Le second bras du Criș Negru a l'aspect d'une rivière asymétrique, car sa rive gauche est dépourvue d'affluents et occupée par des terrasses, tandis que, sur la rive droite, les terrasses manquent totalement et que de nombreux petits affluents s'y jettent.

Au N du village Lunca, le Criș Negru est accompagné à gauche par la terrasse inférieure seulement, qui forme une bande presque continue, d'une largeur de 1,5 km au plus, à partir du village d'Urzești jusqu'au village de Șuncuiș et par de petits lambeaux d'une terrasse moyenne dans la région des villages de Șuncuiș, de Finiș, etc. A droite du Criș, à mesure qu'il reçoit de nouveaux affluents, les terrasses inférieures de cette région sont de plus en plus développées, à partir des villages de Petrileni et de Rieni, où elles ont ensemble une largeur d'un km au plus, tandis qu'entre les villages de Niegru et de Poclușa, elles présentent une largeur de 2—4 km. De la terrasse supérieure nous n'avons plus que quelques restes.

Les affluents importants de la gauche du Criș dans cette région sont les suivants: Cristiorul, Văraticul, Cusiișul, Tărcăița, Cădărești, Gruețul et Pârâul Mare du Finiș. Parmi ces cours d'eau il faut noter comme ayant une certaine importance:

Cristiorul, qui après avoir pris naissance dans les Monts du Bihor et y avoir coulé huit km environ, entre au niveau du village du même nom, dans le bassin de Beiuș large ici, de 3 km environ; après un cours de 4 km à peu près, sur une grande plaine alluvionnaire, au lieu de continuer à couler vers le N parmi les sédiments faiblement cimentés du Pliocène supérieur, il s'engage sur une distance de 5 km vers le NW parmi les calcaires durs du Trias moyen des Monts de Moma, et retourne ensuite vers l'E pour rentrer dans le bassin au niveau de Cărpinet. La vallée du Cristior, dans cette région, est certainement épigénique et s'est formée ici à l'époque où toute la partie NW du village de Cristior était recouverte par les cailloux torrentiels du Pliocène supérieur ou du Pléistocène inférieur.

La Tărcăița, après avoir coulé une quinzaine de km, parmi les formations permiennes et mésozoïques des Monts du Codru, entre à l'extrémité S du village du même nom, dans un petit golfe pliocène qui vient

Institutul Geologic al României

en direction E du bassin de Beiuș et, après un cours de 2 km, au lieu de continuer vers l'E parmi les dépôts faiblement cimentés du Pliocène, elle se dirige d'abord au N et ensuite au NW, creusant un défilé de 3 km dans les grès et les conglomérats durs du Permien supérieur, pour entrer dans le bassin de Beiuș par la région SW du village de Tărcaia. Ici aussi, nous sommes en présence d'une vallée épigénique car les cailloux supérieurs déjà cités ont recouvert la région entière jusqu'à une altitude de plus de 450 mètres.

Deux autres cours d'eau qui possèdent chacun une petite portion de vallée épigénique, sont les ruisseaux Cădărești et Gruețul. Creusant toujours davantage leur lit, à mesure que la base de l'érosion pannonienne descendait, ils ont rencontré sous les argiles pontiennes, un îlot formé des calcaires durs du Sarmatien inférieur et du Trias moyen (Ladinien) resté du temps de la période d'érosion à la fin du Sarmatien et complètement recouvert ensuite par la transgression pontienne. De nos jours, cet îlot prépontien est découvert sur une étendue de 3 km².

Ce dernier ruisseau est intéressant aussi à cause du petit bassin alluvionnaire qu'il a creusé dans les marnes pontiennes, avant d'entrer dans les calcaires durs précédemment mentionnés. Le Grueț est accompagné dans ce bassin par de petits lambeaux en terrasses et reçoit à droite, la Ceara. L'âge du petit bassin d'érosion de Fiziș est relativement récent, comme le prouve ce dernier ruisseau qui, avant d'être capté par le Grueț, coulait vers le NE pour se jeter dans le ruisseau Cădărești dans une vallée épigénique, abandonnée maintenant et utilisée comme route.

Voici les affluents importants dans cette région, à la droite du Criș:

Un troisième bras du Criș Negru, qui après un cours d'une douzaine de km. dans les Monts du Bihor, entre dans le bassin par l'extrémité W du village de Băița. A partir d'ici, il coule vers le NW, étant dépourvu de terrasses jusqu'à proximité du village de Fâneața, où il commence à être accompagné d'abord par une terrasse moyenne à gauche et ensuite, par une terrasse inférieure à droite. La terrasse moyenne a, pour commencer, une largeur de 300 mètres qui se maintient jusqu'au niveau du village de Câmpanii de Jos; elle s'élargit ensuite jusqu'à deux km en se dirigeant vers l'W. La terrasse inférieure atteint la largeur maxima de 1,5 km; elle correspond à la terrasse inférieure qui est à la gauche du ruisseau Herțești qui, à droite, ne possède qu'un petit reste d'une terrasse supérieure.

Le ruisseau Crăiasa entre dans le bassin à l'extrémité N du village de Chișcău où il est accompagné par une large plaine alluvionnaire, par une terrasse supérieure à gauche et une terrasse moyenne à droite, jusqu'à l'église de Brădiet. A partir d'ici, la Crăiasa aboutit à la terrasse inférieure du Criș Pietros et coule jusqu'au village de Sudrici, où elle se jette dans le Criș Negru. Mais il ne serait pas impossible que, jusqu'à l'époque de la terrasse moyenne, la Crăiasa se soit jetée dans le Criș Pietros, dans la région de Poieni, et que

Institutul Geologic al României

les terrasses moyenne et supérieure à la gauche de la Crăiasa, plus bas que Brădiet, aient été formées par le Criș Pietros.

Le Criș Pietros est un des affluents les plus importants du Criș Negru. Après un cours d'une vingtaine de km. dans les Monts du Bihor, il entre dans le bassin à l'extrémité E de Pietroasa. De là, jusqu'au village de Drăgănești, où il se jette dans le Criș Negru, il présente une large vallée asymétrique. En effet, tandis qu'à gauche, le Criș Pietros ne reçoit aucun affluent, mais est accompagné par les trois terrasses bien développées, dont l'inférieure atteint une largeur de 4 km, à droite il reçoit un grand nombre d'affluents moyens et petits; la terrasse moyenne seule est développée sur une largeur de 800 mètres au plus, à partir du village de Cociuba de Sus jusqu'au village de Buntești.

Le cours d'eau Nimoești naît dans les Monts du Bihor, et a de nombreux affluents. Les uns : Valea Mare, Valea Plaiului, etc. aussitôt entrés dans le bassin, s'unissent dans la région de Budureasa, sous le nom de Valea Nimoești ; les autres: Valea Binșelei, Valea Luncii, etc., à leur entrée dans le bassin, se réunissent aussi près du village de Cresulia, sous le nom de Pârâul Binșele. Ces deux cours d'eau coulent sur une large plaine alluvionnaire jusqu'à Nimoești, où ils se réunissent; après un cours de 3 km à peu près, ils se jettent dans le Criș Negru sur la limite W de Beiuș. En suivent leur cours, on ne peut constater que trois fragments d'une terrasse inférieure: sur l'un d'eux, qui est aussi le plus grand, est situé le village de Cresulia, le second est au S de Binșele et le troisième au NW du village de Curățele. En lignes générales, la vallée de Nimoești, dès son entrée dans le bassin, a l'aspect d'une vallée asymétrique, présentant une rive droite très abrupte et dépourvue d'affluents, tandis que la rive gauche est en pente plus douce et possède de nombreux affluents. Cette asymétrie, comme nous l'allons voir bientôt, est due à la pente générale présentée par le relief de cette portion du bassin de Beiuș.

La Roșia est le dernier affluent important de droite du Criș Negru dans cette région. Il prend naissance dans la région au NE du village de Roșia, et entre dans le bassin à l'extrémité N de Căbești, où il reçoit à droite la Stintura et à gauche le Sohodolul, qui viennent du Mésozoïque des Monts du Bihor. Plus bas que Căbești, au niveau du village de Remetea, la Roșia reçoit à gauche le Meziad, accompagné à gauche par une terrasse inférieure d'un km. de large, au plus. Au delà de Remetea, la Roșia reçoit des deux côtés plusieurs petits affluents, dont le plus important est le Dragotianul, qui vient des collines pliocènes de l'W de la Roșia. Les terrasses de celle-ci sont peu développées. A partir de Căbești, la Roșia est accompagnée à droite, par la terrasse inférieure, large de quelques centaines de mètres seulement qui continue jusqu'à Remetea, où un petit lambeau de cette terrasse se trouve aussi à gauche de la Roșia. Entre Remetea et le confluent de la Roșia et du

Institutul Geologic al României

Criș Negru, près de Pietrani, la Roșia ne possède aucune terrasse à droite; elle est accompagnée à gauche par la bande presque ininterrompue de la terrasse inférieure, d'une largeur de 200 — 400 mètres et par de petits fragments d'une terrasse moyenne.

Dans la région comprise entre la petite ville de Beiuș et la limite E du bassin, vers les Monts du Bihor, s'étend un relief limité au N par les ruisseaux Budureasa et Nimoești, au S du Criș Pietros et à l'W du Criș Negru, relief qui, partant de l'extrémité supérieure du village de Budureasa, présente des vallées divergentes vers les NW, W, SW et même vers le S.

La question de l'interprétation de ce relief a été posée pour la première fois en 1912, par le géographe polonais SAWICKI, qui le décrit comme un delta. DE MARTONNE le considère, en 1924, comme un cône de déjection d'âge levantin.

Les levés détaillés que j'ai faits dans cette région ne permettent pas d'admettre l'interprétation de SAWICKI; quant à celle de DE MARTONNE, elle peut être soutenue en partie seulement. On peut constater, en effet, que les collines situées immédiatement à l'E de Beiuș, jusqu'au niveau du village de Teleac, sont formées de marnes pontiennes à Congéries. A l'E de ce village, le Pontien se trouve seulement dans le thalweg des vallées un peu profondes, alors que leurs versants consistent surtout en une alternance de marnes et de sables caractéristiques pour la transition du Pontien au Pliocène supérieur et ensuite, plus à l'E, en sables et en cailloux de ce dernier. Les crêtes des collines de cette région sont occupées par une mince couche d'argiles bigarrées à Bohnerz du Pléistocène inférieur qui recouvrent, tant les dépôts du Pliocène supérieur, que ceux du Pontien.

Le relief de cette région ne peut donc être considéré comme provenant d'un delta, les dépôts de cette espèce faisant complètement défaut. De même, exception faite pour la région à l'extrémité supérieure de Budureasa, les dépôts appartenant à un cône de déjection manquent totalement. Il est fort possible que, pendant la sédimentation des sables et des cailloux torrentiels du Pliocène supérieur, un grand nombre de deltas ait pu se former sur les bords des Monts du Bihor, du Codru et de Moma, et que, pendant le retrait des eaux pliocènes et l'évacuation du bassin, de nombreux cônes de déjection se soient formés au même endroit. Toutefois, ceux-ci ont été érodés en grande partie et ne peuvent plus être déterminés maintenant avec précision.

Les raisons pour lesquelles la région comprise entre Budureasa et Beiuș est occupée par un relief à aspect de delta ou de cône de déjection sont les deux suivants: d'abord, le petit cône de déjection à l'extrémité supérieure de Budureasa qui a poussé le ruisseau du même nom vers le NW, et ensuite, le lit profond du Criș Pietros qui a attiré une partie des eaux vers le SW et, même vers le S.

Institutul Geologic al României

Une seconde région occupée par un relief analogue, où — grâce au fait que les eaux ont été attirées en deux directions presque perpendiculaires — le même phénomène se répète, mais en plus petite proportion, une seconde région, dis-je, se trouve au NW de Remetea. Ici, à partir de la cote 395, les eaux se dispersent vers l'W, pour se jeter dans la Roșia, vers le S et le SW, pour se jeter dans la Valea Meziadului.

2. *La région de l'W de la Roșia jusqu'aux ruisseaux Topa et Holodul.* La morphologie de cette partie du bassin de Beiuș est surtout caractérisée par les nombreux tronçons de vallées épigéniques. Ce qui nous frappe d'abord dans cette région, c'est que le Criș Negru, au lieu de continuer son cours vers le NW de Pietrani, parmi les dépôts faiblement cimentés du Pontien, pour sortir du bassin par l'axe de celui-ci (ce qui arrive pour le Criș Repede et le Criș Alb), se dirige à l'W, creusant une pittoresque vallée épigénique d'une quinzaine de km, parmi les calcaires et les dolomies triasiques, et parmi les grès et les conglomérats du Permien supérieur des Monts du Codru, entre Pietrani et Șoimi. Le cours du Criș s'est établi ici à la fin du Pliocène supérieur, alors que les sables de celui-ci recouvraient en grande partie la bordure N des Monts du Codru.

A sa sortie de ce tronçon de vallée épigénique, le Criș abandonne à gauche un petit témoin de la terrasse moyenne qui couvre les conglomérats permiens de la colline nommée Cristiorul.

Plus loin, jusqu'à son confluent avec le Holod, le Criș Negru est accompagné à droite par une terrasse moyenne et à gauche par la terrasse inférieure et une terrasse supérieure, toutes deux très fortement développées.

D'autres portions de vallées épigéniques sont dues aux nombreux îlots composés de Tortonien-Volhynien ou de Permien et de Trias demeurés là à la suite de la période d'érosion prépontienne et complètement recouvertes par le Pliocène. Ici les dépôts du Pliocène ayant une épaisseur bien plus réduite que dans le reste du bassin, les rivères, après avoir presqu'entièrement éloigné le Pliocène supérieur et une grande partie du Pontien, se sont engagées dans les formations du soubassement prépontien, creusant des vallées épigéniques dans les régions suivantes:

A gauche du Criș Negru, les vallées du Cădărescu (W de Finiș) et du Grueț (qui passe par le village de Fiziș) après avoir coulé sur une bonne distance parmi les dépôts pliocènes, coupent dans leur cours inférieur, les calcaires et les schistes ladiniens recouverts par les calcaires sarmatiens d'un îlot prépontien de 3 km de long sur 1 km de large.

A droite du Criș Negru, dans la région S du village de Valani, le ruisseau Valea Mare, après être sorti d'un petit bassin alluvionnaire, entre sur une distance d'un km. dans les mêmes calcaires ladiniens recouverts par les

Institutul Geologic al României

calcaires sarmatiens de Piatra Pietranilor (296 m) pour se jeter ensuite dans le Criș Negru un peu au-dessus d'Uileac.

Plus à l'W, le ruisseau Lacul découpe les mêmes calcaires sur 1 km, entre Prisaca et Uileac.

Nous avons ensuite le Giosan, avec ses trois portions épigéniques, de 100 mètres chacune, dont l'une, au niveau de l'église de Forău, est découpée dans les calcaires sarmatiens et les deux autres à l'extrémité N et l'extrémité S d'Urviș, où elles traversent les grès du Permien supérieur.

Immédiatement à l'W d'Urviș, le cours inférieur du Câmpul Mare entaille les calcaires et les sables sarmatiens, atteignant le soubassement permien qui apparaît sous la forme d'un îlot de quelques mètres carrés.

Une autre rivière possédant des portions épigéniques, est la Vida (Holodul) qui, après être sortie du Permo-mésozoïque des Monts de Pădurea Craiului, à son entrée dans le Néogène, forme dans la région des villages de Lunca-Sprie, de Pomezău et d'Albești, trois petit bassins séparés par deux portions épigéniques, dont l'une au N de Sitani, (où la Vida coupe les calcaires du Trias supérieur) et l'autre au S de Spinuș, où la même rivière coupe les calcaires triasiques et Tortoniens. Au niveau de Highiș, le Holod reçoit à droite le Hălăștău qui possède à l'extrémité N de ce village, une portion épigénique de quelques centaines de mètres de long, dans laquelle il entame les calcaires triasiques et tortoniens. Après avoir pénétré dans ce dernier bassin, le Holod est forcé de changer de direction du SW au NW à cause du grand îlot permo-triasique situé entre Vintir et Răbăgani, et coule le long de cet îlot pour s'unir à la Topa, près du village de Rogoz.

Du temps du Pleistocène inférieur, alors que l'érosion n'était pas encore si profonde, il est resté à l'extrémité N de cet îlot dans la région E de Vintir, une vallée epigénique longue de près d'un km., abandonnée depuis, représentant un ancien cours de la Topa. Le changement de cours de cette rivière qui maintenant contourne l'îlot au N, a eu lieu après que la terrasse moyenne se fut déposée.

Dans la même région du bassin se trouvent deux petites dolines. L'une, un peu plus grande, se trouve dans les calcaires sarmatiens au N de l'Osoiul (326 m, à l'E d'Urviș) et la seconde dans les marnes pontiennes sur la colline au S du hameau nommé Fușca du village de Forău. En ce dernier point, la doline doit vraisemblablement son existence aux calcaires sarmatiens ou triasiques du soubassement.

3. *La région située au NW de la précédente.* Elle s'étend jusqu'à la Plaine hongroise et est caractérisée par un relief dispersé dont les vallées sont, pour la plupart, des affluents du Criș Negru à droite; deux petites: Valea Birtii (Cordăul) et Valea Mare du Sântelec se dirigent vers le Criș Repede. La

Institutul Geologic al României

dernière vallée présente une portion épigénique longue d'un km., creusée dans les calcaires néocomiens de la région S de Chierul Mic.

Sur la ligne de partage des eaux qui se dirigent au N vers le Criș Repede et de celles qui coulent au S pour se jeter dans le Criș Negru, entre Tașad et Mierlău, apparaissent, provenant du soubassement du bassin, plusieurs îlots formés de Permien inférieur (porphyres quartzifères), de Permien supérieur, de Trias moyen et de Crétacé supérieur (grès à Inocérames).

La partie E de cette région est sillonée par trois rivières qui coulent presqu'entièrement dans les dépôts pliocènes, étant parallèles du N au S: la Topa, la Cernișoara et son affluent de gauche, la Boșga et le Hodișelul, accompagnés par plusieurs petites terrasses, à droite surtout. La dernière, de même que ses affluents de gauche: Valea Vădutului et Valea Inceștilor, présente entre Bicaciu et Forosâg, des vallées épigéniques longues de plusieurs km., découpées dans les calcaires tortoniens.

La partie W de cette région est remarquable pour son relief convergent qui réunit dans le voisinage de Husăsău, les trois ruisseaux suivants: Valea Candii, Valea Pârâului et Valea Ulmuțul. Les deux derniers, grâce à la pente générale de cette région qui incline vers le SSW, sont asymétriques, présentant à droite des terrasses et des affluents bien plus développés qu'à gauche.

C'est toujours grâce à cette inclinaison générale qu'est dû le capture qui a eu lieu au N de Râpa. Le cours moyen de la Topila se trouve continuer ici, vers le NE, le cours supérieur du Saroș, tandis que le cours inférieur de la Topila (connu aussi sous le nom de Valea Pustei) se dirige brusquement à angle droit vers le S pour se jeter directement dans le Criș Negru. En outre, les vallées de la Topila et de la Pusta, à partir du village de Mihileu jusqu'à leur confluent avec le Criș, présente un cours épigénique de 5 km à peu près, découpé dans les calcaires tortoniens.

La vallée du Criș Negru elle-même présente dans cette région une forte asymétrie, étant accompagnée à gauche par des terrasses plus nombreuses et plus développées qu'à droite.

A l'W, vers la Plaine hongroise, cette portion du bassin est accompagnée par quatre terrasses lacustres, larges de 2 à 4 km et orientées N—S.

4. *La région de Roșia.* Cette région consiste en un petit bassin formé par l'érosion des marnes et des grès à Inocérames des Monts de Pădurea Craiului et par le ruisseau Roșia et Valea Urâtă; il est rempli de dépôt tortoniens et pliocènes. A l'extrémité S du bassin, ces ruisseaux une fois unis, entrent dans les gorges épigéniques se trouvant au N de Căbești. On peut reconnaître dans ce bassin 3 ou 4 terrasses très peu développées.

Dans le bassin entier du Beiuș, on peut distinguer pour chaque région séparément, au moins trois terrasses quaternaires; WACHNER en a reconnu en général quatre, FICHEUX cinq.

Institutul Geologic al României

IV. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La région étudiée ne présente pas un intérêt spécial du point de vue économique. Toutefois, afin de dresser un inventaire des substances minérales utilisables, il est peut-être bon de faire connaître ce qui suit:

Les pierres de carrière. Les grès et les conglomérats fins que l'on exploite, appartiennent au Permien, au Tortonien, au Sarmatien et au Pontien. Ce sont, entre tous, ceux du Permien supérieur qui sont les plus importants, tant à cause de leur dureté, qu'à cause de leur grande abondance. On les exploite dans deux petites carrières à l'extrémité E de Vintir et ils sont utilisés sur place. Sur la rive gauche du Criș Negru, entre Urviș et Șoimi, l'exploitation de ces roches est intensive dans trois grandes carrières et a pour but de procurer les cailloux employés pour les terrassements de la voie ferrée. Les grès permiens auraient une valeur économique bien plus élevée s'ils n'étaient tellement bréchifiés, ce qui empêche dans la plupart des cas de les employer comme pierres de meules, ou pour des travaux d'art.

Les grès et les conglomérats tortoniens, sarmatiens et pontiens sont bien moins durs et ne trouvent qu'un emploi local dans les villages pour la construction de maisons, de murs de clôture, de puits, etc. Ils sont exploités dans de nombreuses petites carrières, dont l'énumération serait fastidieuse et n'intéresserait en rien l'économie générale du pays.

Les calcaires sont exploités dans les îlots triasiques qui apparaissent à l'intérieur du bassin, de même que dans le Tortonien et le Sarmatien. Le calcaire noir bréchifié d'âge triasique moyen est exploité de façon intensive uniquement dans les petites carrières au point dénommé «Pogor» situé au SE de Hidișelul de Jos et sert à l'empierrement de la route Oradea-Beiuș. D'autres points moins importants, où l'on exploite les mêmes calcaires, se trouvent dans les îlots du S de Răbăgani, au S de Spinuș, au S de Valani et à l'E de Mierlău. Une petite partie du matériel exploité dans ces carrières, sert aux constructions et le reste à l'empierrement des routes.

Les calcaires tortoniens et sarmatiens sont exploités dans de nombreuses carrières qui présentent une importance toute locale, de même que les sables et les cailloux du Pliocène supérieur utilisés pour l'entretien des routes, les constructions, etc.

Les argiles rouges du Pléistocène inférieur, soit pures, soit mélangées aux marnes pontiennes, servent à la confection des briques. Etant donné l'épaisseur relativement réduite de ces argiles, les points d'exploitation sont nombreux et s'épuisent rapidement.

Institutul Geologic al României

Les eaux minérales. Les sources d'eaux minérales de la région étudiée peuvent être groupées en deux catégories: les unes sont reliées aux zones puissantes de failles qui séparent le bassin de Beiuș des montagnes environnantes; les autres sont dues au soufre contenu dans les marnes pontiennes ou à certaines causes locales.

Dans la première catégorie entrent les eaux sulfureuses à température de 34° ou au-dessus, des stations balnéaires de Băile Episcopești et Băile Felix, de même que les sources thermales un peu plus froides de Răbăgani, Cojdeni et Tașad.

Dans la seconde catégorie entrent les eaux de tous les puits artésiens de l'intérieur du bassin. Ces eaux contiennent également une grande quantité de soufre, ce qui les empêche souvent d'être potables. A noter aussi les eaux ferrugineuses de la petite station balnéaire Tinca. Le fer de ces eaux provient des dépôts de la terrasse inférieure à la droite du Criș Negru. Dans une coupe naturelle de cette terrasse, nous trouvons de bas en haut:

1. Des argiles alluvionnaires épaisses de plus d'un mètre, déposées au-dessus des marnes pontiennes sur une surface d'érosion.
2. Des cailloux fins, épais d'un mètre à peu près, cimentés parfois par de la limonite.
3. Un horizon de limonite épais de 0,5 m à 1 m.
4. De l'argile alluvionnaire et du sol arable.

A Tinca, on utilise pour les bains un mélange d'eau ferrugineuse et d'eau sulfureuse provenant d'un puits de 180 mètres de profondeur, foré dans le Pontien.

Hydrocarbures. L'existence des hydrocarbures dans le bassin de Beiuș est connue en deux points:

A Tinca, le puits artésien profond de 180 mètres qui alimente les bains en eau sulfureuse, contient aussi une légère quantité d'hydrocarbures gazeux employés à l'illumination des installations balnéaires.

Au village d'Olcea, comme on creusait au printemps 1931, un puits de 45 mètres en vue d'alimenter le village en eau, on trouva, vers 40 mètres de profondeur, un sable fortement imprégné d'hydrocarbures solides. Comme on n'y trouvait pas d'eau, le puits a été comblé.

Charbons. On trouve dans la région des villages de Goila et de Lunca-Sprie, quelques minces lentilles de lignite et de schistes charbonneux qui ne présentent, pour le moment, aucun intérêt économique.

Les affleurements de lignite d'âge pontien supérieur de la région des villages de Mierlău-Cordău et de Sighiștel pourraient être de quelque importance. Ces affleurements ont fait l'objet, de 1916 à 1924, d'une exploitation réduite, abandonnée depuis à cause de la mauvaise qualité du charbon, de l'absence des moyens de transport, etc.

Institutul Geologic al României

V. PALÉONTOLOGIE

LA FAUNE TORTONIENNE

De même que dans l'entière Dépression pannonienne, le Tortonien du bassin de Beiuș est caractérisé par une faune marine, tropicale et sous-tropicale, fort riche, tant en genre qu'en espèces. De cette faune, je ne donne plus loin que la description de quelques espèces des plus fréquentes qui, à la suite des révisions faites en ces derniers temps, peuvent être considérées comme particulièrement importantes pour établir l'âge et caractériser les faciès de cet étage.

De toutes les familles d'invertébrés représentées dans la faune tortonienne, les Pectinidés, par leur grand nombre d'espèces et d'individus et par leur valeur stratigraphique, méritent sans doute, une attention particulière. Ensuite, les Echinides occupent le second rang du point de vue de leur importance. Les Coraux, quoiqu'en nombre suffisant, sont plus difficiles à étudier, car on ne les trouve que sous forme de moulages. Les Gastéropodes et les Lamellibranches sont en nombre égal. Les formes décrites plus bas proviennent en majeure partie des récifs de la région E de Tașad.

Clypeaster partschi MICHELIN

Pl. I. Fig. 1 et 2.

Clypeaster partschi MICHELIN, 1861: Monographie des Clypéastres fossiles. *Mém. de la Soc. Géol. de Fr.* VII. Paris.

La forme générale du test est pentagonale-allongée, à angles bien arrondis, à bord très peu sinueux et assez épais qui, à partir de la limite inférieure des ambulacres, s'amincit vers la base.

La face supérieure est très proéminente, surtout dans les régions ambuacraires. L'inférieure est plane et possède cinq sillons profonds et lisses qui disparaissent dans le voisinage des bords et s'approfondissent brusquement dans la région du péristome. Le sommet est sous-médian et légèrement comprimé au centre. La plaque madréporique, les plaques ocellaires et les génitales sont indistinctes.

Les aires ambulacraires sont pétaloïdes, allongées et entr'ouvertes à la partie inférieure. Les zones porifères, à sillons relativement profonds, sont séparées par une seule rangée de tubercules papillaires au nombre de neuf au plus.

Les zones interambulacraires ont un fort relief, à la partie médiane surtout. L'appareil buccal ne s'est pas conservé. L'appareil anal est inframarginal, le périprocte sous-élliptique et parallèle au bord.

Il serait difficile de préciser si les nombreux fragments de *Clypeaster* un peu plus élevés, trouvés en différents point du bassin, appartiennent à cette espèce, ou au *Clypeaster altus* KLEIN.

Institutul Geologic al României

Les dimensions maxima observées sont les suivantes: 142 mm de longueur, 122 mm de largeur, et 48 mm de hauteur.

Cette espèce n'était encore connue en Roumanie que par les exemplaires de Gârbova de Sus, du district d'Alba (VADÁSZ, 1915).

Echinolampas barcinensis LAMBERT

Pl. I, Fig. 7.

Echinolampas barcinensis LAMBERT, 1907. Description des Échinides fossiles de la province de Barcelone. *Mém. de la Soc. géol. de Fr.* Mém. 24. Paris.

Test à contour circulaire. La face supérieure est sous-conique et le sommet légèrement excentrique vers l'avant. La face inférieure est légèrement concave et possède 5 paires de sillons qui partent d'un péristome peu profond, divergent et disparaissent avant d'atteindre le bord. Celui-ci est assez épais et bien arrondi. Les pétaloïdies sont inégaux, l'antérieur étant le plus petit, et les deux postérieurs, paires, étant les plus longs. Tous les pétaloïdies ont une tendance à se fermer à l'extrémité inférieure. Les zones porifères ne sont que très peu déprimées. Les pétaloïdies ambulacraires antérieurs sont très peu voûtés. Le péristome est sous-pentagonal, un peu allongé transversalement et situé excentriquement, un peu en avant; le périprocte est petit et inframarginal.

Dimensions maxima observées: 120 mm de longueur, 110 mm de largeur, et 40 mm de hauteur.

L'on peut constater par la description ci-dessus, comme par la figure, que l'*E. barcinensis* est très rapproché de *E. hemisphaericus* (LAM.). Toutefois, le premier se distingue du second par une forme légèrement déprimée, par l'absence du rostre postérieur et surtout par ses ambulacres plus longs, plus larges et moins ouverts à l'extrémité inférieure.

Cette espèce était connue en Roumanie par les exemplaires de Gârbova de Sus et de Cacova, district d'Alba (VADÁSZ, 1915).

Schizaster calceolus LAMBERT

Pl. II. Fig. 3 et 4.

Schizaster calceolus LAMBERT, 1907. *Mém. de la Soc. pal. suisse*, Vol. XXX.

Test polygonal-ovulaire, un peu plus rétréci à la partie postérieure qu'à la partie antérieure; à face supérieure légèrement inclinée à l'avant et à face inférieure presque plane. Le sommet est sous-central, légèrement déplacé vers l'arrière. Le sillon frontal est large et profond; il creuse profondément le bord antérieur et se perd sur la face inférieure, avant d'arriver au péristome. Les pores de l'ambulacre impair se trouvent sous les bords du sillon et sont recouverts en partie par les interambulacres antérieurs, réduits, chacun à une étroite crête. Les ambulacres pairs sont plus courts, profonds

Institutul Geologic al României

et inégaux; les antérieurs sont légèrement divergents et les postérieurs n'ont que la moitié de la longueur des antérieurs.

Le péristome n'est que peu éloigné du bord, le plastron est peu proéminent; le périprocte se trouve à la partie supérieure d'une large aréa.

La partie supérieure du test est obliquement tronquée vers le bas. Les tubercules sont menus et nombreux dans la région avoisinant le périprocte, et plus marqués et plus espacés dans la région proche du péristome.

Le fascicule circonscrit les pétales de très près. A partir des extrémités antérieures paires, ils passe directement et obliquement à l'extrémité du sillon frontal, qu'il traverse sans suivre la crête des interambulacres, et sans former le sinus caractéristique du *S. eurynotus* AG.

Cette espèce est une des plus fréquentes et tous les exemplaires étudiés présentent les caractères de l'exemplaire type, étudié par LAMBERT.

Dimensions maxima observées : 58 mm de longueur, 54 mm de largeur, 28 mm de hauteur.

Cette espèce était connue en Roumanie par les exemplaires de Gârbova de Sus (VADÁSZ, 1915).

Schizaster eurynotus AGASSIZ.

Pl. I. Fig. 5 et 6.

Schizaster eurynotus LAMBERT: Sardaigne p. 67, pl. V, fig. 6, 7.

Test cordiforme, très rétréci, acuminé et devenant plus étroit à la partie postérieure, très profondément entaillé à la partie antérieure par le sillon de l'ambulacre impair qui s'arrête aussitôt passé sur la face inférieure. La face supérieure est très inclinée à l'avant et possède à la partie postérieure une carène proéminente, qui correspond à l'interambulacre postérieur. Le sommet est très fortement déplacé vers l'arrière.

L'ambulacre impair a de très petits pores situés deux par deux sous la carène étroite formée par les interambulacres antérieurs. La zone interporifère est très large et plane. Les ambulacres pairs sont étroits, profonds et très inégaux, les antérieurs étant près de trois fois plus longs que les postérieurs. Les zones interporifères de ceux-ci sont bien plus étroites. La face inférieure présente un plastron large et très en relief. Le péristome est plus éloigné du bord antérieur que chez l'espèce précédente. La face postérieure forme un angle rentrant et porte un grand périprocte de forme ovale.

Les tubercules sont en général moins développés que chez l'espèce précédente; ceux de la région du péristome sont, pour cette espèce aussi, plus grands que ceux avoisinant le périprocte.

Le fascicule péripétal circonscrit de fort près les pétales. A la partie antérieure, il forme un grand sinus renversé en dehors. Les exemplaires étudiés ne présentent aucune différence avec les originaux de LAMBERT et de VADÁSZ.

Institutul Geologic al României

Dimensions maxima observées : 65 mm de longueur, 50 mm de largeur, 45 mm de hauteur.

Cette espèce était connue en Roumanie par les seuls exemplaires de Gârbova de Sus, d'Alba (VADÁSZ, 1915).

Spatangus austriacus LAUBE

Pl. II. Fig. 1 et 2.

Spatangus austriacus LAUBE: Echiniden der öst. ung. ober. Tertiärabl. *Abhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt*, Wien 1871.

La forme générale du test de cette espèce est celle d'un cœur. Le sillon frontal commence par être superficiel dans le voisinage du sommet, pour entailler ensuite profondément le bord antérieur et continuer sur la face inférieure jusqu'au péristome.

Le sommet est légèrement comprimé, les pétaloïdies très peu creusées. Tous les quatre ont la même longueur et sont pointues au bout inférieur. Les antérieures sont un peu arquées à l'arrière et forment entre eux un angle obtus, tandis que les postérieures forment un angle aigu. Les pores se trouvent dans de petites cavités de forme ovoïde; à proximité du sommet, elles deviennent plus petites.

De chaque côté du sillon frontal se trouve une série de petits tubercules très rapprochés; entre ceux-ci et les pétaloïdies antérieures se trouvent une autre série de tubercules plus grands qui forment des rangées disposées en zigzag. Entre les pétaloïdies antérieures et les postérieures, se trouvent dans le voisinage du sommet, quatre groupes de tubercules, plus grands auprès de la ligne médiane, plus petits sur le bord et disposés à angle droit. Entre les pétaloïdies postérieures se trouvent de même, avoisinant le sommet, deux séries de tubercules disposés en zigzag.

La face inférieure est presque plane. Le plastron est étroit et très peu proéminent. Il est accompagné de deux canaux courts et profonds. Le péristome n'est pas trop grand et se trouve près du bord antérieur.

La région postérieure du test est obliquement tronquée vers le bas et porte à la partie supérieure un périprocte un peu allongé horizontalement.

Dimensions maxima observées : 92 mm de longueur, 84 mm de largeur, 45 mm de hauteur.

Cette espèce était encore inconnue en Roumanie.

En dehors des cinq espèces d'Echinides décrites plus haut, dont de nombreux exemplaires ont été trouvés complets ou presque, spécialement dans les calcaires de Leitha, dans la région E de Tașad et dans celle du NE de Vintir, on trouve encore dans le bassin de Beiuș d'autres espèces d'Echinides appartenant surtout aux genres: *Clypeaster*, *Schizaster* et *Scutella*, qui n'ont pu être toutes déterminées par espèces, étant donnée l'absence d'exemplaires

Institutul Geologic al României

suffisamment conservés. Toute cette riche faune, que l'on complètera certainement encore par de longues recherches et des récoltes systématiques, est restée inconnue jusqu'à nos jours et ne figure même pas dans la monographie de VADÁSZ « Die mediterranen Echinodermen Ungarns »; les géologues qui ont étudié jusqu'à présent ce bassin, ne citent que des déterminations génériques.

Pectunculus pilosus (L.)

Pl. II. Fig. 7.

Axinea pilosa SACCO : I Molluschi tertiari del Piemonte, Part XXVI. p. 31, Torino 1898.

Coquille relativement épaisse, équivalve, équilatérale ou presque, ronde et plus ou moins voûtée. Le bord paléal est orné à l'intérieur de nombreuses dents puissantes, et les bords antérieurs et postérieurs, de dents plus nombreuses et plus fines. Sous le crochet pas trop arqué se trouve une petite aréa ligamentaire triangulaire. La ligne cardinale est droite et pourvue d'une rangée arquée de petites dents sur les bords et au milieu, parmi lesquelles, se trouvent de chaque côté 4—5 dents plus grandes, recourbées à angle obtus ouvert vers l'extérieur. Les impressions musculaires sont presque circulaires et profondes. A la surface, la coquille est ornée de nombreuses côtes fines transversales et de petits sillons radiaires superficiels.

Pectunculus pilosus est une espèce assez fréquente dans les calcaires fins du Tortonien de la Dépression pannonienne; elle est conue dans le Miocène et le Pliocène d'Italie et du Midi de la France, dans le Tortonien de Galicie, etc. Cette espèce vit encore de nos jours dans la Méditerranée.

Pectunculus (Axinea) obtusatus PARTSCH

Pl. VIII. Fig. 23 et 24.

Pectunculus obtusatus PARTSCH-HÖRNES : Die foss. Mollusken des tert. Beck. von Wien 1870.

Il se distingue de l'espèce précédente par un contour ovale et légèrement oblique, rond à la partie antérieure et tronqué à la partie postérieure. La coquille est légèrement inéquilatérale et voûtée. Cette espèce est connue dans le Tortonien de toute la Dépression pannonienne et dans le Midi de la France.

Venus (Ventricola) multilamella LAMARK

Pl. I. Fig. 3 et 4.

Venus (Ventricola) multilamella SACCO: I Molluschi tertiari di Piemonte, Part XXVIII, Torino 1900.

Coquille sous-circulaire plus ou moins voûtée. Sa surface est ornée de lamelles concentriques, espacées et verticales. Les lamelles présentent à leur base, des stries verticales, irrégulièrement distribuées et, à la partie supéri-

Institutul Geologic al României

eure, des stries concentriques. La lunule n'est pas trop grande, elle a la forme d'un cœur; un profond sillon la borde à l'arrière. La charnière est puissante et consiste en trois dents pour chaque valve: celle de gauche possède une quatrième petite dent lunulaire. Les impressions musculaires sont égales et fortes, le sinus palléal court et triangulaire. Le bord palléal est finement denté aux parties antérieure et inférieure.

Venus multilamella est une espèce caractéristique du faciès marneux du Tortonien et se trouve fréquemment en différents points de la Dépression pannonienne. Elle est connue de même dans le Miocène et le Pliocène de France et d'Italie, et en Roumanie, à Lăpugiu.

Venus (Amiantis) umbonaria LAMARK

Pl. II. Fig. 5 et 6.

Venus umbonaria HÖRNES. 1870. Die fossil. Mollusk. des tert. Beckens von Wien. *Amiantis gigas* SACCO: I Molluschi tertiari di Piemonte, Part XXVIII, Torino 1900.

Ce fossile ne se trouve, dans le bassin de Beiuş, que dans le variétés fines du calcaire de Leitha, et jamais autrement que sous forme de moulages internes. Ils sont grands, globuleux, à contour vertical presque circulaire et à surface lisse. Ils correspondent à une coquille équivalve et très inéquilatérale. Le crochet est très fort et très courbé vers l'avant. Les deux valves ne se refermaient complètement que le long de la ligne cardinale et sur le bord postérieur; elles étaient entr'ouvertes sur le bord antérieur et sur le bord inférieur. L'impression musculaire antérieure se trouve devant le crochet; elle est grande, ovale-allongée et à relief fortement accusé. Une ligne palléale peu marquée part de cette impression et forme, avant d'arriver à l'impression musculaire postérieure, un sinus palléal triangulaire et largement ouvert. L'impression musculaire postérieure est légèrement creusée à la partie inférieure et un peu en relief à la partie supérieure. Les impressions des trois dents se retrouvent dans la région de la ligne cardinale.

Cette espèce est assez fréquente dans tout le Tortonien de la Dépression pannonienne. Elle est connue en Italie dans le Miocène supérieur et tout le Pliocène.

Glycymeris (Panopea) ménardi (DESHAYES)

Pl. III. Fig. 4 et 5.

Panopea ménardi HÖRNES: Die fossil. Mollusken des tert. Beckens von Wien, 1870.

Forme allongée, deux fois et demie plus longue que haute, équivalve et très inéquilatérale. Les deux valves ne se rejoignaient que très peu, dans les régions palléale et cardinale. A l'avant, les valves ne sont que peu éloignées et ont, à la partie postérieure, une très large ouverture. De même que les deux espèces précédentes, ce fossile ne se trouve dans le bassin de Beiuş que sous forme de moulages internes dans le faciès des calcaires fins de Leitha non-

Institutul Geologic al României

détritiques. L'impression musculaire est grande et sans relief. La postérieure est plus petite et fortement accusée sur ces moulages. Le sinus palléal est profond et presque horizontal.

Ce fossile est connu dans le Tortonien de l'entière Dépression pannonienne, dans le Miocène du Midi de la France, dans le Miocène et le Pliocène d'Italie, le Tortonien de Galicie, etc.

Pholadomya alpina MATHERON

Pl. II. Fig. 8.

Pholadomya alpina HÖRNES. 1870, Die fossil. Mollusken des tert. Beckens von Wien.

De même que les espèces précédentes, ce fossile se trouve dans le bassin de Beiuș et en général dans toute la Dépression pannonienne, uniquement sous forme de moulages internes dans le faciès des calcaires fins du Tortonien. En de très rares cas, on peut voir sur ces moulages de minces fragments de coquilles qui n'ont pas été dissous. Ces moulages ont une forme elliptique-recourbée; ils sont équivalves et complètement inéquilatéraux. La partie antérieure est très renflée, tandis que la postérieure est très rétrécie et allongée en forme d'aile. Les deux valves ne fermaient pas complètement à la partie postérieure. Les crochets sont très enroulés et se rejoignent.

La surface de ces moulages est ornée d'une vingtaine de côtes qui, partant du crochet, s'ouvrent de manière divergente: les côtes antérieures sont presque verticales, alors que les suivantes sont de plus en plus obliques. Les côtes sont recoupées plus ou moins perpendiculairement, par des lignes concentriques et équidistantes, qui se trouvent le long du moulage entier. A l'intersection de ces deux modes d'ornementation, se forment de petits tubercules.

D'ordinaire, à cause de la fragilité de la roche, ainsi que de la coquille, les moulages sont déformés, ou bien les deux moitiés sont déplacées le long du plan de symétrie des deux valves, de sorte que la charnière de l'une arrive au niveau du bord palléal de l'autre.

Pecten (Oopecten) latissimus (BROCCHI) var. *austriacus* KAUTSKY

Pl. IV. Fig. 4.

Pecten latissimus HÖRNES, 1870. Die foss. Mollusk. des tert. Beckens von Wien.
Macrochlamys latissima SACCO. I Molluschi tertiari Part. XXIV Torino, 1897.
Pecten (Oop.) latissimus v. *austriacus* KAUTSKY 1928. Die biostratigraphische Bedeutung der Pecteniden des niederösterreischen Miozäns. *Annalen des Naturhist. Museums* Bd. X. Wien.

Grande coquille, épaisse, sous-circulaire, équilatérale, inéquivalve. Les deux valves sont fortement voûtées. La valve droite présente à sa surface un nombre de plus de huit côtes, dont les quatre du milieu sont très fortes, étroites et élevées dans la région du crochet, larges et basses dans le voisinage

Institutul Geologic al României

du bord palléal. L'espace intercostal est égal à la largeur des côtes voisines et ornés de 4—6 côtes secondaires très fines. La valve gauche est ornée d'une nombre égal de côtes qui, à partir du crochet, et jusqu'au milieu de la coquille, sont pourvues de 7 grands tubercules approximativement, disposés en lignes concentriques. La surface des deux valves est ornée de très nombreuses stries d'accroissement, fines, en relief, et largement ondulées. La région cardinale est droite. Les crochets puissamment arquées. Les oreillettes assez grandes, pourvues de stries d'accroissement fines et de côtes étroites. Cette espèce atteint des dimensions dépassant 150 mm de longueur, 140 mm de largeur, et 50 mm d'épaisseur.

La forme typique de *Pecten latissimus* se trouve dans le Pliocène de la vallée du Rhône et se distingue de la forme miocène par des dimensions plus élevées et par des côtes plus larges mais plus basses, qui disparaissent vers le bord palléal. Var. *austriaca* se trouve dans l'Helvétien du S et de l'W de la France, en Italie et dans le Tortonien de l'entière Dépression pannonienne, pour laquelle il est caractéristique.

Pecten (Flabellipecten) leythajanus PARTSCH

Pl. IV. Fig. 6.

Pecten leythajanus PARTSCH, HÖRNES 1870. Die foss. Moll. des tert. Beckens v. Wien.
Flabellipecten leythajanus DEP. et ROM. 1910. Monographie des Pectinidés. Paris.

Coquille presque ronde, équilatérale, inéquivalve et pas trop épaisse. La valve droite un peu voûtée, ornée de 22 côtes peu élevées, quadrangulaires et séparées entre elles par des intervalles égaux à la moitié de leur largeur et à fond plat. Les côtes marginales sont peu arquées en dehors. La surface des côtes est lisse; sur le fond des intervalles, on distingue à la loupe des lamelles très fines et serrées. Les oreillettes sont petites et inégales, l'antérieure est recoupée à la base et ornée de petites stries d'accroissement. Les côtes font défaut. La valve gauche est moins voûtée, ornée de 22—24 côtes arrondies et séparées par des intervalles égaux aux côtes. Les oreillettes sont plus petites.

Cette espèce est proche parente de *P. (Flabellipecten) besseri* ANDRZ., qui ne s'en distingue que par le nombre moindre de côtes (approximativement 19); de même, pour le *P. subarcuatus* TOURN., dont la valve droite est bien plus voûtée.

La forme décrite est une des espèces les plus répandues du Tortonien de l'entière Dépression pannonienne où elle se trouve surtout dans le calcaire de Leytha. Dans le bassin extérieur de Vienne, elle est connue aussi du Burdigalien.

Pecten leythajanus occupe dans le bassin de Beiuș, après *Pecten latissimus* et *Pecten elegans*, la troisième place en ce qui concerne la fréquence; il est parfois accompagné par les deux espèces apparentées, citées plus haut.

Institutul Geologic al României

Chlamys multistriata POLI var. *tauroperstriata* SACCO

Pl. IV. Fig. 3.

Chlamys tauroperstriata SACCO, I Molluschi tertiari, Part. XXIV 1897, Torino.
Chlamys multistriata POLI, v. *tauroperstriata* SACCO, KAUTSKY Die biostratigr. Bedeutung der Pecteniden... *Ann. d. Nathist. Mus. in Wien*, 1928.

Coquille fine, allongée-ovoïde, peu voûtée, légèrement inéquivalve et inéquilatérale. Sa surface est ornée de nombreuses côtes fines, parfois groupées par deux. D'autres fois on trouve parmi celles-ci, des côtes excessivement fines; parfois deux côtes fines en accompagnent une plus marquée avec laquelle elles se confondent vers le bord cardinal de la coquille.

Toutes les côtes sont pourvues d'ornements en forme d'écailles imbriquées comme les tuiles d'un toit. Les oreillettes des deux valves sont inégales et dissemblables. A la valve droite, l'oreillette antérieure a la forme d'une aile ornée de côtes divergentes. L'oreillette postérieure est rudimentaire. A la valve gauche, l'oreillette antérieure est plus grande et striée; la postérieure, toute petite.

KAUTSKY considère à raison ce fossile uniquement comme une variété de l'espèce actuelle *Chlamys multistriatus* POLI de l'Océan Atlantique.

La forme décrite est très répandue dans le Tortonien de la Dépression pannonienne, elle est connue en Roumanie par les exemplaires de Lăpugiu. En Italie et en France, on la trouve dans le Miocène inférieur. Dans le bassin de Beiuş, ce fossile est une des formes rares.

Chlamys (Aequipecten) elegans ANDRZ.

Pl. IV. Fig. 2 et 7

Pecten elegans, HÖRNES-REUSS, 1870. Die foss. Mo l. des tert. Beckens von Wien.
Chlamys (Aequipecten) elegans, KAUTSKY, Die biostratigr. Bedeutung der Pecteniden... *Ann. d. Nathist. Mus. in Wien*, 1928.

Coquille relativement mince, presque ronde, inéquivalve, équilatérale, ou un peu inéquilatérale. La valve droite est deux fois plus voûtée que la gauche. Les quatre oreillettes sont presque égales et sont ornées d'un nombre de 4—6 côtes radiaires. La surface des deux valves est ornée de 12 côtes à profil semi-circulaire, séparées par des intervalles de même grandeur que le fond concave. Pour la plupart des exemplaires, l'on peut voir plusieurs arrêts de croissance. A partir du crochet et jusqu'au premier arrêt, ou jusqu'au milieu de la coquille à peu près, les côtes sont presque lisses; plus bas, elles s'ouvrent en un fascicule de plusieurs côtes secondaires (3, 4, 6 ou 8) dont habituellement, les 3 médianes sont bien plus fortes. Tant sur les côtes que dans leurs intervalles, on peut voir, même à l'œil nu, de très fines stries d'accroissement séparées par des intervalles plus larges. Dans les intervalles entre ces côtes, ces stries ont la forme d'un croissant de lune à l'ouverture dirigée vers le haut; sur les côtes, les stries sont perpendiculaires à la surface.

Institutul Geologic al României

Cette espèce, de même que le *Pecten latissimus*, est le Pectinidé le plus fréquent du Tortonien de l'entière Dépression pannonienne et du bassin de Beiuș; on ne le trouve jamais dans des étages plus anciens. Il est connu aussi dans le Tortonien de Galicie.

Chlamys elegans présente de nombreuses variétés dues à la forme plus ou moins inéquilatérale des valves ou au nombre et à l'aspect de côtes secondaires composant les 12 côtes principales. Certains exemplaires dont l'oreillette antérieure de la valve droite est prolongée en forme d'ailette et qui ont trois côtes secondaires plus marquées, se rapprochent beaucoup de *Aequipecten scabrellus* (LAM.) var. *bollensis* MAY. Ils s'en différencient toutefois par le nombre moindre de côtes principales (12 au lieu de 18—20).

Chlamys (Aequipecten) elegans ANDRZ. var. *obliqua* n. var.
Pl. IV. Fig. 1 et 5.

Ce fossil est différent de l'espèce type surtout à cause de l'inéquilatéralité plus prononcée de la coquille, par un nombre plus élevé de côtes secondaires très fines et de même taille qui ornent les côtes principales et par l'oreillette antérieure de la valve droite, prolongée en forme d'ailette. Cette sous-espèce nouvelle ne doit être considérée que comme une variété extrême de la forme type qui, comme nous l'avons dit plus haut, peut varier dans d'assez larges limites.

Amusium cristatum BRONN, var. *badensis* FONTANNES
Pl. III. Fig. 3.

Pecten cristatus HÖRNES, 1870. Die foss. Moll. des tert. Beckens v. Wien.

Pleuronectia badensis FONTANES, 1880. Les mollusques Pliocènes de la vallée du Rhône, Paris.

Amusium cristatum var. *badensis* KAUTSKY, Die biostratigr. Bedeutung der Pecteniden... *Ann. d. Nathist. Mus. in Wien*, 1928.

Coquille ronde, mince, équilatérale, inéquivalve, la valve droite légèrement voûtée, la gauche presque plane. La surface est lisse et luisante. On peut y voir, partant de la région du crochet, un nombre de dix à quatorze côtes larges et basses qui disparaissent, vers le milieu de la coquille. Les stries d'accroissement sont à peine visibles. A l'intérieur, on voit une quinzaine de côtes fines qui rejoignent le bord palléal. La région cardinale de la valve gauche est droite; celle de la valve droite forme un angle obtus rentrant; elle est pourvue de nombreuses petites dents. Les oreillettes sont égales, faiblement striées à la surface, et légèrement dirigées en avant.

La forme type de *A. cristatum* est caractéristique pour le Pliocène d'Italie. D'après KAUTSKY, ce dernier possède toutes les transitions vers la variété miocène, dont il ne diffère que par le rapport entre la longueur et la hauteur. Pour la forme miocène, celui-ci est égal à 1, tandis que pour celle du Pliocène, la hauteur dépasse la longueur.

Institutul Geologic al României

La forme décrite est l'une des plus répandues dans le Tortonien du bassin de Beiuş, comme dans celui de Vienne. On le trouve surtout dans le faciès des calcaires blancs à Foraminifères et à *Lithothamnium*.

A. cristatum est encore connu dans l'Helvétien et le Tortonien d'Italie, le Tortonien d'Aquitaine (France), de Hongrie, etc., en Roumanie à Lăpugiu.

Gryphaea (Crassostrea) crassissima (LAMARK)

Pl. VII. Fig. 1—4.

Ostrea crassissima HÖRNES, 1870. Die foss. Mollusk. des tert. Beckens v. Wien.
Crassostrea crassissima SACCO, 1887. I. Molluschi tertiari di Piemonte Part. XX. Torino.

Cette espèce atteint les plus grandes dimensions auxquelles arrivent les individus de cette famille et présente les formes les plus diverses, specialement lorsqu'elle forme des récifs. Elle est caractérisée en général, par une coquille très massive, haute et étroite. La valve gauche est relativement peu voûtée. Sa surface externe est ornée de nombreux arrêts d'accroissement très en relief. Le crochet est parfois droit, d'autres fois tordu en arrière, ou tordu plusieurs fois. Chez les exemplaires âgés, il peut atteindre la moitié de la hauteur de la coquille entière. Le sillon ligamentaire est large et accompagné de chaque côté par une crête étroite et élevée. Celles-ci sont traversées par de nombreuses stries transversales.

La valve droite est d'autant plus courte par rapport à la valve gauche que le crochet est plus long. Elle a son maximum d'épaisseur dans le voisinage du crochet, convexe à sa partie médiane. Cette convexité est accompagnée sur les bords par une concavité, limitée à son tour vers l'extérieur par une crête étroite et élevée. Tout ce relief est fortement strié transversalement. A l'extérieur, la valve est légèrement voûtée dans le voisinage du crochet; plus loin, elle devient plane et même concave.

Les impressions musculaires des deux valves se trouvent à peu près au milieu de la cavité de chaque valve, légèrement déplacées en arrière.

Cette espèce est l'une des plus fréquente de tout le Miocène des environs de la Méditerranée, de Galicie, de Roumanie, etc.

Ostrea (Pycnodonta) cochlear POLI var. *navicularis* BROCCHI

Pl. VI. Fig. 1—4

Pycnodonta cochlear (POLI) var. *navicularis* (BR.)-SACCO: I Molluschi tertiari. Part. XX.

Coquille relativement épaisse, allongée-ovoïde, inéquilatérale, inéquivalve et très variée d'aspect. La valve gauche est très voûtée, plus ou moins arquée, à bords sinusoïdaux; elle a la surface extérieure arrondie ou pourvue d'une carène obtuse. A l'extérieur, elle présente de nombreux arrêts d'accroissements qui prouvent que le bord palléal a eu à souffrir souvent de grandes cassures. La valve droite est plus petite, presque plane, ayant plutôt l'aspect d'un opercule. Parfois elle est faiblement concave. Sa forme et son contour

Institutul Geologic al României

sont très variables, en suivant le bord de la valve gauche. Elle peut être presque circulaire, ovale-pointue ou elliptique-allongée. Sa surface externe est recouverte de nombreuses stries d'accroissement fines. Les charnières des deux valves consistent en un champ trapézoïdal qui s'étend jusqu'à la surface externe de la coquille. Pour la valve gauche, la charnière est plus longue chez les exemplaires plus puissamment arqués.

La variabilité de cette espèce peut être due au rapport entre la longueur et la hauteur et au degré de voûtement plus ou moins prononcé de la valve gauche. Elle ne forme pas de récifs.

O. cochlear est une espèce très fréquente dans toute la Méditerranée. Elle diffère de la variété fossile par la coquille bien plus fine et plus fragile.

La variété fossile est connue dans l'Helvétien, le Tortonien et le Pliocène d'Italie, le Tortonien de l'entière Dépression pannonienne et de Galicie. En Roumanie, on la cite à Lăpugiu.

Ostrea digitalina DUBOIS

Pl. V. Fig. 1—4.

Ostrea digitalina F. DUBOIS de MONTPEREUX, 1831. Conchyliologie fossile, Berlin.

Coquille ovoïde-allongée, en général pas trop épaisse. La valve gauche assez profonde. Le crochet relativement court et triangulaire, parfois droit, d'autres fois arqué à l'arrière. Au milieu, il possède un sillon ligamentaire profond ayant de chaque côté une crête étroite. Le sillon, comme les éminences, est strié transversalement de façon assez grossière et plus finement dans le sens longitudinal. Le bord palléal se prolonge d'ordinaire à l'arrière sous forme d'aile. L'impression musculaire est assez étendue, superficielle, plus large à la partie inférieure et plus étroite à la partie supérieure. Elle se trouve à peu près au milieu de la coquille, légèrement déplacée vers l'arrière. A l'extérieur, la coquille est ornée d'un nombre variable de côtes (plus de 25) qui se bifurquent plusieurs fois. Pour les exemplaires adultes, près du bord palléal, les côtes sont moins hautes ou même disparaissent. Les côtes sont recoupées transversalement par de nombreuses lignes et par des arrêts d'accroissement qui ont parfois subi des cassures importantes et qui, d'autres fois, s'élèvent au-dessus des côtes en forme d'écailles.

La valve droite est bien plus mince que la gauche et un peu arquée à l'arrière. Elle a un contour différent de celui de la valve gauche. Pour les jeunes exemplaires, elle est peu voutée; pour les adultes, elle devient plane, à l'aspect d'opercule. Le crochet a la forme d'un trapèze à la base dirigée vers le bas. Comme presque toutes les espèces d'*Ostrea*, celle-ci présente aussi une coquille très variable. Elle forme parfois des récifs.

On la rencontre très fréquemment dans le Tortonien de l'entière Dépression pannonienne, de même que dans le Miocène du S de la France et d'Italie. En Roumanie, on en trouve à Lăpugiu et à Coștei.

Institutul Geologic al României

Melanopsis clava clava SANDBERGER

Pl. X. Fig. 9 — 14.

Melanopsis aquensis HÖRNES, 1856. *Abhandlungen d. k. k. geol. R.-A.* Wien.
Melanopsis clava clava WENZ, 1929. *Fossilium Catalogus*, Pars 40.

Coquille ovale-allongée, lisse et pointue. Les stries d'accroissement sont très rarement distinctes. Parfois, sur les derniers tours, une faible carène commence à se détacher, près de la suture, faisant ainsi la transition vers les espèces de Mélanopsides carénées du Sarmatien et du Pontien. Elle possède 7—8 tours dont le dernier occupe environ ¾ de la longueur; les derniers tours donnent à la coquille un aspect scalaride. La bouche est ovoïde, le bord externe est droit et mince; le bord interne est recourbé en forme de callosité très épaissie à la partie supérieure. Vers le bas, la bouche est pourvue d'un court sillon siphonal.

Dans le bassin de Beiuș, cette espèce ne se rencontre qu'en un seul point: dans le récif tortonien à l'E de Tașad, où elle a été sûrement amenée par les courants des estuaires aux embouchure des rivières. On trouve encore cette espèce dans le Miocène de France, dans le bassin de Vienne et en Roumanie, à Lăpugiu.

LA FAUNE SARMATIENNE

L'entière faune sarmatienne du bassin de Beiuș a un caractère nettement saumâtre et présente en lignes générales les mêmes caractères que la faune de même âge du reste de la Dépression pannonienne. De la riche faune sarmatienne recueillie à différents points de ce bassin, je me contenterai de décrire certaines espèces des plus caractéristiques, qui fixent l'âge et le faciès des dépôts correspondants et nous donnent la possibilité de les comparer aux faunes sarmatiennes du reste de la Dépression pannonienne et à celles se trouvant à l'extérieur des Carpates et en Russie. Il est à noter que les Mactres, connues dans les autres régions de la Dépression pannonienne et si abondantes dans l'horizon moyen et dans l'horizon supérieur du Sarmatien de l'éxtérieur des Carpates, manquent ici totalement

Ervilia podolica EICHWALD

Pl. X. Fig. 9 et 10.

Ervilia podolica HÖRNES, 1870. Die fossilen Moll. des tert. Beckens von Wien.

Coquille pas trop mince, ovale-allongée, comprimée, équivalve, inéquilatérale, un peu allongée à la moitié postérieure. La surface est ornée de nombreuses stries d'accroissements bien marquées. Le crochet est peu développé. Une carène obtuse en part à la partie postérieure et continue jusqu'au bord palléal. Celui-ci est, selon les individus, plus ou moins renflé. La charnière est forte. La valve gauche a trois dents dont les deux latérales, plus grandes.

Institutul Geologic al României

La valve droite a deux dents et trois fossettes. Les impressions musculaires sont grandes et superficielles. Le sinus palléal est petit. Cette espèce présente de nombreuses différenciations dues au contour des valves, à la structure des dents, à la carène, etc.

Ervilia podolica est une espèce qui commence dans le Tortonien, où elle est encore assez rare, et passe dans le Sarmatien inférieur, où elle se trouve en grande abondance, et qu'elle caractérise. Elle est très répandue dans la Dépression pannonienne, de même qu'en Galicie et en Russie méridionale.

Ervilia pusilla PHIL.

Pl. IX. Fig. 5—8.

Ervilia pusilla HÖRNES, 1870. Die fossilen Moll. des tert. Beckens von Wien.

Elle se distingue de l'espèce précédente surtout par sa forme qui est beaucoup plus allongée, et par un sinus palléal plus profond. La dentition, l'ornementation de la surface, etc., ne présentent pas de différences sensibles. *Ervilia pusilla* est un fossile bien moins fréquent dans les deux étages du Miocène que j'étudie. Il est répandu dans toute la Dépression pannonienne, dans le S de la France, en Italie; en Roumanie on la trouve à Lăpugiu.

Ostrea gingensis SCHLOTH. var. *sarmatica* FUCHS

Pl. III. Fig. 1 et 2.

Ostrea gingensis HÖRNES, Die fossilen Moll. d. tert. Beck. v. Wien. II. Bd. Wien 1870.

Ostrea gingensis SCHLOTH. var. *sarmatica* FUCHS. Über das Auftreten von Austern in den sarmatischen Bildungen... *Jahrbuch d. k. k. Reichsanst.* Wien 1870.

Coquille massive, élevée et étroite. La valve gauche est arquée, peu voûtée et bien plus épaisse dans le voisinage du crochet que sur le bord palléal. Le crochet est très court, le sillon ligamentaire, large. La surface externe est ornée de nombreux arrêts d'accroissement, parfois très en relief. L'impression musculaire est grande, et a la forme d'un demi-cercle dont la base est dirigée vers le haut. De ce fossile, on n'a retrouvé que deux valves gauches dans le Sarmatien, à l'W de Goila.

Pleurotoma doderleini M. HÖRNES

Pl. IX. Fig. 3 et 4.

Pleurotoma doderleini M. HÖRNES, 1870. Die fossilen Moll. des tert. Beck. v Wien.

Coquille fusiforme, un peu renflée en son milieu. La spire est pointue et consiste en six tours au moins, tours qui portent au milieu une faible dépression, et sur les bords, près des deux sutures, une rangée de petits tubercules de chaque côté. Sur le dernier tour qui, avec le siphon, occupe la moitié de la longueur de la coquille, se trouvent encore 3 à 4 rangées de tubercules dont les deux médianes sont plus rapprochées et sont formées de tout petits

Institutul Geologic al României

tubercules. La bouche est ovale, très allongée et prolongée par un court siphon.

Cette espèce est assez rare dans le Sarmatien inférieur de la Dépression pannonienne; par contre, elle est bien plus fréquente dans le même horizon de la Russie méridionale qu'elle caractérise. Elle peut être considérée comme le dernier descendant des Pleurotomes si nombreuses et si variées du Tortonien. Le bassin du Beiuș m'en a fourni un petit nombre d'exemplaires que j'ai trouvés dans la région de Decănești et à l'W de Stracoș.

Murex (Occenebra) sublavatus BASTEROT

Pl. IX. Fig. 1 et 2.

Murex (Occenebra) sublavatus R. HÖRNES-M. AUINGER. Die Gastropoden. d. Meeresab.

Coquille épaisse, ovoïde-fusiforme. La spire est conique et formée de plus de cinq tours, dont le dernier occupe à peu près $^2/_3$ de la longueur totale. La surface est ornée de deux espèces de côtes: les unes, longitudinales, plus fortes, en nombre approximatif de dix pour chaque tour, les autres, transversales, plus développées au dernier tour seulement. A leur intersection, à la partie supérieure de chaque tour qui est plus renflée, se forme une rangée de petits tubercules. La bouche est ovoïde-allongée, le bord droit est ininterrompu et parfois pourvu à l'intérieur de 6—8 petites dents. Le bord gauche est mince et recourbé sur la columelle. Il existe des traces d'ombilic. Tous les exemplaires ont le canal court et large, ouvert et légèrement arqué en arrière.

Dans les dépôts d'autres régions (par exemple dans le bassin de Vienne) cette espèce présente certaines variétés qui n'ont pas été rencontrées dans le bassin de Beiuș.

Murex sublavatus apparaît dans le Tortonien, mais il y est encore très rare. Il est, par contre, très fréquent dans le Sarmatien du bassin de Vienne. On le trouve aussi dans le Midi de la France, en Podolie et en Roumanie, à Lăpugiu.

Dans le bassin de Beiuș, je n'en ai trouvé que quelques exemplaires dans la région du SW de Bucuroaia.

LA FAUNE PONTIENNE

La faune pontienne du bassin de Beiuș est caractérisée par l'abondance des Mélanopsides et des Congéries, par rapport auxquelles d'autres genres comme: *Pleurocera*, *Planorbis*, *Valenciennesia*, *Limnocardium*, *Unio*, *Cypris*, etc., sont représentés par un nombre moindre d'espèces et d'exemplaires, ou bien sont même très rares. Les Vivipares manquent complètement dans ce bassin.

Le genre Melanopsis. Ce genre forme une des caractéristiques paléontologiques du Pontien de la Dépression pannonienne; il est représenté, entre

Institutul Geologic al României

autres, par les trois espèces suivantes, très polymorphes: *Melanopsis impressa*, *M. fossilis* et *M. vindobonensis*, reliées entre elles par de nombreuses formes intermédiaires. L'origine commune de toutes ces espèces doit être recherchée dans *M. clava clava* du Tortonien. En tant que fossiles d'eau douce, les Mélanopsides ne se trouvent que dans le proche voisinage de l'ancienne rive et surtout à l'embouchure des rivières. C'est pourquoi les Mélanopsides ne peuvent pas être considérées comme des fossiles caractéristiques pour certaines sous-divisions du Pontien, tels que les ont considérés la plupart des géologues hongrois; ce ne sont que des fossiles de faciès. L'adoucissement progressif du lac pannonien au temps du Néogène supérieur est bien prouvé par les représentants de ce genre lesquels, dans le Tortonien présentaient une variation minime; mais, à mesure que les eaux du lac pannonien deviennent plus douces, ils commencent à varier dans le Sarmatien dans de plus larges limites, pour arriver, dans le Pontien, à un maximum de variation.

En dehors de ces trois espèces polymorphes, l'on trouve encore d'autres espèces de Mélanopsides qui le sont plus ou moins, mais qui ne sont pas reliées entre elles par un nombre suffisant de formes intermédiaires, comme les espèces précédentes.

Melanopsis impressa impressa KRAUSS

Pl. X. Fig. 19 et 20, 25—30.

Melanopsis impressa KRAUSS, Mollusken d. Tertiär-Formation v. Kirchberg. *Jahrb. d. Vereins f. Vaterland. Natk. in Württberg.* Stuttgart, 1852.

Melanopsis impressa WENZ, 1929. *Fossilium Catalogus.* Pars 40. Berlin.

Coquille ovoïde-allongée, pointue et lisse. Les stries d'accroissement très peu accentuées. De 6—7 tours, le dernier occupe ¾ de la longueur. Ce tour porte, à proximité de la suture, une carène plus ou moins marquée. Chaque tour recouvre le précédent, permettant toutefois de voir la carène du tour précédent.

La bouche est allongée, plus large à la partie inférieure et rétrécie à la partie supérieure, où elle se prolonge par un petit sillon jusqu'à la ligne de suture. Le bord externe est pourvu d'un petit sinus, qui donne naissance à la carène; le bord interne est recourbé, formant une forte callosité plus large dans le haut. La bouche est pourvue à la partie inférieure d'un court sillon siphonal.

En dehors de la forme type, l'on rencontre surtout dans la Valea Fieghiului (à Șoimi) les variétés suivantes:

Melanopsis impressa carinatissima SACCO

Pl. X. Fig. 15 et 16, 21 et 22.

Se distingue de la forme type par une coquille plus basse avec une carène plus développée.

Institutul Geologic al României

Melanopsis impressa monregalensis SACCO

Pl. X. Fig. 17 et 18, 23 et 24.

Elle est caractérisée par une coquille plus élancée à carène très reduite.

Dans le bassin de Beiuș, cette espèce et ses variétés se trouvent rarement dans le Sarmatien inférieur, dans la Valea Baciului, à l'extrémité S de Bucuroaia et dans le Pontien de l'extrémité N de Stracoș, sur la Valea Cernișoarei. Elle se trouve le plus souvent dans le Pontien de la Valea Fieghiului, au SE de Șoimi.

Certaines variétés de *M. clava clava* du Tortonien de l'E de Tașad, qui présentent un embryon de carène, se rapprochent beaucoup de la forme type de cette espèce.

Dans la Dépression pannonienne, *M. impressa* est un fossile très fréquent que l'on rencontre dans le bassin de Vienne, aux environs de Budapest, etc.

On trouve la forme type dans la mollasse helvétienne de l'Allemagne du S, dans le Tortonien de l'entière Dépression pannonienne, dans le Sarmatien et le Pontien. En Roumanie, à Lăpugiu.

Melanopsis vindobonensis FUCHS

Pl. XI. Fig. 1 — 6, 21 — 26.

Melanopsis vindobonensis FUCHS, 1870. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.* Wien.

Coquille généralement globuleuse, parfois faiblement turriculée, épaisse et lisse. Les stries d'accroissement sont ordinairement visibles. Pour la plupart des exemplaires, le dernier tour recouvre presque entièrement les précédents, dont on ne peut pas établir le nombre précis. A distance variable de la suture, le dernier tour a une carène bien marquée, parfois pourvue de tubercules. L'intervalle entre la carène et le tour est plus ou moins concave. La bouche est ovoïde, son bord est légèrement arqué et pourvu d'un petit sinus ; le bord externe est recourbé en forme de callosité très épaisse et proéminente à la partie supérieure. A la partie inférieure, le plus souvent, la callosité recouvre entièrement l'ombilic; toutefois pour certains exemplaires, celui-ci demeure visible en partie. Au même endroit se trouve aussi un sillon siphonal.

Melanopsis vindobonensis est très fréquente dans le Pontien de la Dépression pannonienne. On la trouve en très grand nombre dans le bassin de Beiuș, à Stracoș et à Poieni.

Melanopsis fossilis (GMELIN)

Pl. XI. Fig. 7 — 20.

Melanopsis martiniana FER. *Mém. Soc. Hist. Nat.* Paris, I, p. 55, Pl. VII.
Melanopsis fossilis WENZ. *Fossilium Catalogus* 1929. Pars 40.

Coquille épaisse, ovoïde, plus ou moins allongée et lisse. Très rarement à côtes. Les stries d'accroissement généralement fortes. Le nombre des tours

Institutul Geologic al României

est approximativement de 7, dont le dernier représente ¾ de la longueur; les deux précédents occupent le reste de la longueur de la coquille, les autres sont embryonnaires. Chaque tour est pourvu de deux carènes, dont la supérieure est en général plus forte, est pourvue de nœuds peu proéminents, et se trouve sur la suture; la seconde carène est au-dessus d'elle, à $^1/_3$ de la hauteur du dernier tour. Celui-ci s'étend jusqu'à la carène supérieure du tour précédent qu'il recouvre, et que parfois il dépasse. La spire est parfois turriculée, et plus souvent, scalaride. L'intervalle entre ces deux carènes est plus ou moins concave; il prend même quelquefois la forme d'un sillon. La bouche est ovoïde, un peu allongée, à bord externe simple et légèrement arqué, pourvu à l'extrémité supérieure d'un sinus correspondant à la carène supérieure. Le bord interne est recourbé, formant une large callosité épaisse, encore épaissie à la partie supérieure, qui recouvre toujours entièrement l'ombilic. Le sillon siphonal est très court.

Les Mélanopsides pontiennes atteignent, par cette espèce, le maximum de variabilité qui puisse provenir de: la forme plus ou moins allongée de la coquille, la forme de la spire, celle des deux carènes, l'intervalle entre les deux carènes, la forme de la bouche, etc. Si l'on prenait comme base pour cette espèce aussi, les petites variations qui existent entre *Melanopsis impressa* forme type et *M. i. carinatissima* et *M. i. monregalensis*, on pourrait faire de cette espèce un nombre double ou triple de variétés.

Melanopsis fossilis est un des espèces pontiennes les plus fréquentes, tant comme nombre d'individus que comme étendue géographique dans toute la Dépression pannonienne et dans le bassin de Beiuș. On le trouve en France, dans le Pliocène (Dax.). Cette espèce manque, dans la Valea Fieghiului, où PETHÖ (1898) prétend l'avoir trouvée.

Melanopsis bouéi bouéi FÉRUSSAC

Pl. IX. Fig. 31 — 50.

Melanopsis bouéi FÉRUSSAC, 1803. Monographie des esp. viv. et foss. du genre Melanopsis.

Melanopsis affinis LÖRENTHEY, 1902. Die Pannonische Fauna v. Budapest. *Palä-ontographica* XLVIII.

Melanopsis rarispina LÖRENTHEY, 1902, idem.

Melanopsis bouéi bouéi WENZ, 1929. *Fossilium Catalogus.* Pars 40. Berlin.

Cette espèce peut être considérée après *M. fossilis*, comme occupant la seconde place en ce qui concerne la variabilité de la coquille chez les Mélanopsides pontiennes de la Dépression pannonienne. C'est pourquoi elle a été décrite par de nombreux géologues, tels que: HANDMANN, BRUSINA, HALAVÁTS, LIFFA, ANDRUSSOW, COSMANN et autres qui en ont étudié différentes espèces et variétés, qui toutes forment d'après WENZ (1929), une seule espèce polymorphe variant dans d'assez larges limites. Par rapport aux autres Mélanopsides pontiennes, cette espèce présente les plus grandes affinités

Institutul Geologic al României

avec *M. sturi* FUCHS, qui possède certaines variétés plus courtes, qui diffèrent très peu des variétés plus allongées de *M. bouéi.*

Coquille ovoïde-pointue, lisse, plus ou moins allongée. La spire est formée de 7 tours, dont les 4 premiers, embryonnaires. Les 3 derniers sont légèrement convexes et pourvus de 7—9 paires de tubercules, dont les supérieurs sont plus longs et plus pointus. Parfois ces tubercules sont placés par paires sur chaque côte verticalement. Les tubercules supérieurs à l'exception de ceux du dernier tour, sont le plus souvent recouverts par les tours suivants. Le dernier tour occupe à peu près la moitié de la longueur de la coquille. La bouche est ovale-allongée et rétrécie à la partie supérieure. Son bord externe est tranchant, le bord interne forme une callosité très épaissie à la partie supérieure.

La variabilité de cette espèce provient de la forme plus ou moins allongée de la coquille, de la forme et du nombre de tubercules, de la présence des côtes perpendiculaires, etc.

M. bouéi bouéi est une des espèces les plus fréquentes du Pontien de l'entière Dépression pannonienne et se trouve encore dans le Sarmatien de Moravie et de Roumanie, de même que dans le Pontien de l'extérieur des Carpates.

Melanopsis sturi FUCHS

Pl. IX. Fig. 25—30.

Melanopsis sturi FUCHS, Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen: VI. 1873.

Coquille ovale-turriculée, environ deux fois plus longue que large et formée de 7—8 tours. La spire est conique, faiblement scalaride, à bout pointu. Les 3—4 premiers tours sont presque lisses; les suivants sont pourvus chacun de 9 côtes à peu près. Le dernier tour occupe un tiers jusqu'à la moitié de la longueur de la coquille. Les côtes possèdent chacune aux deux extrémités une épine, dont la supérieure est la plus forte. L'épine supérieure des tours inférieurs n'est développée le plus souvent que sous forme de nœud plus ou moins recouvert par la spire suivante. La bouche est ovoïde-allongée et terminée par un court canal légèrement recourbé. Les bords externe et interne sont fins; le dernier est recourbé au-dessus de la columelle.

Melanopsis sturi est une espèce assez fréquente dans le Pontien de la Dépression pannonienne. Dans le bassin de Beiuș on le trouve en de nombreux exemplaires dans la Valea Fieghiului (à Șoimi) et plus rarement au N de Stracoș. Quelques exemplaires ont été trouvés dans les grès sarmatiens du SW de Bucuroaia.

Comme possibilité de variation, cette espèce ne présente que le rapport entre la longueur et la largeur. Certains individus sont plus courts, se rapprochant ainsi de *M. bouéi* FÉR. citée par PETHÖ (1896) du Pontien de la Valea Fieghiului. Cette espèce manque pourtant ici.

Institutul Geologic al României

Melanopsis scripta FUCHS

Pl. IX. Fig. 21—24.

Melanopsis scripta FUCHS, Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen: 1870. Wien.

Coquille courte, ovoïde, dépassant en largeur la moitié de sa longueur totale. Le dernier tour occupe environ deux tiers de la longueur; le bord externe est droit. Les tours inférieurs dont on ne peut distinguer que trois, forment un cône légèrement scalaride. Chaque tour est pourvu de 10 paires de nœuds environ, disposés sur deux rangées; ceux de la rangée supérieure étant plus grands. On ne voit que la rangée inférieure des nœuds des tours inférieurs, tandis que la rangée supérieure est recouverte par le tour suivant. La bouche est ovoïde, le bord externe est simple et le bord interne recourbé et épaissi. Le canal siphonal est court et légèrement contourné.

M. scripta est une espèce assez répandue dans le Pontien de la Dépression pannonienne; dans le bassin de Beiuș, on la rencontre le plus souvent dans les lumachelles de Stracoș et du N de Cociuba de Sus. Des exemplaires colorés, tels que ceux qui ont servi à FUCHS pour établir cette espèce, n'existent pas dans le bassin de Beiuș.

Melanopsis austriaca HANDMANN

Pl. IX. Fig. 15—16.

Melanopsis austriaca HANDMANN, Die foss. Conchylienfauna v. Leobersdorf. 1887.

Coquille fine, turriculée, pointue, formée de 5—6 tours. Le dernier occupe environ la moitié de la longueur de la coquille. La bouche est ovale et terminée par un court canal. Le bord externe est mince et droit, le bord interne est très mince et recourbé sur la columelle, se confondant presque, avec elle. Sur chacun des trois derniers tours, on distingue une série d'environ 10 côtes perpendiculaires qui se terminent aux deux extrémités par un tubercule de même taille. Les tubercules forment sur chaque tour deux rangées parallèles.

M. austriaca est une espèce assez rare dans la Dépression pannonienne, de même que dans le bassin de Beiuș où elle ne se trouve qu'à Stracoș.

Melanopsis pygmaea M. HÖRNES

Pl. XI. Fig. 50—55.

Melanopsis pygmaea HÖRNES, 1870. Die fossil. Moll. des tert. Beckens v. Wien.
Melanopsis pygmaea WENZ, 1929. *Fossilium Catalogus*, Pars 40. Berlin.

Coquille conique, allongée et lisse. La spire, pointue, est formée de 7—8 tours faiblement convexe, ayant une légère dépression au centre. Le dernier tour occupe environ la moitié de la longueur. La bouche est ovale-allongée, un peu pointue vers le haut; le bord externe est tranchant, le bord interne s'épaissit en forme de callosité, surtout à la partie supérieure. La coupure à la base de la bouche est très petite.

Institutul Geologic al României

Cette espèce aussi présente certaines variations, dues plutôt au rapport entre la longueur et la largeur. C'est pourquoi on la retrouve en littérature sous d'autres dénominations spécifiques ou sous des noms de variétés créées par HANDMANN, LÖRENTHEY, etc. Par rapport aux autres Mélanopsides pontiennes, cette espèce est proche parente de *M. stricturata* BRUS., dans laquelle la dépression au centre des derniers 3—4 tours est très accentuée. Certains exemplaires gardent encore la trace d'une coloration jaune formée de lignes en zigzag.

Cette espèce n'est connue que dans le Pontien pannonien, où elle est assez répandue. Dans le bassin de Beiuș, on la trouve à Stracoș et à Roșia; elle est citée aussi dans le Pontien de Hălmagiu (district d'Arad), à Soceni, etc. (d. de Caraș), et à Pereceni (d. de Sălagiu).

Melanopsis stricturata BRUSINA

Pl. IX. Fig. 56—61.

Melanopsis stricturata BRUSINA, 1892. Iconographia Molluscorum fossilium, Zagreb.

Cette espèce ne diffère de la précédente que par la dépression plus accentuée des 3—4 derniers tours qui prennent de la sorte l'aspect d'une surface concave. Le dernier tour a deux carènes: l'une plus pointue à la partie inférieure, se trouvant exactement au-dessus de la suture, et l'autre plus obtuse, à la partie supérieure du tour. Sur les tours inférieurs, on ne voit que la carène inférieure.

M. stricturata n'est citée que dans certaines localités de la Dépression pannonienne. Dans le bassin de Beiuș on la rencontre assez fréquemment à Stracoș et à Cociuba de Sus.

Pleurocera kochi FUCHS

Pl. IX. Fig. 11—14.

Pleurocera kochi FUCHS, Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen: III, IV—V. *Jahrb. d. k. k. Reichsanst.* Wien, 1870.

Coquille très fine, turriculée-pointue, formée de 6 tours, d'accroissement uniforme. Le dernier tour occupe la moitié de la longueur de la coquille. La bouche est ovale et se prolonge par un court canal. Son bord externe est pourvu au milieu, d'un petit sinus ressortant. Le bord interne est fin et recouvert entièrement la columelle. Les tours ont une carène plus ou moins médiane, parfois très rapprochée de la suture inférieure et pourvue de 9—11 petits tubercules. Chez certains exemplaires, surtout au dernier tour, la carène est remplacée par 9—11 côtes pourvues de tubercules au milieu.

Jusqu'à présent, cette espèce n'est connue que du Pontien de Kúp (Hongrie).

Institutul Geologic al României

Unio atavus PARTSCH

Pl. VIII. Fig. 6—7.

Unio atavus HÖRNES, 1870. Die foss. Moll. des tert. Beckens v. Wien.

De cette espèce, je n'ai trouvé dans les lumachelles pontiennes de Stracoş, qu'un fragment de chaque valve, provenant de deux individus d'âge différent. En tennant compte du fait que dans ces lumachelles l'on trouve encore de nombreuses espèces tortoniennes et sarmatiennes roulées, charriées du continent jusqu'ici par les rivières, il faut admettre que *Unio atavus* vivait dans les eaux des rivières et à été apporté ici par elles.

La coquille est épaisse, équivalve, très inéquilatérale, triangulaire, ayant la partie antérieure arrondie ou légèrement tronquée. La charnière est forte et rectiligne, la ligne ventrale légèrement arquée. Le crochet est proéminent et contourné. La surface externe est pourvue de stries d'accroissement. Du crochet part une carène qui disparaît avant d'avoir rejoint le bord postérieur de la coquille. La dent cardinale de la valve droite est cassée, la latérale est bien développée. Dans la valve gauche, on trouve une cavité pour la dent cardinale de la valve droite et deux dents latérales longues, entre lesquelles il y a un sillon étroit et profond. L'impression musculaire antérieure est petite, profonde et accompagnée de deux petites impressions secondaires. L'antérieure est grande et superficielle.

Cette espèce se rencontre en de nombreux points de la Dépression pannonienne, mais presque toujours à l'état fragmentaire.

Limnocardium secans (FUCHS)

Pl. IX. Fig. 17—20.

Cardium secans FUCHS, Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen: III, IV—V. *Jahrb. d. k. k. Reichsanst.* Wien, 1870.

Limnocardium secans ANDRUSSOV, 1903. Studien über die Brackwassercardiden. *Mém. de l'Acad. de Petersbourg.*

Coquille à contour elliptique-allongé, un peu inéquilatérale, peu voûtée, tronquée à la partie postérieure et entr'ouverte. Le crochet est peu développé et situé un peu en avant de la région cardinale. La surface est ornée de 18—19 côtes lisses et carénées, dont les 3—4 dernières n'atteignent pas le bord palléal. Les intervalles intercostaux ont la même largeur que les côtes. Les stries d'accroissement sont très serrées et peu visibles. A l'intérieur, la coquille est luisante et possède 8—9 sillons radiaires qui se perdent dans la région du crochet. La charnière est formée d'une petite dent moyenne et de deux latérales plus grandes. Les impressions musculaires sont presque de même taille et superficielles.

Cette espèce est très fréquente dans le Pontien pannonien, où elle se trouve, soit dans les lumachelles, soit isolée dans les sables. Je l'ai trouvée dans le bassin de Beiuş, à Stracoş, à Poieni et à Hidişelul de Sus, dans les

Institutul Geologic al României

sables. Il est fort probable qu'elle est bien plus fréquente dans le Pliocène étudié, mais on n'a pas toujours pu la déterminer de façon sûre, étant donné qu'on n'en trouve souvent que de menus fragments.

Limnocardium syrmiense (R. HÖRNES)

Pl. VIII. Fig. 5.

Cardium syrmiense R. HÖRNES, 1874. Tertiär-Studien. *Jahrb. d. k. k. geol R.-A.*, Wien.

Coquille très mince, elliptique-allongée, inéquilatérale et très comprimée latéralement. Le crochet se trouve à proximité du milieu de la région cardinale. Les côtes, en nombre de 28—30, sont étroites et peu élevées. Elles sont séparées par des intervalles planes deux fois plus larges. Les stries d'accroissement sont très fines et uniformes.

Cette espèce est caractéristique du faciès néritique du Pontien et se trouve presque toujours sous forme d'empreinte. C'est pourquoi l'on ne connaît rien encore de ce qui concerne la forme de la charnière et celle des impressions musculaires.

L. syrmiense est une espèce caractéristique et très fréquente dans les marnes pontiennes des bassins pannonien et pontocaspien. Dans le bassin de Beiuş, on la rencontre assez souvent dans les marnes de Căpâlna, Lupoaia, Râpa, etc.

Congeria ornitopsis BRUSINA

Pl. VIII. Fig. 16—22.

Congeria triangularis PARTSCH, 1835. Über die Ziegenklauen. *Ann. d. Wiener Museums. d. Natg.* I. Bd.

Congeria ornitopsis BRUSINA, Iconographia Molluscorum fossilium, 1892. Zagreb.

Coquille relativement fine, équivalve, complètement inéquilatérale, à contour presque triangulaire, tronquée à sa partie antérieure et très voûtée; très comprimée en forme d'aile à la partie postérieure. En partant du crochet, très contourné, se trouve le long de la coquille, une carène pointue qui devient obtuse à proximité du bord palléal. La surface est ornée de nombreuses stries d'accroissement. Le ligament se trouve en partie dans une fossette triangulaire située sous le crochet, tandis que l'autre partie se trouve dans un sillon situé à la partie postérieure de la région cardinale. L'impression musculaire antérieure est grande et se trouve à proximité du bord palléal; la postérieure se trouve sous la fossette ligamentaire.

Comme presque toutes les autres Congéries du Pontien de la Dépression pannonienne, cette espèce aussi présente de nombreuses variations dues au genre de carène, à la forme du bord antérieur, au rapport entre la longueur et la largeur, etc. Cette espèce peut être considérée comme le premier terme d'une série polymorphe, composée de *C. ornitopsis*, *C. partschi* et *C. subglobosa*. Le passage de *C. ornitopsis* à *C. partschi* est effectué par certains

Institutul Geologic al României

exemplaires à carène moins pointue et à partie postérieure moins comprimée; on en trouve quelques-uns dans le bassin de Beiuș.

Cette espèce est assez répandue dans le Pontien de faciès pannonien; dans le bassin de Beiuș, on ne trouve la forme type qu'en un point: dans la Valea Fieghiului, à Șoimi. A cause de la fragilité de la coquille et de la perméabilité des sables dans lesquels il se trouve, c'est la région cardinale de ce fossile qui se conserve le mieux, d'habitude.

Congeria partschi CŽJŽEK

Pl. VIII. Fig. 1—4.

Congeria partschi CŽJŽEK, 1849. in HÖRNES: Die foss. Moll. d. tert. Beck. v. Wien.
Congeria partschi HÖRNES, 1870. Die fossil. Mollusken des tert. Beckens v. Wien.

Coquille épaisse, très voûtée, équivalve, très inéquilatérale, tronquée à la partie antérieure, pourvue à la partie postérieure d'une courte aile; contour de forme rhomboïdale, inéquilatéral, à bords palléaux inégaux et plus longs formant un angle aigu, tandis que les cardinaux forment un angle obtus. Le crochet est puissant et très arqué vers la partie antérieure, où, immédiatement au-dessous, les valves sont légèrement disjointes. La surface est ornée de nombreuses stries d'accroissement qui gardent encore parfois des traces de coloration brune. Du crochet part une carène pointue qui, à proximité de l'extrémité de la ligne palléale, devient obtuse. La charnière est puissante et dépourvue de dents. Le ligament se trouve en partie dans une fossette triangulaire profonde, située immédiatement sous le crochet, et en partie sous le bord postérieur de la région cardinale. L'impression musculaire antérieure est grande et se trouve dans le voisinage du bord palléal, immédiatement en arrière de la carène; la postérieure, très petite, derrière la fossette ligamentaire triangulaire.

Les limites entre lesquelles cette espèce varie, sont très grandes. Les différentes variétés peuvent être dues au contour se rapprochant plus ou moins du losange, renfermant des angles d'ouverture différente, ensuite à la forme et à la position de la carène, plus ou moins médiane, etc. Certaines variétés à contour presque quadratique et à angles droits se rapproche beaucoup de *Congeria subglobosa* PARTSCH.

Cette espèce est une des plus fréquentes dans la Dépression pannonienne et dans le bassin de Beiuș et se trouve surtout dans les lumachelles.

Congeria marcovici BRUSINA

Pl. VIII. Fig. 10—13

Congeria marcovici BRUSINA. Iconographia Molluscorum fossilium, Zagreb, 1892.

Cette espèce est proche parente de la précédente et peut être considérée comme le dernier échelon du groupe de Congéries polymorphes: *Congeria subglobosa-partschi-marcovici*. Elle diffère de *C. partschi* surtout par son con-

Institutul Geologic al României

tour rhomboïdal plus ou moins allongé, et à angles arrondis. La coquille est très inéquilatérale et la carène obtuse. L'aile postérieure est très réduite ou même inexistente. Cette espèce est assez répandue dans la Dépression pannonienne; dans le bassin de Beiuș, j'en ai trouvé quelques exemplaires à Stracoș.

Congeria czjžeki M. HÖRNES

Pl. VIII. Fig. 14—15.

Congeria czjžeki M. HÖRNES, 1870. Die foss. Mollusk. des tert. Beckens von Wien.

Coquille assez épaisse, ovoïde, équivalve, inéquilatérale, un peu pointue à la partie supérieure, arrondie à la partie inférieure; très voûtée et pourvue d'une carène obtuse qui, partant du crochet très peu développé, se dirige directement vers le bas. La surface est couverte de nombreuses stries d'accroissement concentriques, bien plus développées à la partie antérieure. L'impression ligamentaire consiste en une grande cavité triangulaire profonde, entourée d'un étroit bourrelet.

Par rapport aux autres espèces de Congéries du Pontien de la Dépression pannonienne, reliées entre elles par de nombreuses transitions, *C. czjžeki* représente une espèce isolée et moins variable.

Cette espèce est assez rare dans la Dépression pannonienne; dans le bassin de Beiuș je ne l'ai rencontrée que dans les marnes de la partie supérieure du Pontien, dans la région des villages de Hidișelul de Sus et de Hidișelul de Jos.

VI. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Au début du Tortonien, les eaux de la Méditerranée, venant de la Dépression pannonienne, pénètrent dans un petit bassin d'effondrement qui venait de se former entre les Monts de Pădurea Craiului et les Monts du Codru. Ces eaux sédimentent les roches caractéristiques de cet étage, roches que nous retrouvons dans toute la Dépression pannonienne: dans la région du littoral, des roches détritiques torrentielles et des roches organogènes (calcaires de Leitha) à faune très riche en Mollusques, Echinodermes et Coraux et, dans la région néritique, des argiles à *Corbula* et *Pleurotoma*. Ce bassin ayant peu d'étendue et peu de profondeur, c'est le faciès littoral qui prédomine.

Contrairement à la régle qui veut que, dans la Dépression pannonienne, le Sarmatien se présente dès le début en régression, dans le bassin de Beiuș, cet étage commence par envahir de nouvelles surfaces et dépasse les limites du Tortonien, surtout au S et à l'E. Comme dans le Tortonien on peut distinguer dans le Sarmatien deux faciès: un faciès littoral calcaire et un faciès néritique d'origine détritique.

L'analyse des faunes sarmatiennes démontre que, dans le bassin étudié,

Institutul Geologic al României

seul l'horizon inférieur du Sarmatien, le Volhynien, est représenté. Cet horizon est recouvert par des conglomérats dans la région de l'ancien littoral et par des grès vers l'intérieur, ce que nous attribuons à la phase d'évacuation du bassin pendant le Sarmatien moyen.

Pendant le Sarmatien supérieur et le Méotien, le bassin de Beiuș s'étant asséché, les cours d'eau créaient un relief très varié qui a atteint en plusieurs endroits le soubassement. La Dépression pannonienne avait cessé de communiquer avec les dépressions situées à l'extérieur des Carpates.

La transgression du Pliocène a eu lieu pendant le Pontien, lorsque la communication se fut rétablie entre la Dépression pannonienne et celles qui étaient situées au-delà des Carpates. Les dépôts pontiens ensevelissent complètement le relief à peine formé; ils avancent fortement vers le S et le SE, entre les Monts du Bihor, du Codru et de Moma et s'élèvent à des hauteurs qui n'avaient été atteintes par aucun des dépôts des étages précédents.

Comme ces derniers, le Pontien aussi est représenté par deux faciès: un faciès néritique de marnes fines, généralement pauvre en fossiles et un faciès littoral représenté par des faluns. J'ai pu y déterminer une faune riche en Mollusques, surtout dans les régions où les anciennes rivières se versaient dans la Mer pannonienne. Pendant le Pontien, c'était une mer intérieure dont les fonds étaient, dans leur majeure partie, impropres à la vie, comme la Mer Noire de nos jours.

Après la sédimentation du Pontien, la communication entre les dépressions des deux côtés des Carpates s'interrompt de nouveau. Le bassin de Beiuș se remplit pour la seconde fois de dépôts torrentiels — du gravier dans la région de l'ancien littoral, des sables dans l'intérieur du bassin — auxquels nous attribuons l'âge pliocène supérieur. Les faunes caractéristiques du Dacien et du Levantin de la Dépression pontocaspienne y font défaut.

Le Pléistocène est représenté surtout par des argiles bigarrées qui contiennent de nombreuses concrétions ferrugineuses (Bohnerz). Le lœss fait complètement défaut.

En dehors des quelques mouvements épirogéniques, le bassin de Beiuș n'a subi aucun autre mouvement pendant toute l'époque du Néogène. C'est pourquoi ses dépôts moulent le cadre du bassin et ne plongent que de 5° à 15° vers l'intérieur.

Le bassin néogène de Beiuș consiste en deux bassins d'effondrement d'âge différent dus aux étapes successives de formation de ce bassin. Dans la région NW il y a un petit bassin rempli de dépôts miocènes et pliocènes et dans la région du S il y a un second bassin, de plus grande dimension, qui ne contient que des dépôts pliocènes. Entre ces deux bassins, le soubassement permo-mésozoïque, étant assez proche de la surface, affleure sous forme de nombreux îlots, grands ou petits, qui donnent naissance à plusieurs portions de cours d'eau épigéniques.

Institutul Geologic al României

Ces deux bassins ont un aspect différent du point de vue morphologique aussi; tandis que le relief du premier est dispersé, le second est dominé par la vallée asymétrique du Criș Negru.

Les lignes de failles, qui séparent les dépôts néogènes du bassin de Beiuș des dépôts permo-mésozoïques des monts qui l'entourent, se manifestent aujourd'hui encore par de nombreuses sources thermales.

Reçu: Octobre 1933.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

ANDRUSSOW N. Die südrussischen Neogenablagerungen. (2-ter Teil). Petersburg, 1899.

— Mäotische Stufe. *Verhandl. d. kais. russ. mineral. Gesellsch. Petersburg*, 1906, Bd. XLIII.

ANTIPA GR. La vie dans la Mer Noire. *Annales de l'Institut Océanographique*, Tome XIII, Fasc. II, Paris 1933.

BETLEN G. A bihar-szilágyi Rézhegység északi peremének földtani és öslénytani viszonyai. « *Földtani Szemle* », Budapest 1933.

BEUDANT F. S. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818, Paris 1822.

BRUSINA SP. Iconographia Molluscorum fossilium in tellure tertiare... Zagreb, 1902.

FICHEUX R. Les niveaux de base pannoniques dans le massif du Bihor. *Bull. de l'Assoc. de Géographes français*, No. 23-24, Paris 1928.

— Terasses et niveaux d'érosion dans les vallées des Munţii Apuseni. *Comptes-Rendus des Séances*. Vol. XX, Bucarest 1933.

FISCH W. Beiträge zur Geologie des Bihargebirges. *Jahrb. d. phil. Fakultät d. Univ. Bern*, 1924.

FUCHS TH. Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen: III. Die Fauna der Congerienschichten von Radmanest; IV-V. Die Fauna der Congerienschichten von Tihany und Kúp in Ungarn. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, Bd. XX, Wien 1870.

— Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen: VI. Neue Conchilienarten aus den Congerienschichten und aus Ablagerungen der sarmatischen Stufe. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, Bd. XXIII, Wien 1873.

— Über den sogenannten « Chaotischen Polymorphismus » und einige Melanopsis Arten. *Verh. d. k. k. zool.-bot. Gesellsch. in Wien*, Bd. XXII, 1872.

— Über die Formenreihe *Melanopsis impressa-martiniana-vindobonensis*. *Verh. d. k. k. geol. Reichsanst.* Jahrg. 1876, Wien.

FONTANES F. Les Mollusques Pliocènes de la vallée du Rhône et du Roussillon. Paris 1879—1882.

GILLET S. Essai de classification du Miocène sup. et du Pliocène inf. de Roumanie: I. La Transylvanie et le Banat. *C. R. As. sc.*, t. 195, No. 12, p. 1402, Paris 1932.

— Essai de classification du Miocène sup. et du Pliocène dans l'Europe centrale et orientale. *Bull. de la Soc. géol. de France*, 5-e série, t. III, Paris 1933.

HALAVÁTS G. Die Fauna der pontischen Stufe in der Umgebung des Balatonsees, *Resultate der wissensch. Erforschung des Balatonsees*, Bd. IV, Wien 1911.

— Die Szocsán-Tirnavoer Neogen-Bucht im Komitate Krassó-Szörény. *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1892*. Budapest 1894.

— Die westliche Umgebung von Karansebes. *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1894*. Budapest 1897.

HANDMANN R. Die fossile Conchylienfauna von Leobersdorf im Tertiärbecken von Wien. Münster, 1887.

Institutul Geologic al României

HAUER FR. Über die Beschaffenheit des Köröstales im öst. Teile des Biharer Komitates in Ungarn. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, III. Jahrg. Wien 1852.

HÖRNES M. PARTSCH. Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst.* Bd. III-IV, Wien, 1856, 1870.

HÖRNES R. Die vorpontische Erosion. *Sitzungsb. d. k. Akad. d. Wiss.* Abt. I. Bd. CIX, Wien 1900.

— Die sarmatischen Fossilien aus dem Ödenburger Komitat. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.* Bd. XLIII, Wien 1897.

JANOSCHEK R. Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. *Mitteil. d. geol. Gesellsch. in Wien*, Bd. XXIV (1931), Wien 1933.

KADIČ O. Die geologischen Verhältnisse im Fekete-Köröstale zwischen Vaskóh und Belényes. *Jahresbericht d. k. ung. Reichsanst.* Budapest 1905.

KAUTSKY FR. Die borreale und mediterrane Provinz des europäischen Miozäns und ihre Beziehungen... *Mittl. d. geol. Gesellsch. in Wien*, Bd. XVIII, Wien 1928.

— Die biostratigraphische Bedeutung der Pecteniden des niederösterreichischen Miozäns. *Annalen d. Naturhist. Museums in Wien*, Bd. XLII, Wien 1928.

KREJCI-GRAF K. Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. *Geologische Rundschau*, Bd. XXIII, Heft 6, Berlin 1932.

LAMBERT J. Description des Echinidés fossiles de la province de Barcelone. *Mem. de la Soc. géol. et pal.*, No. 24, Paris 1907.

— Description des Echinidés fossiles des terrains miocéniques de la Sardaigne. *Mém. de la Soc. pal. Suisse.* Vol. XXXIV, XXXV. 1907—1908.

LÓCZY L. Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. *Resultate der wiss. Erforschung des Balatonsees*, Wien 1916.

LÖRENTHEY I. Beiträge zur Kenntnis der unterpontischen Bildungen des Szilágyer Komitates und Siebenbürgens. *Értesitö*, Cluj, 1893.

— Die pannonische Fauna von Budapest. *Palaeontographica*, Bd. XLVIII, Stuttgart, 1902.

— Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. *Resultate der wiss. Erforschung d. Balatonsees*, Wien 1911.

— Ein klassischer Fundort der die sarmatischen und pannonischen Bildungen überbrückenden Schichten in Ungarn. *Földtani Közlöny*, Budapest 1913.

— Über die pannonischen und levantinischen Schichten von Budapest und deren Fauna. *Math. und Naturw. Berichte aus Ungarn*, Bd. XXIV, 1906, Leipzig.

MARTONNE EM. Résultats scientifiques des excursions géographiques de l'Institut de Géographie de Cluj en 1921. *Lucrările Instit. de Geografie al Universităţii Cluj.* Vol. I, Bucureşti 1924.

PAUCĂ M.-ILIE M. Le Tortonien sur le bord E. et W. des Munţii Apuseni. *Comptes-Rendus des Séances.* Vol. XX. Bucarest 1933.

PAUCĂ M.-PAUCĂ A. Studii asupra lacului Peţea. *Notationes Biologicae.* Vol. I, Nr. 1, Bucureşti 1933.

PAUCĂ M. Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannonischen Senke. *Bull. de la Société roumaine de Géologie.* Vol. II, Bucarest 1935.

PETHÖ J. Zur Charakteristik der Hauptmasse des Codrugebirges. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Reichsanstalt für 1891*, Budapest 1893.

— Die geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Vaskóh. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. für 1892.* Budapest 1894.

— Der Nordabfall des Kodru-Gebirges und das Tal der Schwarzen Körös von Belényes bis Urszád im Komitate Bihár. *Jahresb. für* 1896, Budapest 1898.

Institutul Geologic al României

PETHÖ J. Geologische Beiträge über die Umgebungen von Fenes, Solyom u. Urszad. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Reichs. für 1898*, Budapest 1900).

PREDA D. Les gisements de diatomite du bassin pliocène de Brașov—Baraolt. *Comptes-Rendus des Séances*. Vol. XX, Bucarest 1932.

SAWICKI L. Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens. *Bull. d. l'Acad. de Sc. de Cracovvie*, 1912.

SCHAFARZIK FR. Über den diluvialen bohnerzführenden Ton von Szaparyfalva. *Földtani Közlöny*, Budapest 1902.

SCHRÉTER Z. Bericht über die geologischen Untersuchungen auf dem Gebiete der Krassoszörényer Neogenbuchten. *Jahresb. d. kgl. ung. Reichsanst. für 1909*, Budapest 1912.

— Die stratigraphische Lage der sarmatischen Schichten in Ungarn. *Koch Gedenkbuch*, Budapest 1912.

SZONTAGH TH. Geologische Studien in der Umgebung von Grosswardein. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Reichs. für 1889*, Budapest 1891.

— Geologische Studien im NW-Teile des Biharer Királyerdö-Gebirges. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Reichs für 1892*, Budapest 1894.

— Geologische Studien in den Vorbergen des Biharer « Királyerdö in der Umgebung von Dobrest-Szombatság und Hollód. *Jahresb. 1893*, Budapest 1893.

— Geologische Studien in den südlichen Vorbergen des Biharer Kiralyerdö. *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. Reichsanstalt für 1894*, Budapest 1896.

— Geologische Studien im Gebiete der Gemeinden Hollód, Dekanyesd, Rózsafalva und Tenke des Komitates Bihar. *Jahresb. für 1895*, Budapest 1898.

— Die geol. Verhältnisse des Hügelgebietes zwischen den Gemeinden Tenke und Sályi im Komitate Bihar. *Jahresbericht für 1896*, Budapest 1898.

— Die geol. Verhältnisse der Gemeinden Miklo-Lazur, Nyarló, Almamezö, Harangmezö und Magyar Gyepes. *Jahresb. für 1897*, Budapest 1899.

— Über die geol. Verhältnisse der Gemarkungen von Rossia, Lazur, Szohodol und Kebesd. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Reichsanstalt für 1905*, Budapest 1907.

— Über die geol. Verhältnisse des zwischen den Gemeinden Bokorvany, Vercsorog, Hollószeg und Felsötopa gelegenen Berglandes im Komitate Bihar. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Reichsanstalt für 1913*, Budapest 1914.

— Die Umgebung von Biharrossa. *Jahresb. für 1914*, Budapest 1915.

— Geologische Aufnahmen zwischen Biharrossa, Dobresd und Vercsorog. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Reichsanstalt für 1915*, Budapest 1917.

TREITZ P. Das Bohnerz. *Földtani Közlöny*, Bd. XXXV, Budapest 1905.

VADÁSZ E. Die Mediterranen Echinodermen Ungarns. *Geologica Hungarica*. Tom. I, fasc. 2, Budapest 1915.

WACHNER H. Terrassenkarte Siebenbürgens. 1 : 200.000 *(Manuscris)*.

WENZ W. Gastropoda extramarina tertiaria, IX. *Fossilium Catalogus*, pars 40, Berlin 1929.

WOLF H. Bericht über die geologische Aufnahme im Köröstale in Ungarn im Jahre 1860. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.* XII, Wien 1862.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

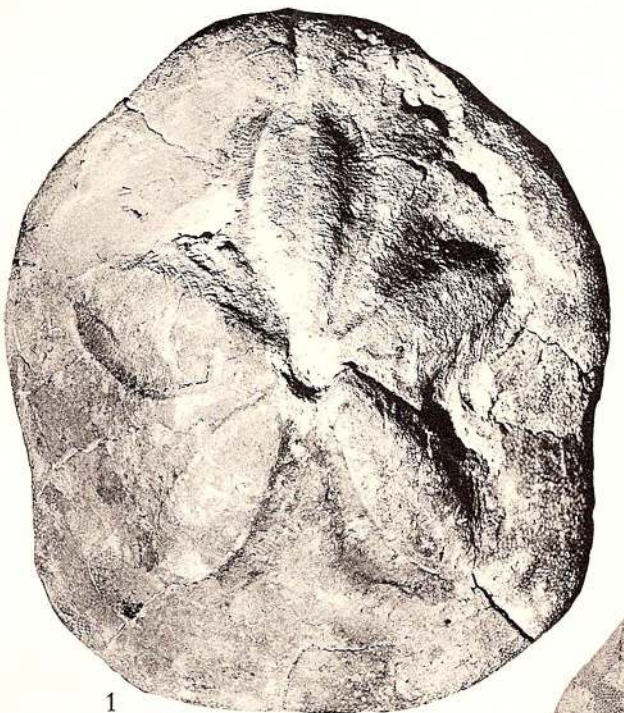
PLANCHE I

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Fig. 1 et 2. *Clypeaster partschi* MICHELIN, Tortonien de Taşad. Longueur 142 mm.
Fig. 3 et 4. *Venus multilamella* LAMARK, Tortonien de Taşad. Hauteur 32 mm.
Fig. 5 et 6. *Schizaster eurynotus* AGG., Tortonien de Taşad. Longueur 63 mm.
Fig. 7. *Echinolampas barcinensis* LAMBERT, Tortonien de Taşad. Longueur 120 mm.

Institutul Geologic al României



1



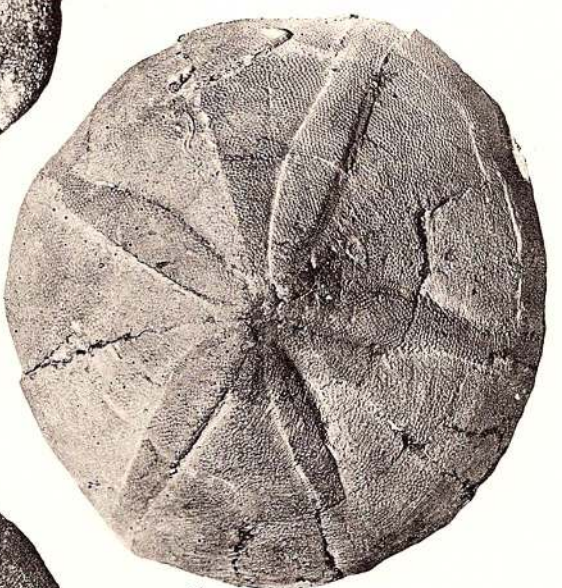
5



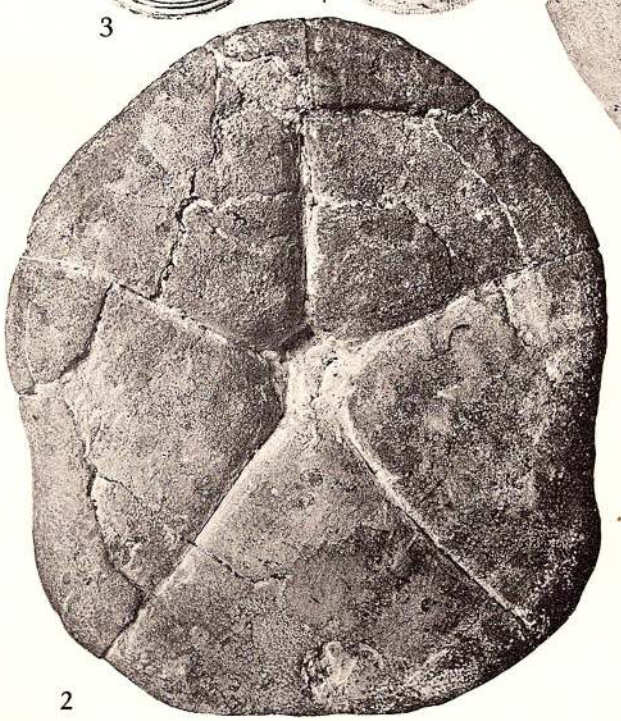
3



4



7



2



6

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

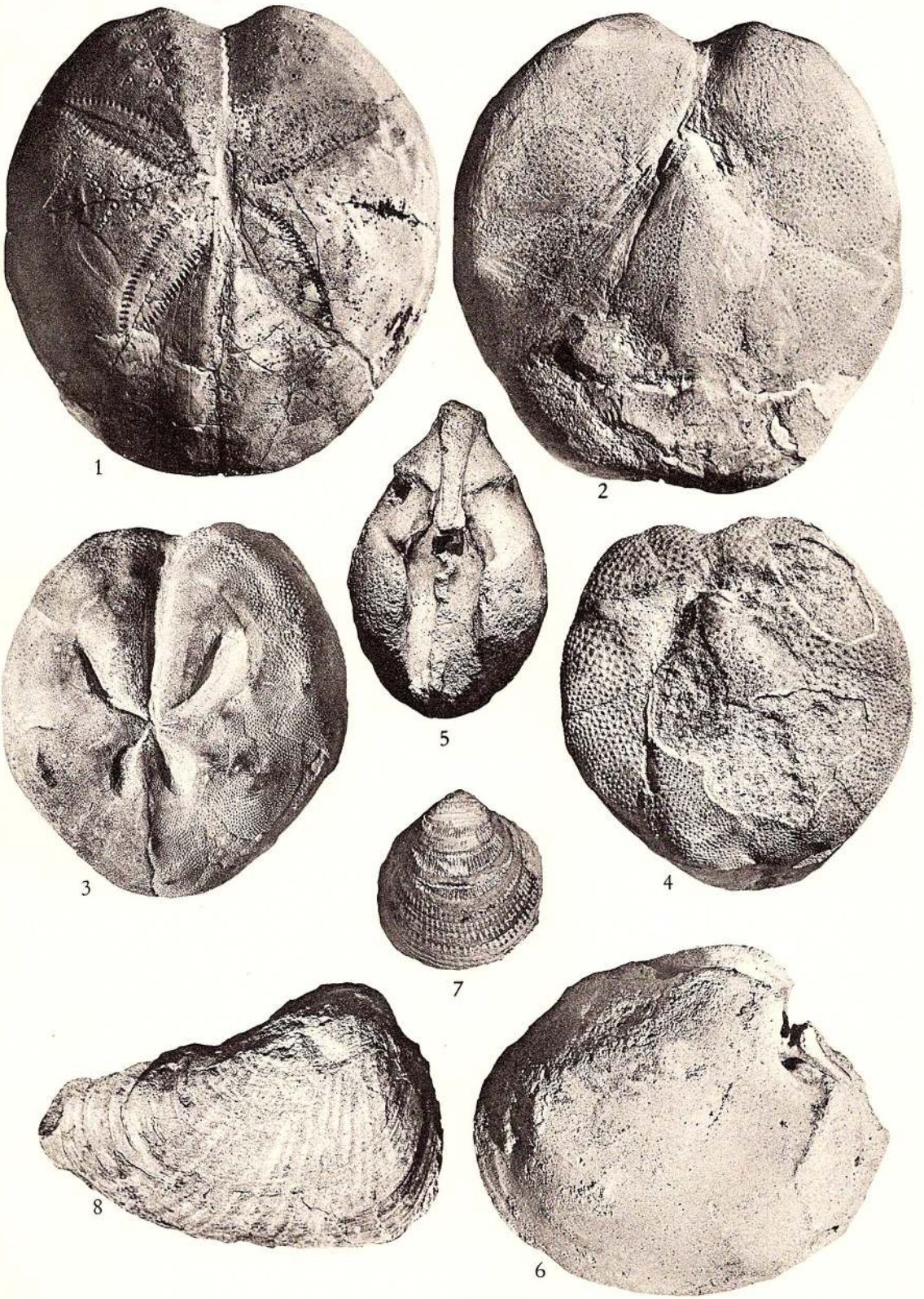
PLANCHE II

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Fig. 1 et 2. *Spatangus austriacus* LAUBE, Tortonien de Taşad. Longueur 87 mm.
Fig. 3 et 4. *Schizaster calceolus* LAMBERT, Tortonien de Taşad. Longueur 59 mm.
Fig. 5 et 6. *Venus umbonaria* LAMARK, Tortonien de Taşad. Longueur 100 mm.
Fig. 7. *Pectunculus pilosus* L., Tortonien de Taşad. Hauteur 44 mm.
Fig. 8. *Pholadomya alpina* MATHERON, Tortonien de Taşad. Longueur 95 mm.

Institutul Geologic al României



Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Fig. 1 et 2. *Ostrea gingensis* SCHLOTH., var. *sarmatica* FUCHS, Sarmatien inférieur de Căbeşti. Longueur 45 mm.

Fig. 3. *Amusium cristatum* BRONN var. *badensis* FONTANNES. Tortonien de Taşad. Hauteur 49 mm.

Fig. 4 et 5. *Glycymeris menardi* (DESHAYES), Tortonien de Taşad. Longueur 130 mm.

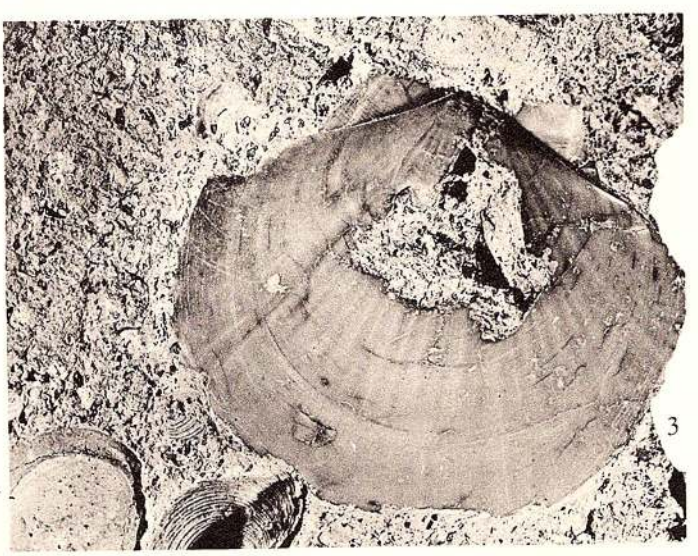
Institutul Geologic al României



1



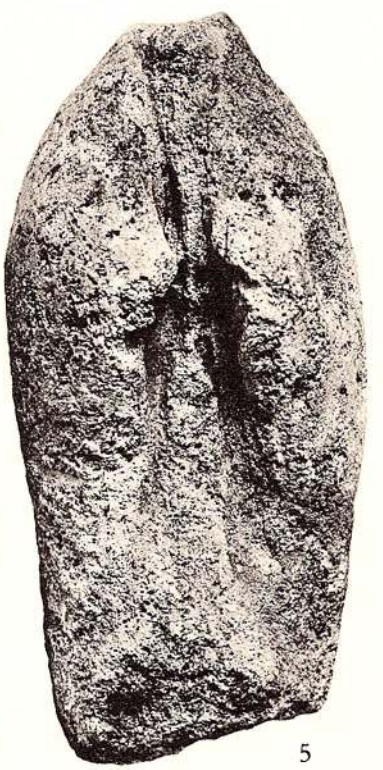
2



3



4



5

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE IV

Institutul Geologic al României

PLANCHE IV

Fig. 1. *Chlamys elegans* (ANDRZ.) var. *obliqua* n. var., Tortonien de Taşad. Longueur 54 mm.

Fig. 2. *Chlamys elegans* (ANDRZ.), Tortonien de Taşad. Longueur 25 mm.

Fig. 3. *Chlamys multistriata* POLI var. *tauroperstriata* SACCO, Tortonien de Taşad. Longueur 45 mm.

Fig. 4. *Pecten latissimus* BROCC. var. *austriacus* KAUTSKI, Tortonien de Taşad. Hauteur 126 mm.

Fig. 5. *Chlamys elegans* (ANDRZ.) var. *obliqua* n. var., Tortonien de Taşad. Hauteur 45 mm.

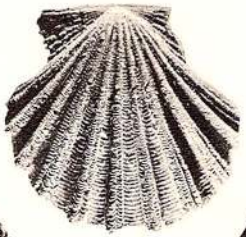
Fig. 6. *Pecten leythajanus* PARTSCH, Tortonien de Taşad. Hauteur 34 mm.

Fig. 7. *Chlamys elegans* (ANDRZ.), Tortonien de Taşad. Hauteur 32 mm.

Institutul Geologic al României



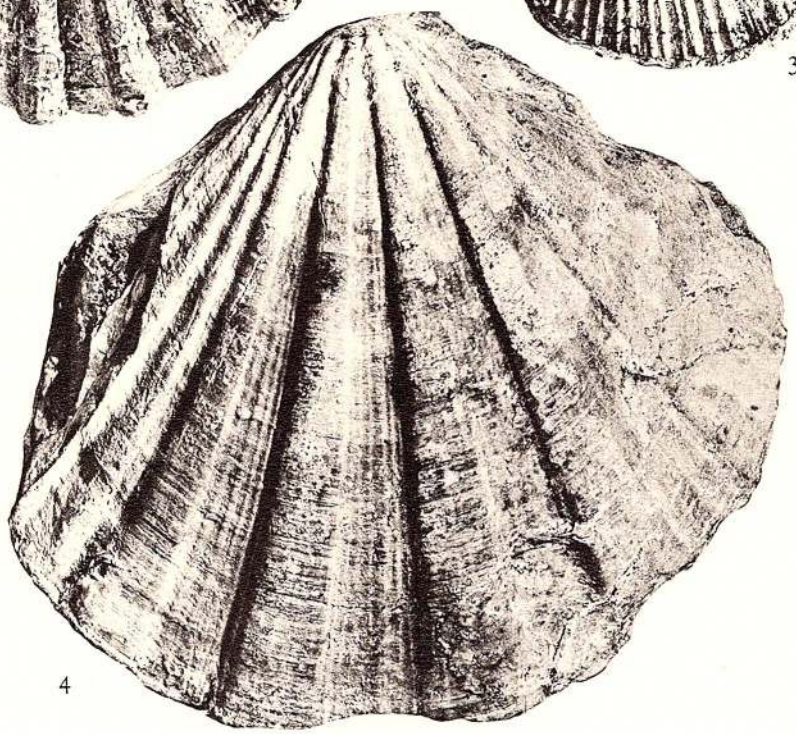
1



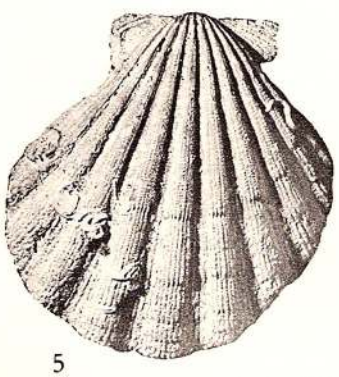
2



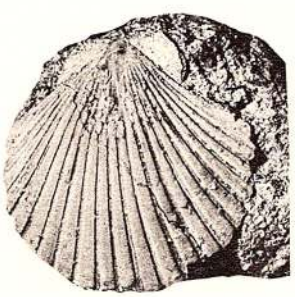
3



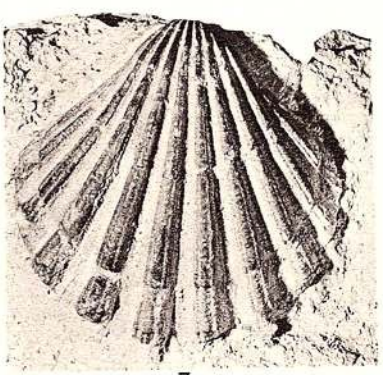
4



5



6



7

Institutul Geologic al României

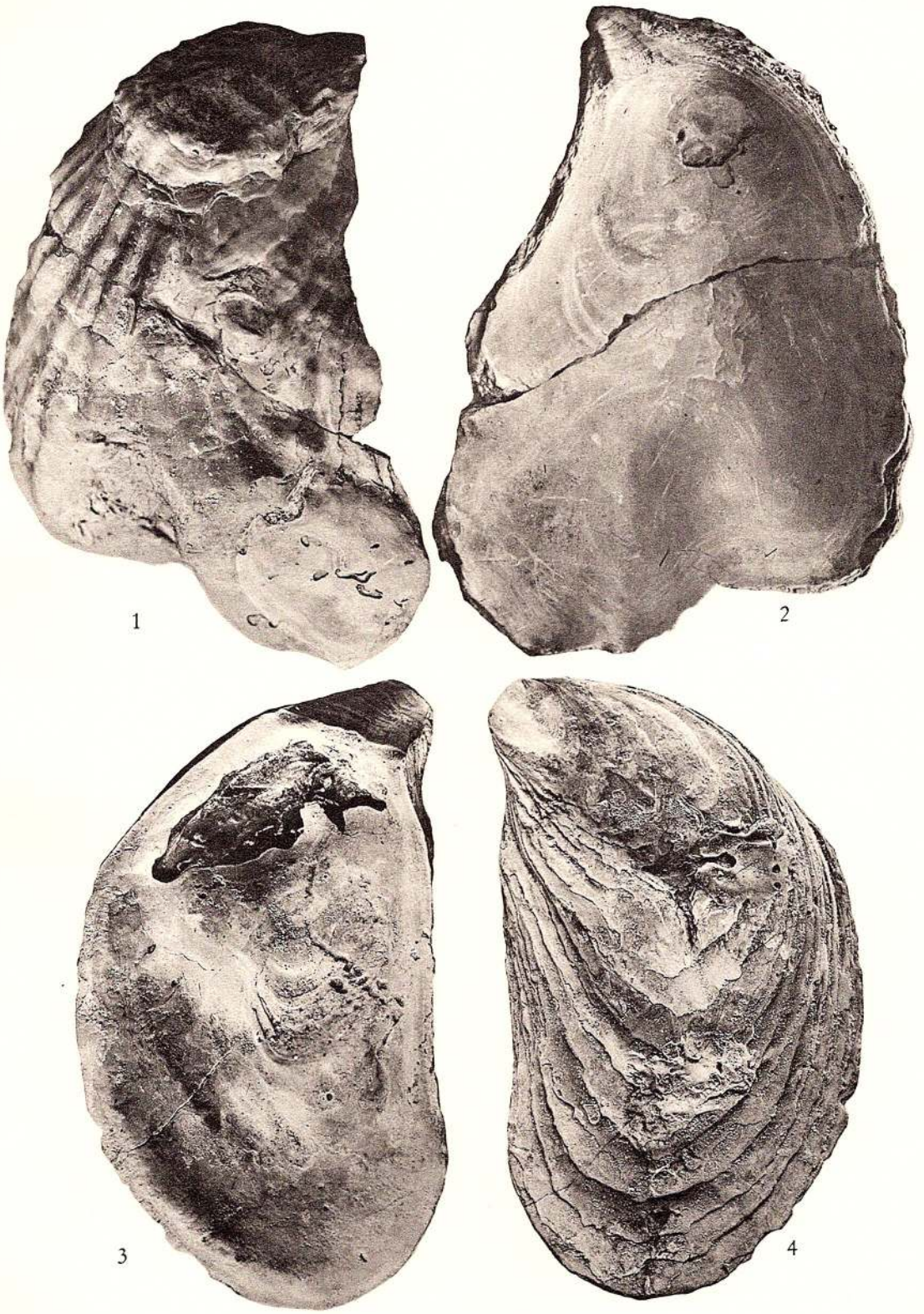
PLANCHE V

Institutul Geologic al României

PLANCHE V

Fig. 1, 2, 3 et 4. *Ostrea digitalina* DUBOIS, Tortonien de Taşad. Fig. 1 et 2, hauteur 96 mm; Fig. 3 et 4, hauteur 92 mm.

Institutul Geologic al României



Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE VI

Institutul Geologic al României

PLANCHE VI

Fig. 1, 2, 3 et 4. *Ostrea cochlear* POLI var. ***navicularis*** BROCCHI, Tortonien de Taşad.
Fig. 1 et 2, hauteur 70 mm; Fig. 3 et 4, hauteur 77 mm.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE VII

Institutul Geologic al României

PLANCHE VII

Fig. 1, 2, 3 et 4. *Gryphaea crassissima* (LAMARK), Tortonien de Forosâg. Fig. 1 et 2, hauteur 165 mm; Fig. 3 et 4, hauteur 136 mm.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANCHE VIII

Institutul Geologic al României

PLANCHE VIII

Fig. 1—4. *Congeria partschi* CŽJŽEK, Pontien de Stracoș. Fig. 1 et 2, hauteur 41 mm; Fig. 3 et 4, hauteur 44 mm.

Fig. 5. *Limnocardium syrmiense* (R. HOERNES), Pontien de Pietrani. Longueur 24 mm.

Fig. 6—9. *Unio atavus* PARTSCH, Pontien de Stracoș. Fig. 6 et 7, hauteur 29 mm; Fig. 8 et 9 hauteur 38 mm.

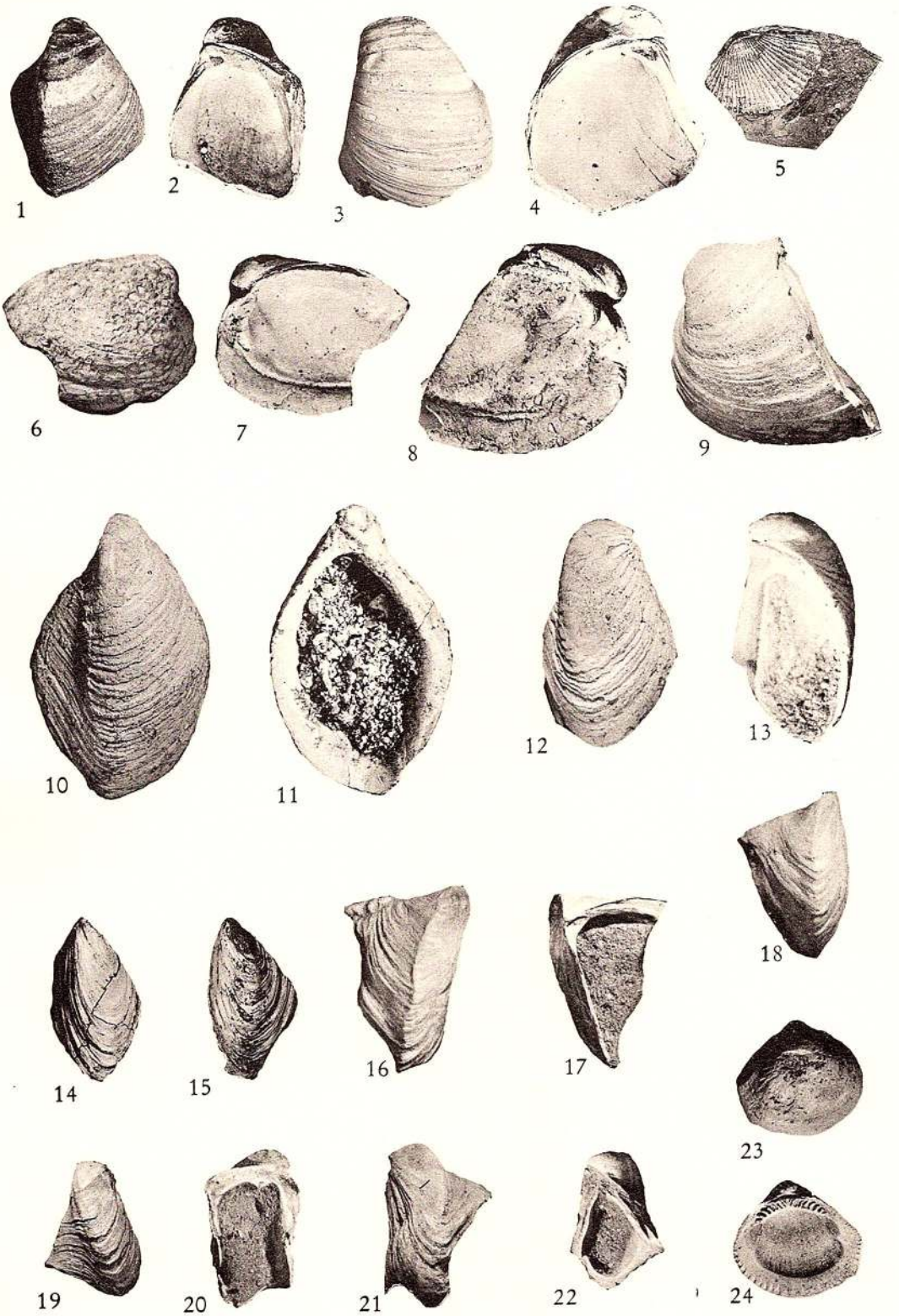
Fig. 10—13. *Congeria marcovici* BRUSINA, Pontien de Stracoș. Fig. 10 et 11, hauteur 58 mm; Fig. 12 et 13, hauteur 43 mm.

Fig. 14 et 15. *Congeria czjžeki* (M. HOERNES), Pontien de Hidișelul de Sus. Hauteur 32 mm.

Fig. 16—22. *Congeria ornithopsis* BRUSINA, Pontien de Șoimi. Fig. 16 et 17, hauteur 36 mm; Fig. 18, hauteur 32 mm; Fig. 19 et 22, hauteur 21 mm; Fig. 20 et 21, hauteur 26 mm.

Fig. 23 et 24. *Pectunculus obtusatus* PARTSCH, Tortonien de Tașad. Longueur 19 mm.

Institutul Geologic al României



Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE IX

Institutul Geologic al României

PLANCHE IX

Fig. 1 et 2. *Murex sublavatus* BASTEROT, Sarmatien inférieur de Bucuroaia. Hauteur 15 mm.

Fig. 3 et 4. *Pleurotoma doderleini* M. HÖRNES, Sarmatien inférieur de Bucuroaia. Hauteur 22 mm.

Fig. 5—8. *Ervilia pusilla* PHIL., Sarmatien inférieur de Bucuroaia, × 2.

Fig. 9 et 10. *Ervilia podolica* EICHWALD, Sarmatien inférieur de Bucuroaia, × 2.

Fig. 11—14. *Pleurocera kochi* FUCHS, Pontien de Stracoș, × 2.

Fig. 15 et 16. *Melanopsis austriaca* HANDMANN, Pontien de Stracoș. Hauteur 16 mm.

Fig. 17—20. *Limnocardium secans* (FUCHS), Pontien de Stracoș. Longueur 32 mm.

Fig. 21—24. *Melanopsis scripta* FUCHS, Pontien de Stracoș, × 2.

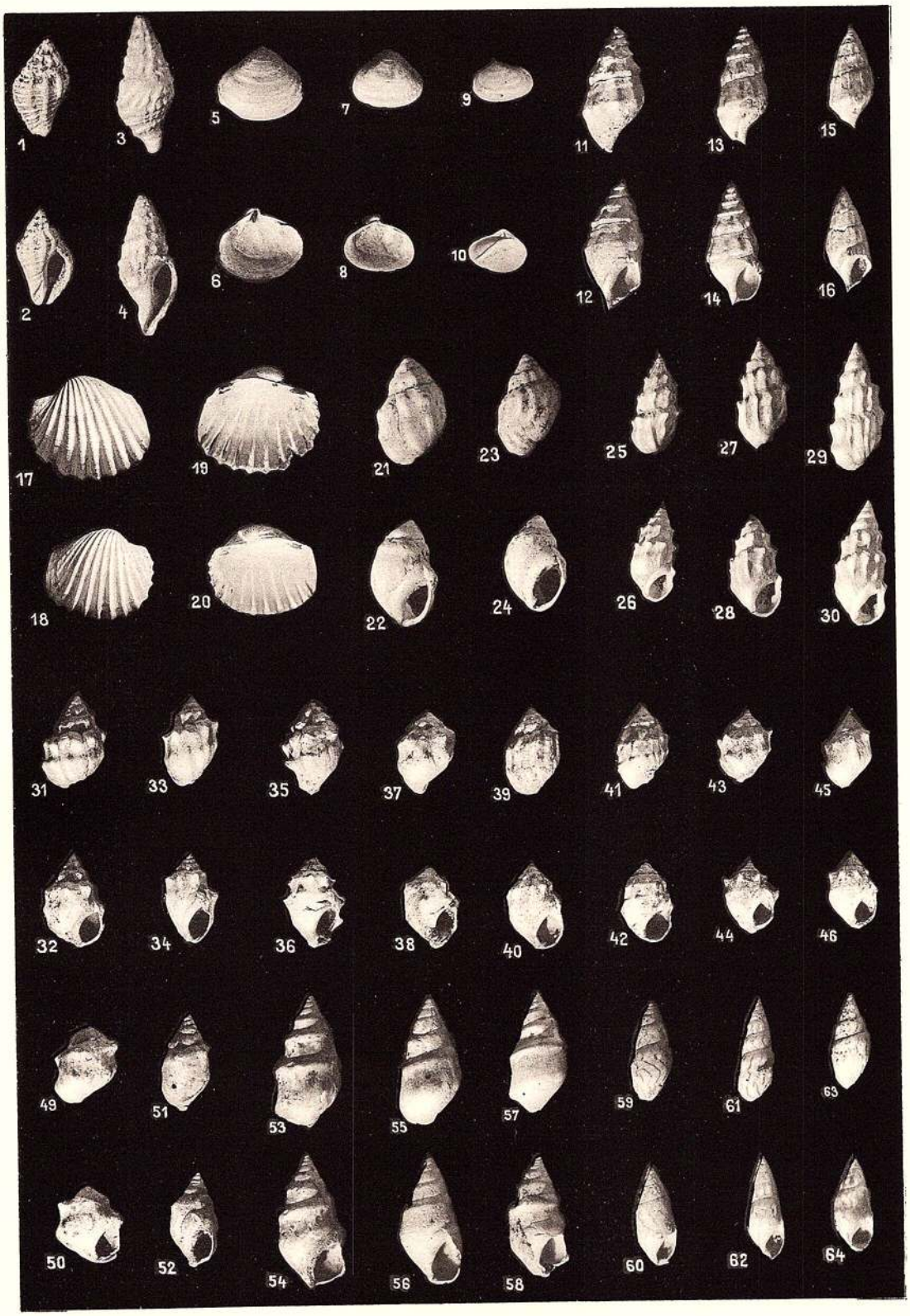
Fig. 25—30. *Melanopsis sturi* FUCHS, Pontien de Șoimi, × 2.

Fig. 31—50. *Melanopsis bouéi bouéi* FÉRUSSAC, Pontien de Stracoș, × 2.

Fig. 51—56. *Melanopsis stricturata* BRUSINA, Pontien de Stracoș, × 2.

Fig. 57—61. *Melanopsis pygmaea* M. HÖRNES, Pontien de Stracoș, × 2.

Institutul Geologic al României



Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE X

Institutul Geologic al României

PLANCHE X

Fig. 1—8. *Melanopsis fossilis* (GMELIN), Pontien de Stracoş. Fig. 1 et 2, hauteur 21 mm; Fig. 3, 4, 7 et 8, hauteur 29 mm; Fig. 5 et 6, hauteur 36 mm.

Fig. 9—14. *Melanopsis clava clava* SANDBERGER, Tortonien de Taşad. Fig. 9 et 10, hauteur 23 mm; Fig. 11 et 12, hauteur 22 mm; Fig. 13 et 14 hauteur 33 mm.

Fig. 15 et 16. *Melanopsis impressa* KRAUSS var. *carinatissima* SACCO, Pontien de Şoimi. Hauteur 34 mm.

Fig. 17 et 18. *Melanopsis impressa* KRAUSS var. *monregalensis* SACCO, Pontien de Stracoş. Hauteur 28 mm.

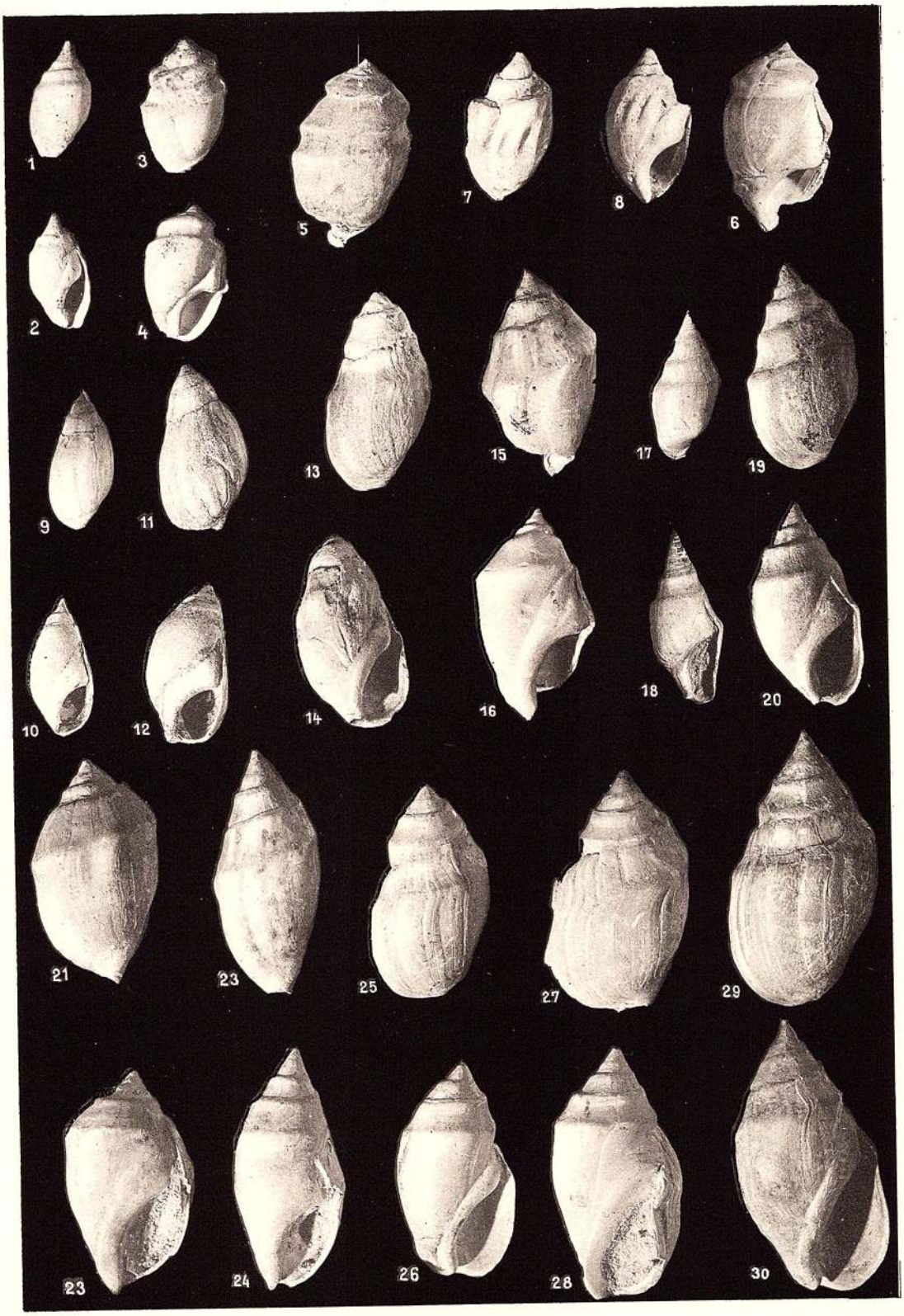
Fig. 19 et 20. *Melanopsis impressa impressa* KRAUSS, Pontien de Şoimi. Hauteur 33 mm.

Fig. 21 et 22. *Melanopsis impresa* KRAUSS var. *carinatissima* SACCO, Pontien de Şoimi. Hauteur 36 mm.

Fig. 23 et 24. *Melanopsis impresa* KRAUSS var. *monregalensis* SACCO, Pontien de Stracoş. Hauteur 40 mm.

Fig. 25—30. *Melanopsis impresa impressa* KRAUSS, Pontien de Şoimi. Fig. 25 et 26, hauteur 33 mm; Fig. 27 et 28, hauteur 38 mm; Fig. 29 et 30, hauteur 42 mm.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANCHE XI

Institutul Geologic al României

PLANCHE XI

Fig. 1—6. *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, Pontien de Stracoş. Fig. 1—4, hauteur 32 mm; Fig. 5 et 6, hauteur 35 mm.

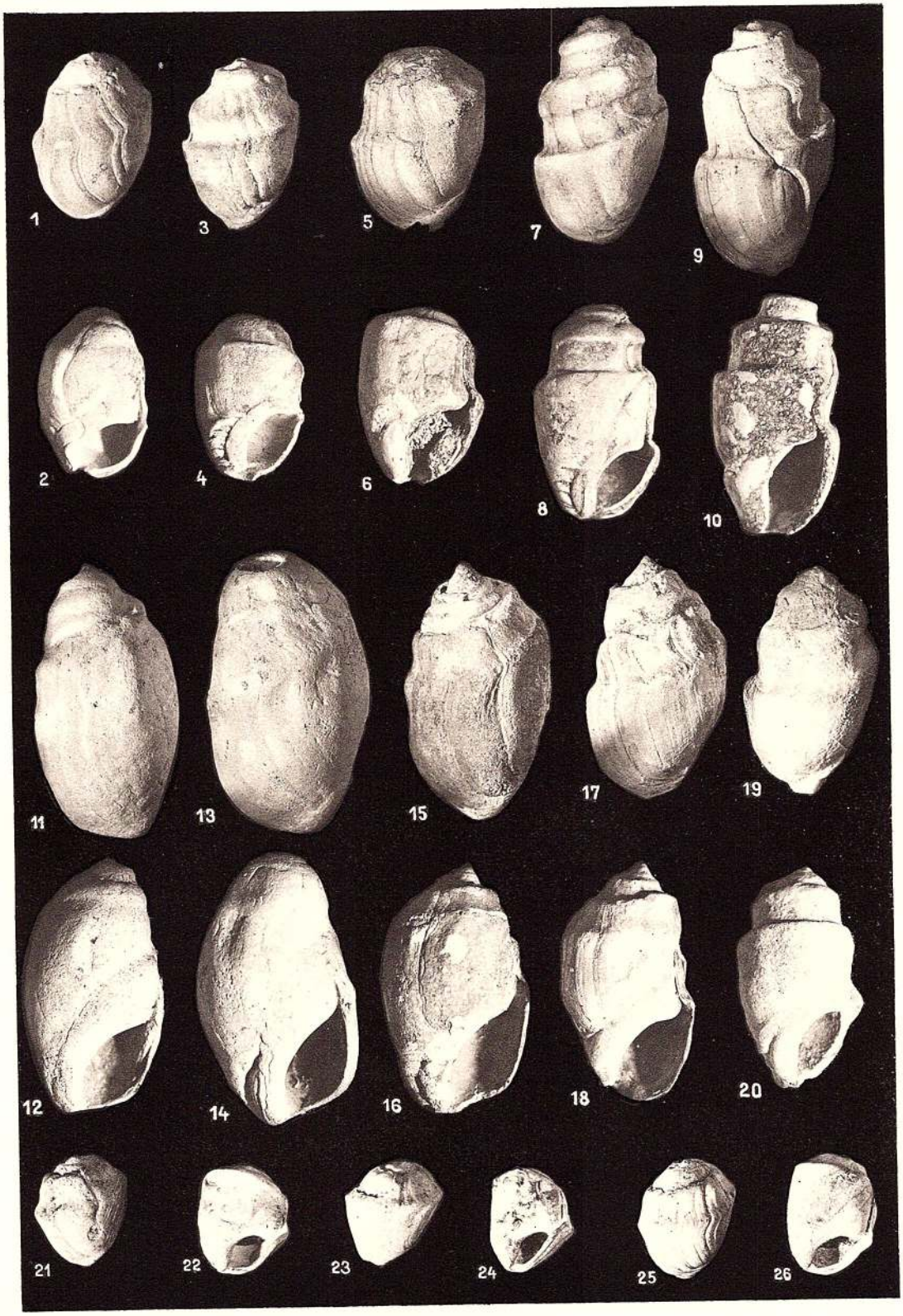
Fig. 7—10. *Melanopsis fossilis* (GMELIN), Pontien de Stracoş. Hauteur 42 mm.

Fig. 11—14. *Melanopsis fossilis* (GMELIN), Pontien de Stracoş. Hauteur 53 mm; exemplaires roulées.

Fig. 15—20. *Melanopsis fossilis* (GMELIN), Pontien de Stracoş. Fig. 15 et 16, hauteur 48 mm; Fig. 17 et 18, hauteur 45 mm; Fig. 19 et 20, hauteur 42 mm.

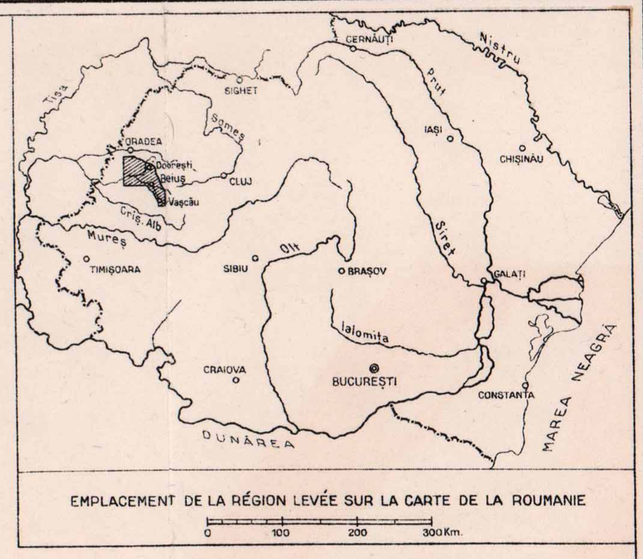
Fig. 21—26. *Melanopsis vindobonensis* (FUCHS), Pontien de Stracoş. Fig. 21 et 22, 25 et 26, hauteur 18 mm; Fig. 23 et 24, hauteur 16 mm.

Institutul Geologic al României



Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României



EMPLACEMENT DE LA RÉGION LEVÉE SUR LA CARTE DE LA ROUMANIE

0 100 200 300 Km.

MIRCEA PAUCĂ

CARTE GÉOLOGIQUE
BASSIN NÉOGÈNE DE BEIUȘ

ÉCHELLE

0 2 4 6 8 10 Km

LÉGENDE

QUATERNAIRE

- Alluvions
- Terrasses inférieures
- Terrasses moyennes
- Terrasses supérieures
- Pléistocène supér. (argile à Bohnerz)

PLIOCÈNE

- Pliocène supérieur
- Pontien

MIOCÈNE

- Sarmatien moyen
- Sarmatien infér.
- Tortonien

CRÉTACÉ

- Sénonien
- Crétacé infér.

TRIAS

- Ladinien
- Werfénien

PERMIEN

- Permien supér.
- Permien moyen

PERMIEN ET MÉSOZOÏQUE

- non horizontés

- Éboulements
- Charbon
- Mine de charbons abandonnée
- Points fossilifères importants
- Carrières
- Source thermale
- Source minérale
- Direction et pendage
- Direction des coupes géologiques

Des. Oct. Stoian

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROM. VOL. XVII

IMPRIM. ATEL. INSTIT. GEOL. AL ROM.

Institutul Geologic al României

ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DES EAUX DES LIMANS DU SUD-EST DE LA BESSARABIE

PAR

P. PETRESCU

SOMMAIRE

Introduction 225
Généralités sur les lacs littoraux de la côte roumaine de la Mer Noire . . 225
L'origine des limans 227
Les conditions d'existence des limans du SE de la Bessarabie; la composition chimique de leurs eaux 230
Étude comparative de la composition des eaux des limans et de l'eau de la Mer Noire 237
Le caractère chimique des eaux déduit des rapports entre leurs constituants 241
A) Analyse des rapports $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$, $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{HCO'_3}{SO''_4}$ 243
B) Analyse des rapports $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$, $\frac{Cl'}{Mg^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$ 249
C) Analyse des rapports $\frac{Cl'}{SO''_4}$ et $\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$ 253
Étude chimique de deux solutions salines prises dans le lac Budur et dans la saline de Burnaz 256
Conclusions générales 261

INTRODUCTION

1. *Généralités sur les lacs littoraux de la côte roumaine de la Mer Noire.* Le littoral du NW et du N de la Mer Noire est parsemé sur presque toute sa longueur de lacs salés d'origine marine. Ces lacs, parfois assez étendus, très nombreux sur ce littoral, le sont par contre moins sur la côte occidentale. Ils sont encore plus rares sur le littoral méridional et le littoral oriental.

Sur la côte roumaine de cette mer, on rencontre ce genre de lacs salés aussi bien dans le sud de la Bessarabie qu'en Dobrogea. Au sud de la Bessarabie, à partir du Dniestr (Nistru), à l'embouchure duquel se trouve le plus grand lac de la région, connu sous le nom de « Limanul Nistrului », on ren-

Institutul Geologic al României

contre les lacs salés suivants: le Șabolat, d'une superficie d'environ 3.200 ha., le Burnaz, mesurant, avec sa portion dénommée Hagi-Ibrahim, environ 2.500 ha., l'Alibei, s'étendant, avec le lac Caraceaus, sur environ 9.100 ha., le lac Șagan mesurant 6.300 ha., le Sasicul-Mic et le Djantșaï d'une étendue totale d'environ 600 ha., et enfin le plus grand de tous: le lac Sasic ou Cunduc, d'une superficie d'environ 20.000 ha. (Voir la carte à la fin).

Tous ces lacs, sauf le Șabolat, forment par leur continuité un complexe unique. Ainsi, le lac Sasic communique avec le Șagan par les lacs Sasicul-Mic et Djantșaï et le lac Alibei communique avec le lac Burnaz par le Carughiol. Le lac Șagan est en communication directe avec le lac Alibei.

Au SW du lac Sasic se trouvent encore les lacs Solonet et Jibrieni, d'une superficie totale d'environ 500 ha., lesquels, étant compris dans la zone d'inondation du Danube, ont leur maximum d'eau en hiver et au printemps.

Outre les lacs mentionnés plus haut, on en rencontre encore d'autres dans le sud de la Bessarabie, presque tout aussi grands, mais qui sont des lacs d'eau douce, à savoir: le Kitai, le Catlabug, le Ialpug, le Cugurlui, le Cartal et le Cahul, alimentés par de petits cours d'eau et en même temps en communication avec le Danube. D'après les restes de faune que l'on trouve dans les dépôts de fond de ces derniers lacs, on peut en tirer la conclusion qu'eux aussi sont d'origine marine. En raison de leur salinité, très voisine de celle des lacs d'eau douce, nous ne nous en occuperons pas, pour le moment, dans la présente étude.

Sur la côte de la Dobrogea touchant à la Mer Noire, les lacs salés les plus importants sont les suivants: Razelm, Golovița, Zmeica, Sinoe, Caranasuf, Duingi, Tașaul, Siutghiol, Agigea, Tekirghiol, Tatlageac, Ezerul Mangaliei, Mangalia, Comorova, Cartal, Satlamaș, etc. Quelques-uns, comme les lacs Razelm, Tașaul et Siutghiol ont actuellement des eaux presque douces, à la suite des communications artificielles établies entre ces lacs et le Danube.

La morphologie de tous ces lacs littoraux est assez variée.

Les uns ont la forme manifeste d'embouchures élargies et colmatées de certains cours d'eau anciens, aujourd'hui réduits, disparus ou ayant peut-être modifié leur cours. La formation de ces lacs est due au phénomène de colmatage qui se produit aujourd'hui aux bouches du Danube, du Dniestr, du Boug et du Don, et qui a provoqué, à des époques diverses, leur séparation d'avec la Mer Noire. C'est ainsi que le liman Hagibei s'est isolé de la Mer Noire antérieurement au XIII-ème siècle, tandis qu'en ce qui concerne le liman Tiligul, ce phénomène ne s'est produit qu'en 1823. Ces deux derniers limans se trouvent au NE de l'embouchure du Dniestr.

Rentrent dans cette catégorie les lacs Sasic, Burnaz, Tekirghiol, Agigea et Mangalia.

Les savants russes désignent les lacs salés de cette origine sous le nom de «l i m a n». Ce terme est en usage chez les habitants de la région; il provient

Institutul Geologic al României

du grec λιμήν (port). On a d'ailleurs trouvé dans le liman Hagibei des restes de grandes embarcations.

D'autres lacs ont une configuration semblable à celle des lagunes. Les dépressions qu'ils occupent sont habituellement d'anciens golfes ou des baies situées le long du littoral. Leur forme est généralement arrondie. On constate que ces lacs sont également en communication avec des vallées, sans doute des anciens lits de ruisseaux ou de petites rivières.

On peut faire entrer dans cette catégorie les lacs Șabolat, Carughiol, Șagan, Sasicul-Mic, Djantșaï, le complexe formé par les lacs Razelm, Smeica, Sinoe, etc., puis les lacs Siutghiol, Comorova et Satlamaș. Les savants russes les désignent simplement sous le nom de l a c s s a l é s.

Nous sommes d'avis que le terme de « l i m a n » peut être appliqué aussi aux lacs de la seconde catégorie, parce que ceux-ci prennent également naissance, comme nous le verrons, presque de la même manière que les premiers, et qu'il est nécessaire de grouper, pour simplifier, tous les lacs salés d'origine marine en une seule catégorie. C'est par cette seule dénomination qu'on peut les distinguer directement d'autres lacs salés que l'on rencontre souvent sur le continent, mais qui ont une autre origine.

2. *L'origine des limans.* Les limans sont isolés de la mer par des « perisipe » (cordons de sable) de largeur variable, qui atteignent parfois plus de 500 mètres. Dans ce dernier cas, les cordons sont consolidés et recouverts par endroits de végétation. Les communications actuelles de ces limans avec la mer par des « gârle », « prorve » ou « portițe » (canaux de liaison) ne sont pas naturelles; elles sont entretenues par des aménagements spéciaux requis par les nécessités de la pêche.

Le nombre considérable des limans du littoral N et NW de la Mer Noire est dû, semble-t-il, d'une part au complexe de conditions hydrologiques locales du continent et d'autre part à l'absence de flux et de reflux de cette mer.

En effet, c'est dans cette partie du littoral de la Mer Noire qu'affluent la plupart des cours d'eau dont certains ont des débits considérables (tab.VIII). Or, tous les cours d'eau plus importants, tels que le Danube, le Dniepr, le Boug et le Dniestr, charrient dans les eaux de la mer des quantités énormes d'alluvions, surtout de nature minérale, qui envasent sur de grandes étendues le fond de la mer vers ce littoral. Les niveaux bathymétriques de la Mer Noire révèlent vers la côte septentrionale et la côte du NW, jusqu'à des distances de 200 km., des profondeurs de 100—165 mètres et un fond presque abrupt sur le littoral méridional. Les matériaux alluvionnaires transportés par les eaux des fleuves n'étant pas entraînés plus loin par suite de l'absence de reflux, se déposent, suivant l'ordre de grosseur et de densité de leurs particules, à des distances plus ou moins grandes de l'embouchure des fleuves.

Institutul Geologic al României

C'est pourquoi l'envasement et l'élévation du fond de la mer dans ces endroits sera plus rapide. La formation et la progression des estuaires des fleuves sont dues à des envasements de ce genre.

Les différences actuelles dans la configuration bathymétrique de la Mer Noire seraient certes moins accentuées si dans cette mer avaient existé des mouvements de marées contribuant à une répartition plus étendue des matériaux alluvionnaires.

En outre, dans les mers dépourvues de flux et de reflux, tous les produits provenant soit de l'abrasion des rivages, soit des détritus de fond des régions du littoral, demeurent sur place, exposés au libre jeu des vagues qui les poussent dans des régions plus abritées, telles que les échancrures du continent et même les embouchures plus larges des cours d'eau. C'est ainsi que prennent tout d'abord naissance les seuils de fond, qui sont submergés au début mais émergeront lorsqu'ils se seront suffisamment développés. Le développement de ces seuils est toujours plus accentué sur leur versant continental, parce que la sédimentation s'y produit à l'abri des vagues. Il va de soi qu'à la formation des seuils contribuent aussi les matériaux de colmatage d'origine alluvionnaire ou éolienne, venus de l'intérieur du bassin qui tend à se fermer.

La preuve que le phénomène se produit dans de telles conditions nous est fournie non seulement par les processus de colmatage qui ont lieu aujourd'hui à l'embouchure des grands cours d'eau se déversant dans la Mer Noire, mais aussi par les faits analogues observés dans l'étendue même des limans.

A l'intérieur de ces limans, des cordons secondaires prennent naissance et provoquent leur fractionnement en lacs plus réduits. C'est par des cordons secondaires de cette espèce que les lacs Martaza, Mahala et Budur se sont séparés du liman Şagan. La superficie du lac Budur est de 60 ha. Lors de notre passage dans cette contrée, son cordon de séparation mesurait de 50 à 60 mètres en largeur. De même, dans le liman Alibei s'est formé un cordon qui, dans un proche avenir, séparera très probablement une partie importante de ce liman, connue à présent sous le nom de lac Caraceaus.

Du fait que le mouvement produit par les vents dans les eaux des limans est le même que celui des eaux de la Mer Noire, les nouveaux cordons formés ont à peu près la même orientation que les cordons primaires; certains d'entre eux leur sont même parallèles. Mentionnons parmi ces cordons secondaires celui formé dans le liman Alibei, à moins d'un kilomètre de son extrémité septentrionale, et ceux du liman Sasic. Dans ce dernier liman se trouvent 2 seuils, dont l'un, très accentué, situé à quelque 700 m au S d'Eskipolos, a une crête émergeant au-dessus du niveau des eaux.

Ces seuils sont formés par de grands bancs de coquilles, surtout de *Cardium edule*, puis de *Bulla*, *Mytilus*, *Hydrobia*, etc., accumulés en cet endroit du liman, là où il est moins profond (environ 1,5 m).

Institutul Geologic al României

Au N de ces seuils et abritée par eux, l'eau du liman Sasic est plus calme, même pendant la tempête. C'est pourquoi, dans cette région, les matériaux en suspension apportés soit par ses affluents Sărata et Cogâlnicul, soit par les vents, se déposent à peu près uniformément sur toute la largeur du liman.

Les envasements produits, dans les conditions décrites, le long du littoral NW de la Mer Noire ont provoqué l'égalisation de la côte NW de cette mer en un espace de temps relativement court.

Selon GRABAU (12), les lacs salés situés autour de ce littoral de la Mer Noire se grouperaient en deux catégories:

a) Une première catégorie formée des limans Şabolat, Burnaz, Alibei, Şagan et Sasic et de leurs annexes, que cet auteur considère comme faisant partie des lacs dénommés par lui « marginal salt pans », c'est-à-dire de simples dépressions continentales bordant les mers ou les océans et qui, à la suite de tempêtes ou d'élévations exceptionnelles du niveau des eaux, peuvent être remplies de temps à autre par de l'eau de mer.

Suivant cette particularité, qui correspond en tous points à la structure des marais salants aménagés artificiellement sur les rivages des mers en vue de l'extraction du sel, la connexion des limans du S de la Bessarabie avec la Mer Noire serait donc purement accidentelle. L'auteur établit d'ailleurs une distinction nette entre ces « marginal salt pans » et les lagunes, qu'il traite séparément dans son ouvrage.

b) Une seconde catégorie, formée par des lacs marins permanents, comprendrait le lac Tekirghiol. GRABAU les nomme des l a c s l a r n a c i e n s, d'après le prototype choisi, dans l'espèce le lac Larnaca de l'île de Chypres, décrit en 1910 par BELLAMY.

La structure morphologique actuelle de ces limans, et même celle du liman Şabolat, démontre suffisamment qu'en cette occurence il ne saurait être simplement question des remplissages marins de certaines dépressions fortuites du continent. Au contraire, on constate que tous ces limans occupent des dépressions formées par des dénudations érosives et abrasives. Les études de SOKOLOF (31) sur les limans situés entre le Dniestr et le Dniepr, dont l'évolution a certainement aussi été suivie en partie par les limans du littoral roumain de la Mer Noire, montrent que leur fond aurait été creusé dans des formations sarmatiennes. Dans les limans Hagibei et Cuialnic situés au NE de l'embouchure du Dniestr, le Sarmatien, formé d'un calcaire sableux à *Mactra*, s'élève de 7 m. au-dessus du niveau de ces eaux. A ce calcaire se superpose un paquet de couches argileuses et sableuses appartenant au Méotien, ensuite une couche de calcaire pontien épaisse de 6—7 mètres, qui supporte les dépôts de loess.

Le fond actuel de ces limans, comme celui des autres situés sur le reste du littoral de la Mer Noire, se trouve à présent bien au-dessus du fond ini-

Institutul Geologic al României

tial, celui-ci ayant été recouvert par des dépôts de boue minérale et organique dont l'épaisseur varie d'un liman à l'autre.

L'épaisseur de ces dépôts n'est pas uniforme sur toute l'étendue d'un même liman, elle est toujours plus grande en son milieu et dans le voisinage de la mer.

SOKOLOF déduit de ces faits que la formation des limans est due à une élévation continue du niveau de la Mer Noire, qui s'est manifestée depuis le début du Quaternaire. A partir de cette époque, les eaux de la Mer Noire pénétrant par les embouchures de ses affluents, dont le lit était sûrement plus bas qu'il ne l'est actuellement, les ont élargies d'abord et colmatées ensuite.

ANDRUSSOV (1) admet qu'il s'est produit un effondrement du littoral N et NW de la Mer Noire, qui a eu pour effet de faire pénétrer l'eau sur le continent. Cet effondrement du continent a certainement eu lieu sur le littoral occidental de la Mer Noire, car un sondage exécuté dans le delta du Danube (canal de Sulina) a pénétré à 7 mètres sous le niveau actuel de la Mer Noire dans des couches de loess à fossiles (20).

Il est fort possible que l'exhaussement du niveau de la Mer Noire (SOKOLOF), les oscillations du continent (ANDRUSSOV) et peut-être aussi les courants côtiers ont ensemble contribué à la formation des limans.

LES CONDITIONS D'EXISTENCE DES LIMANS DU SUD-EST DE LA BESSARABIE; LA COMPOSITION CHIMIQUE DE LEURS EAUX

Les limans du SE de la Bessarabie, d'une étendue si considérable, se sont isolés dans une région pourvue de conditions hydrologiques et climatiques spéciales. Dans toute la contrée, il n'existe que deux cours d'eau permanents qui se déversent dans le Sasic, tandis que les vallées communiquant avec les autres limans n'apportent qu'un peu d'eau provenant de la fonte des neiges ou des pluies printanières.

Les précipitations locales sont minimes, inférieures à 400 mm.; par contre, les vents y soufflent toute l'année (voir le tab. X).

D'autre part, la région est pauvre en eaux phréatiques. On rencontre une première nappe d'eau à la base du loess qui, dépendant des précipitations atmosphériques, ne peut facilement céder de l'eau, sauf après les grandes pluies. Une seconde nappe, plus importante, se trouve à la base du calcaire pontien; elle alimente les riches sources de Tătărești (Tatar-Bunar). Du fait que les couches sont inclinées vers le S et disparaissent sous la couche de loess, il en résulte que cette nappe ne contribue pas elle non plus à l'alimentation de ces limans.

Institutul Geologic al României

D'ailleurs, certaines observations, bien que sommaires, effectuées sur la salinité des eaux des puits de Borisofca — localité située dans la région septentrionale de la rive occidentale du liman Sasic — permettent de supposer que la nappe d'eau phréatique au niveau de l'eau de ce liman a été non seulement tamponnée, mais encore pénétrée par l'eau du liman elle-même (10).

Le rôle réduit des nappes d'eau phréatiques dans l'alimentation des limans du SE de la Bessarabie est suffisamment prouvé par le fait que dans certaines années les limans Alibei el Burnaz, au volume d'eau aussi considérable, ont presque desséché à cause de leur isolation temporaire avec la mer.

Grâce à ces conditions hydrologiques et climatiques, les eaux des limans étant soumises à une évaporation intense, on observe parfois que leur niveau s'abaisse au-dessous de celui de la Mer Noire. C'est pourquoi il arrive souvent, pendant les grandes tempêtes, que leur niveau s'élève brusquement à la suite de leur envahissement par les eaux de la mer.

L'effet de ces évaporations sur la composition des eaux des limans est toutefois beaucoup plus important.

En premier lieu, leur salinité croît et parfois même atteint pendant la saison sèche un tel degré, que des efflorescences salines, en particulier de chlorure de sodium, se produisent sur les fonds découverts.

De ce fait, une partie de la faune entrant dans les limans en même temps que l'eau de la mer et, ne pouvant s'adapter au nouveau milieu meurt en masse.

En outre, il est à prévoir que, dans ces nouvelles conditions physiques, certains processus bio-physico-chimiques interviennent et contribuent nécessairement à modifier la composition chimique des eaux des limans.

De ce qui précède au sujet des relations hydrographiques actuelles des limans, il résulte que la composition chimique de leurs eaux dépend presque exclusivement de celle de la Mer Noire. Sous ce rapport, l'influence des eaux douces peut être négligée, sauf toutefois, dans une certaine mesure, pour ce qui est du liman Sasic, le seul alimenté en permanence avec de l'eau douce.

Les eaux des limans auront donc, dans les régions voisines des canaux mentionnés, les « prorves », une composition à peu près identique à celle de la Mer Noire. Les caractères propres aux eaux de ces limans, développés sous l'action des facteurs physiques et bionomiques locaux, seront plus manifestes dans les zones plus distantes des régions d'influence des eaux venant de l'extérieur.

Partant de ces considérations, nous avons récolté le matériel nécessaire aux analyses dans les zones où les eaux des limans n'étaient influencées directement ni par les eaux de la Mer Noire, ni par les eaux douces. Les échantillons d'eau ont été prises constamment du fond et jamais à moins d'un mètre de profondeur.

Institutul Geologic al României

Les échantillons ont été pris dans l'intervalle du 7 au 11 mai 1930 aux points suivants: dans le liman Sasic, à environ 6 km. au N de Zolocari et à 150 mètres du rivage; dans le liman Alibei, à un point situé au S de Veselo-Balca et à 50 mètres du rivage; dans le liman Burnaz, à un point situé à 2 km. au S de la localité de Tuzla et à peu près au milieu du lac; dans le liman Şabolat, à l'intérieur de sa courbure à Budachi.

Outre les eaux des limans, nous avons recueilli deux échantillons de saumures: l'un provenant du lac qui s'est séparé du liman Şagan à Budur, l'autre provenant d'un des bassins de concentration d'un marais salant établi pour l'extraction du chlorure de sodium, sur le bord NW du liman Burnaz.

Nous avons dû renoncer à prendre des échantillons du liman Şagan à cause du mauvais temps qui nous a empêché de les prendre suivant les conditions prévues.

Les résultats de l'analyse des eaux de ces limans sont consignés dans les tableaux No. I, II, III et IV. Les données analytiques ont été disposées de manière à fournir au premier examen des informations aussi complètes que possible sur la composition chimique des eaux analysées.

Nous présentons d'abord, à l'aide des données relatives à la concentration pour mille des divers constituants chimiques, la composition globale des eaux, exprimée aussi bien en poids formulaires qu'en équivalents.

Dans les relations des pourcentages qui suivent, nous exprimons, par les données en poids, la composition chimique de la salinité même; et, par le rapport des équivalents, les rapports d'équilibre chimique existant entre les divers constituants chimiques.

Le rapport de la teneur de tous les constituants à 100 parties de chlore — en poids formulaires ou en équivalents — fournit une autre série de données analytiques. Ces nouvelles données sont les mêmes, indifféremment si l'on considère la salinité ou la composition globale des eaux.

Grâce à ce mode de présentation des résultats analytiques, nous pouvons exprimer tout aussi bien la composition globale des eaux que la composition de leur salinité. Nous faisons ressortir ainsi le sens exact des diverses données analytiques qu'on utilise courramment et établissons en même temps une liaison entre les diverses manières de présenter la composition chimique des eaux.

Du fait que certains constituants chimiques des eaux marines tels que l'iode, l'acide phosphorique, le fer, le lithium etc. s'y trouvent en quantités minimes et présentent une importance assez réduite quant aux buts de cette étude, nous avons renoncé à leur dosage.

Nous avons renoncé également à déterminer l'oxydabilité des eaux analysées à cause de la difficulté de séparer complètement la substance organique en suspension — animée ou inanimée — de la substance organique en solution; cette dernière est la seule qui appartienne à la composition chimique des eaux. La teneur en sodium a été déduite par différence.

Institutul Geologic al României

TABLEAU I

Analyse de l'eau du liman Sasic

Récoltée le 7 mai 1930

$P_H = 7,1$

			1 kg d'eau contient :	
			Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore	Cl'	18,5288	522,525
	Brome	Br'	0,0450	0,563
	Iode	I'	—	—
	Sulfurique	SO''_4	2,5491	53,046
	Bicarbonique	HCO'_3	0,1886	3,091
Cations	Potassium	$K\cdot$	0,3778	9,662
	Sodium	$Na\cdot$	10,3757	451,122
	Ammonium	$NH\cdot_4$	—	—
	Calcium	$Ca\cdot\cdot$	0,3643	18,183
	Magnésium	$Mg\cdot\cdot$	1,2192	100,258
	Acide métasilicique	SiO_3H_2	0,0008	—
	Total		33,6475	1185,450

Relations de pourcentages

			Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à une teneur de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore	Cl'	55,065	100,000	45,106	100,000
	Brome	Br'	0,134	0,243	0,048	0,107
	Iode	I'	—	—	—	—
	Sulfurique	SO''_4	7,573	13,752	4,579	10,152
	Bicarbonique	HCO_3	0,561	1,018	0,267	0,591
Cations	Potassium	$K\cdot$	1,123	2,039	0,835	1,849
	Sodium	$Na\cdot$	30,836	55,997	38,940	86,336
	Ammonium	$NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium	$Ca\cdot\cdot$	1,082	1,996	1,570	3,480
	Magnésium	$Mg\cdot\cdot$	3,623	6,580	8,655	19,189
	Acide métasilicique	SiO_3H_2	0,003	0,004	—	—
	Total		100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU II

Analyse de l'eau du liman Alibei

Récoltée le 9 mai 1930

$P_H = 7{,}85$

			1 kg d'eau contient:	
			Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore	Cl'	22,5710	636,514
	Brome	Br'	0,0657	0,822
	Iode	I'	—	—
	Sulfurique	SO''_4	2,9840	62,121
	Bicarbonique	HCO'_3	0,1469	2,408
Cations	Potassium	$K\cdot$	0,4257	10,888
	Sodium	$Na\cdot$	12,3289	536,031
	Ammonium	$NH\cdot_4$	—	—
	Calcium	$Ca\cdot\cdot$	0,4149	20,709
	Magnésium	$Mg\cdot\cdot$	1,6323	134,237
	Acide métasilicique	SiO_3H_2	0,0028	—
	Total		40,5722	1403,730

Relations de pourcentages

			Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à une teneur de 100 équivalents	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore	Cl'	55,632	100,000	45,344	100,000
	Brome	Br'	0,161	0,291	0,059	0,129
	Iode	I'	—	—	—	—
	Sulfurique	SO''_4	7,355	13,220	4,425	9,759
	Bicarbonique	HCO'_3	0,362	0,651	0,172	0,378
Cations	Potassium	$K\cdot$	1,049	1,886	0,775	1,711
	Sodium	$Na\cdot$	30,387	54,622	38,186	84,213
	Ammonium	$NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium	$Ca\cdot\cdot$	1,023	1,797	1,476	3,253
	Magnésium	$Mg\cdot\cdot$	4,024	7,218	9,563	21,086
	Acide métasilicique	SiO_3H_2	0,007	0,012	—	—
	Total		100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU III

Analyse de l'eau du liman Burnaz

Récoltée le 10 mai 1930

$P_H = 7{,}35$

			1 kg d'eau contient:	
			Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore	Cl'	19,4436	548,325
	Brome	Br'	0,0238	0,298
	Iode	I'	—	—
	Sulfurique	SO''_4	2,5394	52,876
	Bicarbonique	HCO'_3	0,1621	2,657
Cations	Potassium	$K\cdot$	0,4638	11,863
	Sodium	$Na\cdot$	10,6632	462,925
	Ammonium	$NH\cdot_4$	—	—
	Calcium	$Ca\cdot\cdot$	0,3733	18,632
	Magnésium	$Mg\cdot\cdot$	1,3465	110,736
	Acide métasilicique	SiO_3H_2	0,0081	—
	Acide carbonique	CO_2	0,0106	—
	Total		35,0185	1208,312

Relations de pourcentages

			Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à une teneur de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore	Cl'	55,524	100,000	45,380	100,000
	Brome	Br'	0,068	0,122	0,024	0,054
	Iode	I'	—	—	—	—
	Sulfurique	SO''_4	7,253	13,063	4,376	9,643
	Bicarbonique	HCO'_3	0,463	0,834	0,220	0,485
Cations	Potassium	$K\cdot$	1,324	2,385	0,982	2,163
	Sodium	$Na\cdot$	30,405	54,760	38,311	84,424
	Ammonium	$NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium	$Ca\cdot\cdot$	1,066	1,920	1,542	3,398
	Magnésium	$Mg\cdot\cdot$	3,845	6,295	9,165	20,195
	Acide métasilicique	SiO_3H_2	0,022	0,039	—	—
	Acide carbonique	CO_2	0,030	0,060	—	—
	Total		100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU IV

Analyse de l'eau du liman Şabolat

Récoltée le 12 mai 1930

$P_H = 7,65$

			1 kg d'eau contient:	
			Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore	Cl′	22,7110	640,471
	Boeme	Br′	0,0213	0,266
	Iode	I′	—	—
	Sulfurique	SO''_4	3,2322	67,289
	Bicarbonique	HCO'_3	0,1023	1,678
Cations	Potassium	K·	0,3790	9,694
	Sodium	Na·	12,4831	542,734
	Ammonium	NH'_4	0,00034	0,019
	Calcium	Ca··	0,4906	24,487
	Magnésium	Mg··	1,6145	132,770
	Acide métasilicique	SiO_3H_2	0,0025	—
	Acide carbonique	CO_2	0,0424	—
	Total		41,07924	1419,408

Relations de pourcentages

			Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à une teneur de 100 équivalents	Par rap. à 100 équivalents de chlore
Anions	Chlore	Cl′	55,286	100,000	45,123	100,000
	Brome	Br′	0,052	0,094	0,019	0,041
	Iode	I′	—	—	—	—
	Sulfurique	SO''_4	7,868	14,232	4,740	10,506
	Bicarbonique	HCO'_3	0,249	0,450	0,118	0,262
Cations	Potassium	K·	0,923	1,669	0,683	1,514
	Sodium	Na·	30,388	54,967	38,237	84,740
	Ammonium	NH'_4	0,001	0,001	0,001	0,003
	Calcium	Ca··	1,194	2,160	1,725	3,823
	Magnésium	Mg··	3,930	7,109	9,354	20,730
	Acide métasilicique	SiO_3H_2	0,006	0,011	—	—
	Acide carbonique	CO_2	0,103	0,185	—	—
	Total		100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

ÉTUDE COMPARATIVE DE LA COMPOSITION DES EAUX DES LIMANS ET DE L'EAU DE LA MER NOIRE

Il résulte de la comparaison des résultats analytiques des tableaux I — IV que le degré de salinité des eaux de ces limans est variable et compris entre les limites de 33,6 gr. de sel par kilogramme d'eau pour le liman Sasic et de 41,1 gr. de sel par kilogramme pour l'eau du liman Şabolat.

On sait que la salinité de l'eau de la Mer Noire est de 16—18 gr. de sel au kilogramme d'eau (elle atteint rarement 20—22 gr.), et que celle des autres mers et océans, assez variable, oscille entre 25 gr. pour la Mer Blanche et 51 gr. pour la Mer Rouge.

L'eau du liman Burnaz, d'une salinité de 35,0 gr., qui se rapproche davantage de celle du liman Sasic (33,6 gr.), dénote que ce liman est lui aussi alimenté dans une certaine proportion par de l'eau douce. Ce sont les eaux des limans Alibei et Şabolat qui ont la plus forte salinité: le premier avec 40,1 et le second avec 41,1 gr. de sel par kg. d'eau.

Cela tient à ce qu'en dépit des conditions climatiques identiques pour tous ces limans, leurs eaux se concentrent de manière différente, car d'une part ces limans ont des superficies et des volumes d'eau différents, d'une autre leur réalimentation ne compense pas les pertes par évaporation.

Passons à présent à l'examen des compositions chimiques. En principe, on sait que les diversités dans la composition chimique des eaux superficielles sont déterminées par leur salinité, qui peut varier, selon le cas, par le degré, par la nature ou par les deux à la fois. C'est pourquoi la connaissance seule de la composition globale des eaux est insuffisante. Celle-ci et les informations complémentaires sur la nature de leur salinité, fournies par les rapports de pourcentages, donneront des indications précises sur la composition chimique d'une eau quelconque.

En ce qui concerne les eaux des limans dont nous nous occupons, on constate que leur composition globale varie fortement par rapport à leur teneur en divers constituants.

Si, d'autre part, nous nous rapportons aux résultats analytiques exprimés par les divers rapports de pourcentage et plus spécialement à ceux présentés en équivalents, nous constatons au contraire une variation beaucoup moindre dans la nature de la salinité de ces eaux quoique évidente. En examinant ces valeurs, qui expriment la mesure dans laquelle les équivalents, soit des anions (Cl', SO''_4, HCO_3' et Br'), soit des cations ($Na^{\cdot}$, $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$ et $K^{\cdot}$), prennent part à la formation de l'équilibre chimique des eaux des limans, nous voyons qu'elles varient dans des limites étroites. Il s'ensuit donc que les compositions chimiques de ces eaux sont très voisines les unes des autres.

Institutul Geologic al României

TABLEAU V

Analyse de l'eau de la Mer Noire

		1 kg d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore et Brome . . . . . $Cl' + Br'$	8,560	241,394
	Iode . . . . . I'	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	0,174	24,440
	Carbonique . . . . . CO''_3	0,102	3,400
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	0,168	4,297
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	4,752	206,609
	Ammonium . . . . . $NH_4\cdot$	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,205	10,232
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	0,585	48,109
	Acide métasilicique . . . . SiO_3H_2	—	—
	Total . . .	15,546	538,481

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à une teneur de 100 équivalents	Par rap. à 100 équivalents de chlore
Anions	Chlore et Brome . . . . . $Cl' + Br'$	55,064	100,000	44,829	100,000
	Iode . . . . . I'	—	—	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	7,552	13,715	4,539	10,125
	Carbonique . . . . . CO''_3	0,656	1,192	0,632	1,408
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	1,081	1,963	0,798	1,780
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	30,754	55,511	38,367	85,584
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	1,310	2,395	1,900	4,230
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	3,763	6,934	8,935	19,930
	Acide métasilicique . . . . SiO_3H_2	—	—	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

En conséquence, les grandes divergences existant entre les résultats analytiques relatifs à la composition globale sont plutôt apparentes qu'effectives; elles sont dues aux concentrations différentes des eaux des limans.

* * *

La composition chimique des eaux des limans du SE de la Bessarabie dérive de celle de l'eau de la Mer Noire. Pour nous rendre compte des changements intervenus dans la composition chimique de l'eau de mer après sa pénétration dans l'intérieur de ces limans, nous présentons dans le tableau V l'analyse d'un échantillon d'eau de mer récolté près du rivage, à l'emplacement du liman Tekirghiol (analysé par V. CRASSU). Les données de cette analyse ont été calculées de nouveau aux fins de ce travail.

Si l'on veut comparer la composition chimique de l'eau de la Mer Noire à celles des eaux des limans Sasic, Alibei, Burnaz et Şabolat, on peut se rapporter soit à leur composition globale, soit à la composition de leur salinité.

Etant donné les conditions hydrologiques et climatiques locales, la composition globale des eaux des limans différera davantage par rapport à celle de la Mer Noire qu'elle ne variera d'un liman à l'autre, malgré la dépendance qui existe entre cette mer et les limans considérés.

Le tableau VI nous montre les rapports entre les degrés de salinité des eaux de ces limans et le degré de la salinité de l'eau de la Mer Noire, aussi bien que les rapports entre la teneur des principaux constituants des eaux des limans et celle des mêmes constituants des eaux de la Mer Noire. Les rapports proviennent des valeurs correspondant aux équivalents.

TABLEAU VI

Rapports entre les salinités et les concentrations en divers constituants des eaux des limans du SE de la Bessarabie et la salinité et la concentration des mêmes constituants de l'eau de la Mer Noire

LIMAN	Rapport des salinités	Rapp. des équivalents de Cl'	Rapp. des équiv. de SO''_4	Rapp. des équiv. de HCO'_3	Rapp. des équiv. de $Na^{\cdot}$	Rapp. des équiv. de $Ca^{\cdot\cdot}$	Rapp. des équiv. de $Mg^{\cdot\cdot}$
Sasic	2,151	2,165	2,170	0,909	2,183	1,823	2,083
Alibei . . .	2,607	2,637	2,542	0,708	2,594	2,030	2,855
Burnaz . .	2,244	2,277	2,163	0,780	2,241	1,826	2,302
Şabolat . . .	2,636	2,653	2,753	0,493	2,627	2,627	2,760

Il résulte des données consignées dans ce tableau: *a)* que les eaux de ces limans sont de 2,2 à 2,6 fois plus salinisées que l'eau de la Mer Noire; *b)* qu'entre les concentrations partielles de divers constituants des eaux des

Institutul Geologic al României

limans et les constituants de l'eau de la Mer Noire il n'existe pas les mêmes rapports numériques qu'entre leurs degrés de salinité.

Ces faits démontrent, de manière indubitable, que l'eau de la Mer Noire a dû subir à l'intérieur des limans, outre le phénomène physique de concentration, certaines transformations chimiques.

Tous les changements intervenus dans la nature de sa salinité sont clairement mis en évidence par les données analytiques résultant de divers pourcentages inscrits dans les tableaux I—V. Les valeurs assez rapprochées de ces données montrent qu'en réalité la composition chimique des eaux des limans en question diffère assez peu de celle de la Mer Noire.

Si nous examinons de plus près les relations de pourcentage, nous constatons aussi, en ce qui concerne certains constituants, que leurs valeurs correspondant aux eaux des limans varient soit en plus, soit en moins par rapport aux valeurs obtenues pour la Mer Noire, mais toujours dans le même sens pour tous les limans; par contre, les valeurs des autres constituants varient pour certains limans dans un sens et pour certains autres dans un sens opposé.

Ainsi, les valeurs en poids ou en équivalents par lesquelles les halogènes contribuent à l'établissement de l'équilibre chimique sont plus fortes pour les eaux des limans que pour les eaux de la Mer Noire. La moyenne des pourcentages pour $Cl' + Br'$ est de 55,48 en poids et de 45,25 en équivalents. Dans le cas de la Mer Noire, le pourcentage de ces mêmes ions est respectivement de 55,06% et 44,83%.

Pour le calcium, le phénomène se présente inversement. Cet élément participe aux équilibres chimiques des eaux de tous ces limans en proportion moindre que ce n'est le cas pour l'eau de la Mer Noire. Pour les eaux des limans, le pourcentage moyen en calcium est de 1,09 en poids et de 1,57 en équivalents; pour l'eau de la Mer Noire il est de 1,31 respectivement 1,90.

Nous faisons la même constatation en ce qui concerne les différences relatives à la répartition de l'ion bicarbonique exprimée en %.

Les autres ions, tels que: SO_4'', $Na^{\cdot}$ et $Mg^{\cdot\cdot}$ interviennent d'une manière différente dans la composition des eaux de ces limans. Ils ont, par rapport aux valeurs correspondantes de l'eau de la Mer Noire, des valeurs moindres pour certains de ces limans et plus élevées pour certains autres.

Il faut donc admettre que dans l'eau de la Mer Noire ont eu lieu, après sa pénétration dans les limans, divers phénomènes de *soussalinisation*, de *sursalinisation*, et des *transformations bio-chimiques*, dont l'intensité et la manière de se manifester ont varié d'un liman à l'autre.

La soussalinisation est due à des déperditions en certains sels provoquées soit par les dépôts marginaux, suivis d'une dispersion par les vents, soit par la pénétration des sels par capillarité et osmose dans les rives des limans ou dans les nappes d'eaux phréatiques, comme cela semble se produire à Borisofca.

Institutul Geologic al României

Dans une mesure plus réduite, cette soussalinisation peut être aussi considérée comme un effet consécutif à l'extraction du sel pratiquée autrefois dans certains de ces limans. Sous la domination russe, des exploitations systématiques pour l'extraction du sel existaient sur les bords des limans Burnaz, Alibei et Şagan (26).

Comme nous le verrons plus loin, la sursalinisation se manifeste par une teneur plus élevée des eaux de quelques limans en certains sels; elle peut résulter aussi bien d'un apport de sel de l'extérieur que d'un dépôt de certains sels.

Si toutefois la variabilité dans la nature de la salinité de ces eaux de limans n'est pas trop manifeste, cela tient moins à ce que l'origine et les conditions d'existence de ces limans sont analogues, qu'à la continuelle pénétration de l'eau de la Mer Noire qui introduit simultanément dans la composition de leurs eaux un apport important d'une salinité uniforme. Ce fait contribue à atténuer l'effet des autres actions énumérées plus haut. Toujours pour cette même raison, les grandes différences observées dans la teneur en divers constituants sont dues moins aux différences de composition chimique, qu'aux concentrations variées des eaux de ces limans.

LE CARACTÈRE CHIMIQUE DES EAUX DÉDUIT DES RAPPORTS ENTRE LEURS CONSTITUANTS

Les modifications constatées dans la composition chimique des eaux de ces limans ne constituent pas un phénomène limité, d'ordre local. Elles s'encadrent dans le phénomène plus général des transformations subies par toutes les eaux douces jusqu'à ce qu'elles parviennent à des formes plus stables, qui sont les eaux marines.

L'évolution de la composition chimique des eaux superficielles, dans leur passage de la phase d'eaux douces à celle d'eaux marines, est déterminée par les transformations physiques et chimiques dues à l'action des divers facteurs physiques, chimiques et biologiques. L'action des facteurs physiques se réduit, en général, à une concentration, tandis que les autres facteurs agissent directement sur la nature même de la salinité. Les facteurs chimiques et biologiques peuvent, dans certaines conditions, transformer et éliminer complètement certains sels contribuant à l'équilibre chimique des eaux superficielles.

Les manifestations vitales, surtout lorsqu'il s'agit d'êtres supérieurs, ne peuvent avoir lieu que dans des eaux dont le degré de salinité ne dépasse pas sensiblement celui de l'eau des océans (27). Lorsque les conditions locales favorisent une évaporation intense et par conséquent un accroissement de la salinité, les manifestations vitales se réduiront à celles d'un nombre très réduit des espèces, quand elles ne cesseront même pas complètement.

Institutul Geologic al României

Les eaux de la Mer Morte et celles du golfe de Karabugaz sont des exemples typiques d'eaux superficielles de cette catégorie. De telles eaux peuvent être considérées comme de simples solutions salines de la nature des saumures ou des eaux-mères. Les seuls changements chimiques susceptibles de survenir encore dans leur composition chimique sont dus, pour la plupart, aux effets des dépôts de sel.

Les changements chimiques intervenant dans la composition des eaux superficielles peuvent être appréciées d'après la nature et la proportion des constituants de leur salinité.

Certains constituants, tels que le chlore, le sodium et même le potassium (13), le brome et l'iode sont stables et permanents dans les eaux superficielles. On observe en général que la teneur en ces constituants croît progressivement dans la série des eaux superficielles, depuis les eaux douces jusqu'aux eaux marines, et ceci tant au point de vue de la composition globale que de la salinité même. Ce fait n'est pas uniquement attribuable aux concentrations subies mais aussi, comme nous le verrons, à l'effet de certaines activités biotiques sur les autres constituants des eaux.

L'activité biotique ne peut pas trop influencer directement sur la teneur en Cl', $Na^{\cdot}$, $K^{\cdot}$, Br' et I', car ces éléments, après avoir participé aux manifestations vitales, sont restitués à leur milieu originel. Pour une même catégorie d'eaux superficielles on ne peut constater des différences dans la nature de la salinité, résultant des variations dans la teneur en ces constituants, qu'à la suite des dépôts de sels provoqués par les évaporations intenses.

D'autres constituants, tels que les ions de calcium, de magnésium, d'acide sulfurique et d'acide bicarbonique, varient davantage dans la composition des eaux superficielles, parce qu'ils sont facilement enlevés par la formation des dépôts de leurs sels et par l'activité biotique.

En conséquence, les proportions avec lesquelles ces derniers constituants entrent dans la formation de l'équilibre chimique de diverses catégories d'eaux superficielles varient non seulement par rapport aux proportions des constituants permanents: du chlore, du sodium, etc., mais aussi entre elles.

Il est donc possible de déterminer le caractère chimique aussi bien que la catégorie à laquelle appartient une eau superficielle quelconque par l'examen des rapports existant entre les teneurs en certains constituants de sa salinité.

C'est de ce point de vue que nous avons établi le tableau VII, où figure une nouvelle série de valeurs: les rapports entre les poids ou les équivalents de certains constituants essentiels des eaux des limans étudiés. Nous y avons présenté, en outre, les mêmes valeurs calculées pour les eaux de la Mer Noire et de l'Océan Atlantique, dont la composition chimique moyenne a été établie par W. DITTMAR lors de la croisière du « Challenger » en 1873-1876 (9).

Comme il fallait s'y attendre, les valeurs des rapports entre les poids sont

Institutul Geologic al României

TABLEAU VII

Tableau comparatif entre les valeurs de rapports des divers constituants des eaux des limans, de la Mer Noire et de l'Océan Atlantique

	$\frac{HCO'_3}{SO''_4}$	$\frac{Cl'}{SO''_4}$	$\frac{Na.}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Cl'}{Mg^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$	$\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$
A. *Calculées à partir des poids physiques des ions*								
Liman Sasic	0,074	7,272	28,416	6,979	8,530	15,197	1,786	2,090
Liman Alibei	0,049	7,564	29,710	7,190	7,553	13,027	1,831	1,828
Liman Burnaz	0,063	7,665	28,523	6,804	7,906	14,440	1,826	1,886
Liman Şabolat	0,032	7,043	25,386	6,588	7,726	14,070	1,849	2,002
Valeur moyenne	*0,054*	*7,333*	*28,014*	*6,865*	*7,929*	*14,183*	*1,823*	*1,951*
Océan Atlantique	0,027	7,188	25,558	9,207	8,213	14,844	1,807	2,065
Mer Noire	0,087	7,291	23,179	5,727	8,122	14,632	1,801	2,007
B. *Calculées à partir des équivalents des ions*								
Liman Sasic	0,058	9,850	24,810	2,917	4,499	5,211	1,158	0,529
Liman Alibei	0,039	10,247	25,885	2,999	3,993	4,742	1,186	0,463
Liman Burnaz	0,050	10,370	24,845	2,838	4,181	4,952	1,185	0,478
Liman Şabolat	0,025	9,518	22,164	2,748	4,088	4,824	1,180	0,507
Valeur moyenne	*0.043*	*10,008*	*24,426*	*2,875*	*4,190*	*4,932*	*1,177*	*0,496*
Océan Atlantique	0,043	9,715	22,263	2,680	4,349	5,090	1,172	0,523
Mer Noire	0,137	9,877	20,190	2,389	4,294	5,017	1,168	0,508

différentes de celles des rapports entre les équivalents. Les variations des deux séries de valeurs sont toutefois analogues. Parce que les valeurs des équivalents expriment avec précision la composition chimique, nous n'avons considéré, dans ce qui suit, que les valeurs des rapports des équivalents.

L'analyse des valeurs de ces rapports est très utile pour les recherches hydrochimiques, car à l'aide des valeurs de certains de ces rapports on peut préciser la nature des eaux superficielles.

De même, on peut établir, en divisant les valeurs des rapports appartenant à une catégorie de ces eaux par les valeurs des mêmes rapports appartenant à d'autres catégories d'eaux superficielles, les relations géochimiques existant entre les différentes catégories d'eaux superficielles formant le complexe hydrographique terrestre: rivières, fleuves, mers, océans, lacs marins littoraux et lacs marins isolés des mers et des océans.

A) ANALYSE DES RAPPORTS: $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$, $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$, ET $\frac{HCO'_3}{SO''_4}$.

Les valeurs de ces rapports, dont les termes sont exprimés en équivalents, ne varient pas en concordance dans l'équilibre chimique des eaux des

Institutul Geologic al României

limans et sont partout en discordance avec les valeurs respectives trouvées pour l'eau de la Mer Noire. Les différences dans leur variation peuvent être interprétés toutefois d'une manière semblable.

Les valeurs des rapports $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ sont constamment plus fortes dans les eaux des limans étudiés que dans les eaux de la Mer Noire.

La moyenne des rapports $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ pour les eaux de ces limans est de 24, 426 et 2,875, comparativement à 20,190 et 2,389 pour l'eau de la Mer Noire.

Les valeurs du rapport $\frac{HCO'_3}{SO''_4}$ sont bien plus réduites pour les eaux de ces limans que la valeur se rapportant à l'eau de la Mer Noire; ces valeurs varient donc en sens inverse comparativement à celles des rapports précédents. La moyenne trouvée pour le rapport $\frac{HCO'_3}{SO''_4}$ est de 0,043 pour l'eau des limans et de 0,137 pour l'eau de la Mer Noire.

D'autre part, si nous considérons les valeurs de ces rapports pour l'Océan Atlantique, nous constatons une analogie plus étroite entre les eaux de ces limans et les eaux des océans, malgré l'étroite dépendance des limans et de la Mer Noire.

Cette différenciation chimique exprime un état d'évolution plus avancée des eaux de ces limans par rapport à l'eau de la Mer Noire.

Ce fait est confirmé si l'on rapporte les caractéristiques chimiques des eaux du complexe hydrographique formé par ces limans, par la Mer Noire et par ses affluents à celles des autres eaux superficielles.

Dans le tableau VIII, nous trouvons quelques données relatives au caractère chimique, au débit, etc. de quelques-uns des affluents les plus importants de la Mer Noire. Pour le Dniestr, le Don et le Dniepr, afin d'établir les rapports dans lequels entre l'ion de sodium, nous avons utilisé les données de la littérature indiquant seulement la somme des alcalis (ClNa + ClK), de sorte que les valeurs correspondant au sodium englobent aussi celles du potassium.

Pour cette raison, dans le cas de ces trois fleuves, les valeurs réelles du rapport $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$ sont effectivement plus élevées et celles du rapport $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ moindres que les valeurs figurant sur le tableau VIII.

Les données relatives à ces cours d'eau représentent: une moyenne de 13 analyses pour le Don, de 25 analyses pour le Dniepr, de 7 analyses pour le Dniestr (Nistru) et de 6 analyses pour le Danube (9 et 30).

Institutul Geologic al României

TABLEAU VIII

Quelques données chimiques et hydrologiques des principaux affluents de la Mer Noire

Fleuve	Longueur en km.	Superficie drainée en km²	Débit annuel en millions de m³	Valeur des rapports des équivalents $\frac{Cl'}{SO''_4}$	$\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$	$\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{HCO_3'}{SO''_4}$
Don	2.150	520.000	28,380	0,930	0,521	0,278	0,497	2,071
Dniepr	2.139	510.500	40,000	2,040	0,677	0,101	0,303	7,470
Dniestr	1.340		13,374	0,721	0,710	0,262	0,266	1,978
Danube	2.900	817.000	225,000	0,206	0,770	0,151	0,039	5,744
Valeur moyenne .	—	—	—	0,987	0,667	0,199	0,368	4,315

La salinité des eaux déversées dans la Mer Noire par les affluents ci-dessus est insignifiante comparativement à celle de cette mer, et cependant elle est considérable si nous considérons le grand débit annuel de ces cours d'eau. C'est ce qui explique d'une part le caractère saumâtre de l'eau de la Mer Noire, tout au moins de celle de sa région superficielle (néritique ou pélagique), d'une autre sa composition chimique quelque peu différente de celle des autres eaux marines.

Si nous suivons la variation des valeurs des rapports $\frac{SO_4''}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ (tableaux VII et VIII), nous constatons l'existence d'une dépendance entre l'ordre de grandeur des valeurs de ces rapports et les diverses catégories d'eaux superficielles. Les valeurs des rapports $\frac{SO_4''}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ augmentent au fur et à mesure que nous avançons dans la série des eaux superficielles, où les eaux douces formeraient le premier terme et les eaux des océans et celles des lacs marins relictes le dernier terme.

La variation des rapports $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ nous indique le phénomène naturel se produisant dans les eaux superficielles sous l'influence des diverses actions, biochimiques d'abord, physico-chimiques ensuite, à l'exclusion des dépôts par évaporisation.

En effet, grâce à ces actions, les eaux superficielles qui par leur salinité peuvent entretenir une activité vitale, animale ou végétale, évoluent vers un certain type d'eau d'une composition finale où le rôle du calcium est extrêmement réduit.

La mesure dans laquelle le calcium participe à l'équilibre chimique des eaux superficielles fait connaître le degré de transformation atteint par ces eaux et offre en même temps la possibilité d'encadrer une certaine eau dans

Institutul Geologic al României

la série des eaux superficielles. Les valeurs des rapports $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ sont précisément celles qui mettent le mieux en évidence les différentes phases des modifications survenues dans l'équilibre chimique des eaux superficielles.

Les eaux douces contiennent le calcium sous forme de bicarbonate et sulfate de calcium. De ces deux combinaisons le bicarbonate est soustrait, telquel, par les organismes et, de ce fait, la variation entre les ions HCO'_3 et $Ca^{\cdot\cdot}$ sera petite. Des variations plus importantes ne seront déterminées que par la disproportion qui existe toujours entre les teneurs en bicarbonate et le sulfate de calcium.

En ce qui concerne le sulfate, c'est le calcium qui est soustrait en plus forte proportion par l'activité vitale; il est remplacé probablement d'abord par l'ammonium, ensuite par le magnésium pour engendrer le sulfate de magnésium.

La variation du rapport $\frac{SO''_4}{Na^{\cdot}}$ dans les eaux superficielles est donc tout à fait indiquée pour être etudiée au point de vue qui nous intéresse. La variation du rapp. $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ est encore plus marquée que celle du rapport $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$.

En général, nous devons remarquer que:

1. Les deux rapports $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ ont des valeurs inférieures à l'unité pour les eaux douces: rivières, fleuves, etc. L'importance de l'ion de calcium dans la formation de l'équilibre chimique des eaux douces dépasse de beaucoup aussi bien l'importance de l'ion sulfurique (SO''_4), que celle de l'ion de sodium ($Na^{\cdot}$).

La valeur moyenne du rapport $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ dans les eaux des fleuves et des rivières qui se déversent dans la Mer Noire est de 0,199, ce qui signifie que ces eaux contiennent 5 fois plus d'équivalents de calcium que d'équivalents d'ion sulfurique. De même, la valeur moyenne du rapport $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}} = 0{,}368$ exprime qu'il existe dans les eaux douces 2,7 fois plus d'équivalents de calcium que d'équivalents de sodium. En réalité, la valeur de ce rapport est bien moindre, comme on l'a vu plus haut, et nous devrions la considérer dans ce cas plus rapprochée de la valeur 0,039 (trouvée pour l'eau du Danube) que des données présentées comme valables pour les eaux du Don, du Dniepr et du Dniestr, fleuves drainant de grandes superficies de steppes dont les sols sont parfois salés (voir le tableau VIII).

2. Pour les eaux des mers et des océans, les valeurs des rapports considérés sont plus élevées que l'unité, c'est-à-dire que les proportions existant entre les équivalents

Institutul Geologic al României

des ions: SO''_4, $Na^{\cdot}$ et $Ca^{\cdot\cdot}$ dans l'équilibre chimique des eaux marines se trouvent renversées par rapport aux eaux douces.

Bien que dans les eaux des mers, des océans ou des lacs marins la teneur en calcium dépasse très souvent celle des eaux douces, dans l'équilibre chimique de ces eaux l'ion de calcium est toutefois en infériorité par rapport à l'ion sulfurique et à l'ion de sodium. Les valeurs moyennes de ces rapports pour la Mer Noire sont: $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}} = 2{,}389$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}} = 20{,}190$; par conséquent, dans l'eau de cette mer les ions sulfuriques et les ions de sodium sont 2,389 respectivement 20,190 plus nombreux que les ions de calcium.

En admettant donc la conception selon laquelle les eaux marines représenteraient une forme ultérieure de transformation des eaux douces, due, entre autres, à la diminution de la teneur en calcium, on voit toute l'importance que présentent les rapports $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ pour apprécier la participation du calcium dans l'équilibre chimique des eaux superficielles.

Dans cet ordre d'idées, il suffit de considérer le quotient obtenu en divisant la valeur d'un de ces rapports pour l'eau des mers, des océans etc. par la valeur du même rapport des eaux douces. Ainsi, si l'on divise les valeurs des rapports $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ de la Mer Noire par les valeurs correspondantes des eaux douces, qui lui sont tributaires, nous obtenons: $\frac{2{,}389}{0{,}199}$ = environ 12 pour le premier rapport et $\frac{20{,}190}{0{,}368}$ = environ 57 pour le second.

Cela signifie que l'ancienne importance de l'ion de calcium, par rapport aux ions de SO''_4 et de $Na^{\cdot}$ dans l'équilibre chimique initial des eaux douces, vient de diminuer dans l'équilibre chimique de l'eau de la Mer Noire respectivement de 12 et de 57 fois.

Si nous étudions à présent les valeurs des rapports $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ pour les eaux des limans du SE de la Bessarabie, nous constatons que l'importance de l'ion de calcium, dans la composition de ces eaux, est plus diminuée encore, même en comparaison avec l'eau de l'Océan Atlantique.

Les données du tab. IX (calculées aussi à partir des équivalents) démontrent que ce phénomène est encore plus prononcé dans les lacs d'origine marine, isolés complètement de la mer.

L'explication de ce phénomène doit être cherchée avant tout dans l'activité biotique, qui manifeste une puissante affinité sélective pour l'ion de calcium. Cet élément est soustrait aux eaux marines pour former de vastes dépôts organogènes calcaires, desquels il est restitué partiellement aux eaux superficielles.

Institutul Geologic al României

TABLEAU IX

	$\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$
Mer Rouge (au milieu)	3,290	27,668
Liman Hagibei	4,803	—
Liman Tekirghiol	16,974	111,540
Liman Agigea	230,580	989,825

C'est ce qui explique partiellement la prédominance du sodium par rapport à tout autre cation dans l'équilibre chimique des eaux marines.

Nous avons cherché également à représenter graphiquement les variations des rapports $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$, $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{HCO'_3}{SO''_4}$ dans la composition chimique des divers eaux superficielles, à savoir: des eaux de mers, d'océans, de limans, de lacs marins relictes et des eaux douces (fig. 1).

Les ordres de grandeur des valeurs de ces divers rapports étant très disproportionnés pour quelques-unes des eaux superficielles, nous avons dû adopter le mode de représentation graphique utilisé dans la figure 1, suivant lequel les variations de ces valeurs sont représentées au début (c'est-à-dire pour les eaux douces) d'après une même échelle et plus loin d'après une échelle arbitraire.

On voit sur ce graphique que la courbe qui représente la variation des valeurs du rapport $\frac{HCO'_3}{SO''_4}$ dans la série des eaux superficielles a une forme tout à fait différente de celle représentant les variations des rapports $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$. La courbe de la variation du rapport $\frac{HCO'_3}{SO''_4}$ présente deux maximums: l'un dans le premier terme de la série des eaux superficielles — eaux douces — l'autre dans le dernier terme de la série — eaux marines relictes. Ce dernier fait provient de l'intervention de l'activité des bactéries reductrices, qui dans les eaux des bassins fermés détermine d'une part la diminution des sulfates et introduit de l'autre une quantité équivalente de bicarbonates.

La forme de la courbe représentant la variation des valeurs du rapport $\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$ pour l'ensemble formé par les eaux des mers, des océans et des limans étudiés ci-dessus confirme non seulement l'analogie de la composition chimique de ces eaux, mais aussi, parce que les valeurs de ce rapport sont déterminées par l'intensité de l'activité biotique, la similitude des manifestations de la vie dans ces catégories d'eaux superficielles.

Institutul Geologic al României

B) ANALYSE DES RAPPORTS $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$, $\frac{Cl'}{Mg^{\cdot\cdot}}$ ET $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$

En 1849, USIGLIO montra que les chlorures des eaux marines sont formés en majeure partie de chlorure de sodium et ensuite, par ordre d'importance, de chlorure de magnésium et de chlorure de potassium.

En examinant de plus près les différences qui existent entre les valeurs des rapports des équivalents de chlore, de sodium et de magnésium dans les eaux de la Mer Noire et dans celles des limans, nous pouvons nous rendre compte de la nature et de l'intensité des changements survenus dans la teneur de l'eau de mer en chlorures, après sa pénétration dans les limans. Comme la participation du potassium dans la formation des chlorures est très réduite par rapport au sodium et au magnésium, nous avons renoncé aux rapports où cet élément figure.

Nous commencerons par analyser la variation des valeurs du rapport $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ (voir tab. VII).

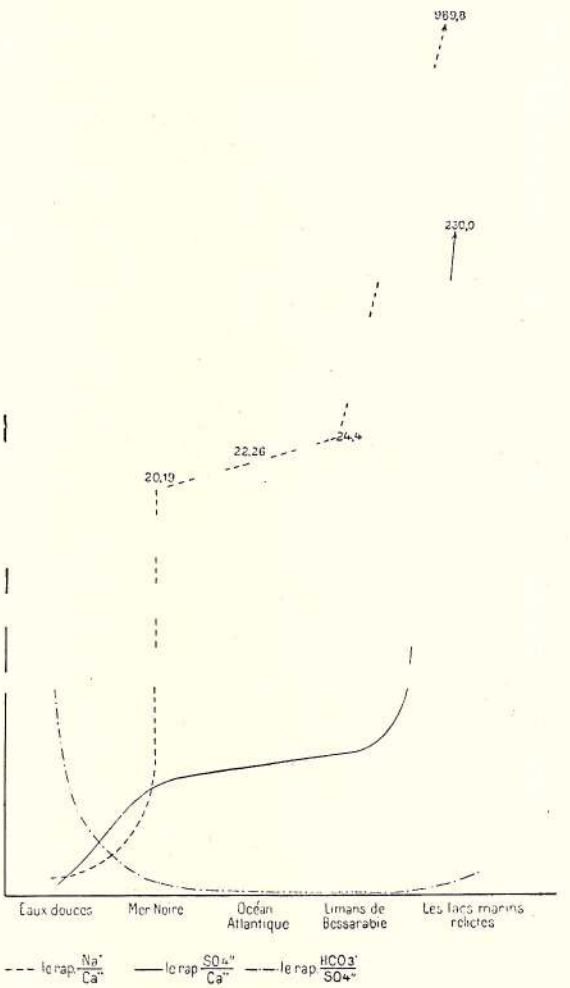


Fig. 1. — Variation des rapports $\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$, $\frac{SO_4''}{Ca^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{HCO_3'}{SO_4''}$ dans la composition chimique de quelques eaux superficielles.

En premier lieu, on constate que, dans les eaux de ces limans comme dans toute eau marine, le sodium prédomine par rapport au magnésium.

En second lieu, la valeur de ce rapport pour les eaux des limans étudiés par nous diffère de la valeur trouvée pour la Mer Noire; de plus, elle diffère,

Institutul Geologic al României

dans une mesure variable, d'un liman à l'autre. Il en résulte qu'après la pénétration de l'eau de mer dans les limans, des changements inégaux se sont produits dans la composition chimique de cette eau en ce qui concerne les proportions de magnésium et de sodium qui participent à la formation de l'équilibre chimique.

Ainsi le rapport $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$, qui est pour l'eau de la Mer Noire de 4,294, est pour l'eau du liman Sasic de 4,499, par conséquent plus élevé. Les valeurs pour les eaux des autres limans sont par contre plus faibles, à savoir: 3,993 pour l'Alibei, 4,181 pour le Burnaz et 4,088 pour le Şabolat.

Afin d'apprécier plus facilement l'intensité et les sens dans lesquels se sont modifiées les proportions des équivalents de sodium et de magnésium qui participaient à la formation de l'équilibre chimique initial de l'eau de la Mer Noire, nous diviserons les valeurs de ce rapport correspondant à chaque liman par la valeur trouvée pour la Mer Noire. On obtient ainsi les valeurs suivantes:

$$\frac{4{,}499}{4{,}294} = 1{,}048 \text{ par rapport au liman Sasic}$$

$$\frac{3{,}993}{4{,}294} = 0{,}930 \text{ » » » » Alibei}$$

$$\frac{4{,}181}{4{,}294} = 0{,}974 \text{ » » » » Burnaz}$$

$$\frac{4{,}080}{4{,}294} = 0{,}952 \text{ » » » » Şabolat}$$

Il appert des données ci-haut que, comparativement à la salinité de l'eau de la Mer Noire et par rapport au magnésium, l'eau du liman Sasic présente un excès et les eaux des limans Alibei, Burnaz et Şabolat une déficience en sodium.

Les eaux des trois derniers limans doivent être par contre plus riches en magnésium. Les valeurs: $\frac{1}{0{,}930} = 1{,}075$, $\frac{1}{0{,}974} = 1{,}027$ et $\frac{1}{0{,}952} = 1{,}050$ nous montrent de combien de fois a augmenté (si l'on se rapporte au sodium) l'importance du magnésium dans la formation de l'équilibre chimique des eaux des limans Alibei, Burnaz et Şabolat comparativement à l'eau de la Mer Noire.

Nous devons par conséquent admettre que des phénomènes de sursalinisation en sels de sodium se sont produits dans l'eau du liman Sasic et que des phénomènes de soussalinisation pour ces mêmes sels ont eu lieu dans les eaux des autres limans.

Pour nous rendre compte de la nature des sels de sodium qui interviennent

Institutul Geologic al României

dans le jeu de ces deux séries de phénomènes, nous analyserons la variation des valeurs du rapport $\frac{Cl'}{Mg^{\cdot\cdot}}$ (exprimés en équivalents).

L'analyse des variations du rapport $\frac{Cl'}{Mg^{\cdot\cdot}}$ conduit pour le chlore à un résultat analogue à celui de l'analyse du rapport $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ pour le sodium, à savoir: comparativement à la Mer Noire et par rapport au magnésium, il existe dans l'eau du liman Sasic un excès de chlore et dans les eaux des limans Alibei, Burnaz et Şabolat une déficience en chlore.

Si nous tenons compte des différences dues aux concentrations inégales des eaux des limans et d'autre part des résultats fournis par l'analyse des variations des rapports $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ et $\frac{Cl'}{Mg^{\cdot\cdot}}$ nous en déduisons que:

a) L'eau du liman Sasic contient du chlorure de sodium en excès sur celui qui aurait été produit par la concentration de l'eau de la Mer Noire;

b) Les eaux des limans Alibei, Burnaz et Şabolat contiennent, proportionnellement aux concentrations respectives, moins de chlorure de sodium qu'il n'en devrait résulter de la concentration de l'eau de la Mer Noire.

c) Dans la salinité de l'eau du liman Sasic, la teneur en chlorure de sodium est un peu plus forte que celle correspondant aux salinités des eaux des limans Alibei, Burnaz et Şabolat.

Si nous passons à l'analyse des valeurs du rapport $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$, nous constatons que dans tous les cas considérés ces valeurs présentent des écarts très faibles. C'est ainsi que pour les eaux des limans la valeur de ce rapport est en moyenne de 1,172 et pour la Mer Noire de 1,168 (Tab. VII). Ces valeurs, assez rapprochées de l'unité dans l'ensemble des cas considérés, démontrent que le chlore se trouve en majeure partie combiné à l'état de chlorure de sodium, comme dans toutes les eaux marines.

D'autre part, la valeur (1,158) du rapport en question pour l'eau du liman Sasic, moins élevée que celle correspondant à l'eau de la Mer Noire (1,168), nous amène à une nouvelle constatation: les proportions dans lesquelles le chlore et le sodium entrent dans la formation de l'équilibre chimique de l'eau du liman Sasic sont, par rapport à l'eau de mer, un peu modifiées en faveur du sodium. Donc, si nous tenons compte aussi bien de l'origine de

Institutul Geologic al României

l'eau du liman, que de la stabilité considérable du chlorure de sodium, nous en déduisons qu'il doit exister dans l'eau de ce liman encore un petit excès d'ions de sodium, non-combinés aux ions de chlore. Il s'ensuit que, parallèlement à la sursalinisation de l'eau de ce liman en chlorure de sodium, il s'est produit une nouvelle sursalinisation intéressant un autre sel de sodium, le sulfate de sodium comme nous le verrons plus loin.

Les valeurs du rapport $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$ plus élevées dans les eaux des limans Alibei, Burnaz et Şabolat comparativement à l'eau de la Mer Noire, nous montrent qu'il existe au contraire dans les eaux de ces limans un excès d'ions de chlore disponibles par rapport aux ions de sodium.

En tenant compte, ensuite, de ce que les valeurs plus faibles du rapport $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ dans les eaux de ces mêmes limans ont révélé l'existence d'un excès de magnésium lié, sans doute, à cet excès de chlore disponible, nous concluons qu'il existe dans la salinité des eaux des limans Alibei, Burnaz et Şabolat du chlorure de magnésium en excès sur celui qui devrait résulter de la concentration de l'eau de mer.

Cet accroissement relatif de la teneur en chlorure de magnésium peut être considéré également comme une conséquence lointaine du fait qu'on a jadis extrait du sel des eaux de ces trois limans.

Toutefois, le fait que l'eau du liman Sasic contient plus de chlorure de sodium qu'il ne devrait y en avoir par suite de la concentration de l'eau de la Mer Noire, nous autorise à croire que le phénomène de la diminution de ce sel dans les limans Alibei, Burnaz et Şabolat, tout comme la présence de ce même sel en excès dans le liman Sasic, pourraient bien aussi avoir une autre cause, à savoir le transport éolien du chlorure de sodium déposé pendant les saisons sèches sur les bords ou le fond découvert et desséché de ces limans.

Cette hypothèse s'avère exacte si l'on considère d'une part la situation géographique de ce liman comparativement à celle des limans Alibei, Burnaz et Şabolat, d'autre part la direction, la fréquence et la force des vents dominants dans la région.

Ces limans sont en effet situés sur une ligne orientée du NE au SW, dont l'extrémité SW est occupée par le liman Sasic et l'extrémite NE par le liman Şabolat.La région de ces limans est dominée par les vents du NE. Faute de possibilités de nous procurer — surtout pour le passé — des données provenant de plusieurs endroits et embrassant une période de temps plus longue, nous avons dû nous résumer aux données climatiques fournies pour les années 1926—1930 par la station météorologique de Cetatea-Albă, située

Institutul Geologic al României

à 26 km. au NE du liman Şabolat et à peu près sur la même ligne que les autres limans. De la sorte, les données de cette station peuvent être considérées valables pour toute la région de ces limans (Tab. X).

TABLEAU X

Quelques données climatiques sur la région des limans de la Bessarabie méridionale

Poste météorologique: Cetatea Albă

Période d'observation	Précipitations annuelles mm.	Vents de la région								Jours calmes	Force du vent NE
		N	NE	E	SE	S	SW	N	NW		
1926—1930	394,4	14,2	20,8	11,4	10,5	9,0	10,6	8,5	8,0	7,1	9

Il résulte des données du tableau précédent que dans cette région, si pauvre en jours calmes, les vents prédominants sont ceux du NE, qui sont en même temps des vents forts.

Si nous tenons compte du régime des vents dans cette région à faibles précipitations, nous voyons qu'il est très possible qu'une partie du chlorure de sodium déposé autrefois dans les anciennes exploitations de sel ou actuellement dans les divers lacs isolés de ces limans tels que le Bazarian, l'Altânghiol, le Budur, le Martaza et le Mahala, ou même sur les bords des limans, ait été enlevée et transportée par les vents du NE, puis disséminée ou déposée plus loin dans la direction de ces vents.

C'est ainsi que nous croyons pouvoir expliquer le faible excès de chlorure de sodium dans l'eau du liman Sasic.

C) ANALYSE DES RAPPORTS: $\frac{Cl'}{SO''_4}$ ET $\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$.

L'anion sulfurique est, après l'anion de chlore, le plus important des anions qui entrent dans la composition des eaux marines; il se combine en majeure partie au magnésium.

Le rapport $\frac{Cl'}{SO_4''}$ a des valeurs variables dans les eaux des limans étudiés. Ainsi, pour l'eau du liman Sasic, la valeur de ce rapport est de 9,850, pour l'eau des limans Alibei et Burnaz de 10,247 respectivement 10,370 et pour l'eau du liman Şabolat de 9,510, inférieure par conséquent à la valeur trouvée pour l'eau de la Mer Noire (9,877).

Nous avons vu qu'il existe dans l'eau du liman Sasic une quantité de chlorure de sodium en excès sur la teneur qui aurait pu résulter de la seule con-

Institutul Geologic al României

centration de l'eau de la Mer Noire. Le fait que le rapport $\frac{Cl'}{SO_4''}$ a cependant une valeur plus faible dans l'eau de ce liman que dans l'eau de la Mer Noire, démontre qu'il y a dans sa salinité, outre le surplus constaté de chlorure de sodium, aussi un faible excès de sulfates.

Nous savons, par ce qui précède, qu'une déficience en chlorure de sodium a été constatée dans les eaux des limans Alibei et Burnaz. Malgré cela, le rapport $\frac{Cl'}{SO''_4}$ a des valeurs plus élevées pour les eaux de ces deux limans que pour l'eau de la Mer Noire. Dans ces nouvelles conditions, les proportions de ces deux ions sont donc modifiées en faveur du chlore. Il en résulte que dans les eaux des limans Alibei et Burnaz, il existe simultanément aussi une déficience en sulfates beaucoup plus prononcée que la déficience en chlorures.

Pour l'eau du liman Şabolat, nous déduisons au contraire, de la valeur très inférieure de ce rapport comparativement à celle établie pour la Mer Noire, que l'eau de ce liman est plus riche en sulfates. L'accroissement de la teneur en anions sulfuriques est toutefois bien supérieur à celui qui correspondrait à la déficience de l'anion de chlore. Il en résulte donc que l'accroissement de la teneur en sulfates de l'eau du liman Şabolat ne saurait être considéré uniquement comme l'effet immédiat de la diminution de la teneur en chlorures.

Si nous passons à l'analyse des valeurs du rapport $\frac{SO''_4}{Mg^{..}}$ pour les eaux de ces limans, nous obtenons aussi des éclaircissements sur la variation dans la nature des sulfates.

C'est ainsi que la valeur de ce rapport pour l'eau du liman Sasic (0,592), plus élevée que pour les eaux de la Mer Noire (0,508), nous montre que les proportions des ions sulfuriques et des ions de magnésium dans la composition de l'eau de la Mer Noire se sont modifiées, dans l'eau de ce liman, en faveur des ions sulfuriques, quoique ceux-ci, moins stables, eussent dû diminuer par suite de l'activité biotique. Il existe donc ici un excès d'ions sulfuriques par rapport au magnésium. Si nous tenons compte du fait qu'il existe aussi dans l'eau de ce liman un excès de sodium disponible par rapport au chlore, il s'ensuit que les ions sulfuriques en excès devront se combiner au surplus des ions de sodium pour former du sulfate de sodium. L'eau du liman Sasic contient donc un petit excès de sulfate de sodium supérieur à celui qui aurait pu provenir de la concentration de l'eau de la Mer Noire.

Institutul Geologic al României

L'excès de sulfate de sodium, de même que peut-être une partie du surplus constaté de chlorure de sodium, peuvent aussi provenir du lavage des efflorescences salines qu'on rencontre dans la région de sols salés située au N de ce liman et qui y sont apportées par les petits cours d'eau Cunduc et Sărata. Comme on sait, de telles efflorescences sont formées en grande partie par du sulfate de sodium.

Pour les eaux des limans Alibei et Burnaz la valeur du rapport $\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$ est plus faible que la valeur correspondante pour l'eau de la Mer Noire. Cela signifie que les eaux de ces deux limans présentent une déficience des ions sulfuriques par rapport aux ions de magnésium.

Le fait que l'excès de magnésium, déjà constaté dans les eaux de ces deux limans par rapport aux ions de sodium, se maintient également à l'égard des ions sulfuriques, confirme une fois de plus que cet excès est combiné avec l'excès de chlore reconnu à la suite de l'examen du rapport $\frac{Cl'}{SO_4''}$. Le rapport $\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$ nous avait deja montré que le chlore y etait en excès par rapport au sodium.

Maintenant, si nous envisageons en même temps les significations de ces deux rapports: $\frac{Cl'}{SO''_4}$ et $\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$ nous constatons que, indifféremment de leur nature, les sulfates se trouvent dans les eaux des limans Alibei et Burnaz en quantités un peu plus faibles que celles qui auraient dû résulter de la concentration de l'eau de la Mer Noire.

Les valeurs du rapport $\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$, 0,507 pour l'eau du liman Şabolat et 0,508 pour l'eau de la Mer Noire sont presque identiques, preuve que le rapport de ces deux ions est resté le même dans l'eau de ce liman. Suivant les constatations que nous venons de faire, à savoir que le magnésium, tout comme le chlore et l'acide sulfurique, entre par rapport au sodium en proportion plus élevée dans la salinité de l'eau de ce liman que dans l'eau de la Mer Noire, nous sommes obligés d'admettre:

1. Qu'il existe dans l'eau du liman Şabolat, outre l'excès de chlorure de magnésium démontré plus haut, un surplus de sulfate de magnésium sans aucune relation avec la concentration subie par l'eau de la mer.

2. Que l'eau du liman Şabolat s'enrichit encore en un sulfate autre que le sulfate de magnésium

Institutul Geologic al României

lequel, d'après le rôle un peu plus important du calcium dans la composition chimique de cette eau, est probablement le sulfate de calcium.

Des constatations faites par nous on peut conclure, quoique l'ensemble des phénomènes chimiques soit le même dans tous les limans du SE de la Bessarabie, que sous le rapport chimique leurs eaux sont pourtant sensiblement différentes.

Les actions les plus importantes qui déterminent les divers aspects chimiques des eaux de ces limans sont les sursalinisations ou les dessalinisations en certains sels et les manifestations vitales. Ces actions suivant la structure physique des limans, les conditions hydrologiques et les influences climatiques auront comme résultat final la différenciation chimique des eaux des limans

Cette différenciation dans la composition chimique des eaux de même origine, provoquée par une évolution différente, est un phénomène assez fréquent dans la nature.

A titre d'exemple, nous pouvons citer l'évolution chimique des eaux de certains limans du pourtour de la Mer Noire, à savoir: les limans Hagibei et Cuialnic, situés à 23 km au NE d'Odessa et complètement séparés de la Mer.

Le tableau XI montre que les eaux de ces limans, quoique ceux-ci soient très rapprochés l'un de l'autre (3 km. de distance à leur base), ont cependant une composition chimique très différente non seulement par rapport à l'eau de la Mer Noire mais aussi entre elles.

Les quelques données analytiques dont nous disposons montrent suffisamment que ces différences sont plus grandes que celles constatées par nous pour les limans du SE de la Bessarabie (16 et 33).

TABLEAU XI

Constituants (exprimés en équivalents)	Mer Noire (Lebedinzew 1894)	Liman Hagibei (Lebedinzew 1896)	Liman Cuialnic (Verigo 1894)
Cl'	100,000	100,000	100,000
SO''_4	10,274	11,178	3,588
Ca''	5,095	2,326	3,585
Mg''	19,873	25,463	25,362

ÉTUDE CHIMIQUE DE DEUX SOLUTIONS SALINES PRISES DANS LE LAC BUDUR ET DANS LA SALINE DE BURNAZ

Nous terminerons cette étude par les données analytiques relatives à la composition chimique de deux solutions salines récoltées l'une dans le lac

Institutul Geologic al României

Budur (isolé du liman Şagan), qui servit jusqu'en 1918—1919 à l'extraction du sel, l'autre dans l'un des bassins d'évaporation d'une entreprise pour l'extraction de sel (marais salant) située sur le bord NW du liman Burnaz, à peu près au niveau de la localité de Tuzla.

Cette dernière solution saline peut être considérée, d'après les informations qui nous ont été fournies, comme une solution-mère telle qu'elle se présente après un premier dépôt de sel.

Les tableaux XII et XIII reproduisent les données analytiques respectives et le tableau XIV les divers rapports existant entre les valeurs des mêmes constituants qui ont fait l'objet de nos investigations sur la composition des eaux des limans.

Si nous examinons les compositions chimiques de ces solutions, nous constatatons qu'elles diffèrent radicalement non seulement des eaux des limans dont elles proviennent, mais aussi entre elles.

En effet, si nous procédons à l'examen des données analytiques, nous observons premièrement que ces solutions ont une salinité de beaucoup supérieure à celle des eaux des limans, deuxièmement que le rôle des ions $Mg^{\cdot\cdot}$ et SO''_4 est bien plus important dans la formation de l'équilibre chimique de ces solutions. Par contre, le rôle des ions de chlore et de sodium est plus réduit. Comme on peut le voir sur les tableaux XII et XIII, les modifications survenues dans l'équilibre chimique de ces solutions sont plus intenses dans l'eau-mère de Burnaz, où le rôle du magnésium dépasse celui du sodium.

Il est à remarquer que la teneur en calcium de la solution saline de Budur dépasse la teneur moyenne en calcium des eaux des limans voisins. Le pourcentage en équivalents de calcium dans la composition de la salinité de cette solution saline est de 1,91, tandis que la valeur moyenne de ce pourcentage pour les eaux des limans est de 1,58.

Cet excès de calcium peut provenir des eaux douces. Le haut degré de salinité de l'eau de ces bassins fermés, constaté même pendant la saison pluvieuse, lorsque nous avons pris ces échantillons aux fins d'analyse, a favorisé l'accumulation du calcium, en empêchant toute activité biotique.

Il résulte de l'examen du rapport $\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$ figurant dans le tableau XIV que comparativement aux eaux des limans il existe dans les deux solutions une déficience d'ions de sodium, preuve que les deux solutions analysées sont des eaux-mères, c'est-à-dire des résidus des eaux de limans dont le chlorure de sodium s'est déposé. Cette dessalinisation en NaCl a été beaucoup plus considérable dans le cas de la solution-mère de la saline de Burnaz.

Si l'on compare la composition de la salinité de cette dernière solution-mère à la composition chimique de l'eau du liman Burnaz (tab. III) et de la solution saline de Budur, on constate dans l'eau-mère du marais salant de

Institutul Geologic al României

TABLEAU XII

Analyse de la solution saline du lac Budur

Récoltée le 8 mai 1930

$P_H = 7{,}85$

			1 kg d'eau contient:	
			Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore	Cl'	71,9832	1894,478
	Brome	Br'	0,1820	2,277
	Iode	I'	—	—
	Sulfurique	SO''_4	10,3192	214,829
	Bicarbonique	HCO'_3	0,1136	3,787
Cations	Potassium	$K^{\cdot}$	1,2843	32,847
	Natrium	$Na^{\cdot}$	25,2609	1533,064
	Ammonium	$NH^{\cdot}_4$	—	—
	Calcium	$Ca^{\cdot\cdot}$	1,6187	80,794
	Magnésium	$Mg^{\cdot\cdot}$	5,6989	468,666
	Acide métasilicique	SiO_3H_2	0,0077	—
	Total		126,4685	4220,742

Relations de pourcentages

			Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à une teneur de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore	Cl'	56,919	100,000	44,779	100,000
	Brome	Br'	0,143	0,253	0,054	0,120
	Sulfurique	SO''_4	8,160	14,336	5,078	11,340
	Bicarbonique	HCO'_3	0,090	0,158	0,089	0,200
Cations	Potassium	$K^{\cdot}$	1,015	1,783	0,776	1,734
	Sodium	$Na^{\cdot}$	27,881	48,984	36,236	80,922
	Ammonium	$NH^{\cdot}_4$	—	—	—	—
	Calcium	$Ca^{\cdot\cdot}$	1,280	2,249	1,910	4,264
	Magnésium	$Mg^{\cdot\cdot}$	4,506	6,511	11,078	24,738
	Acide Métasilicique	SiO_3H_2	0,006	0,011	—	—
	Total		100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU XIII

Analyse de la solution saline d'un bassin de concentration de la saline de Burnaz

Récoltée le 11 mai 1930

		1 kg d'eau contient:	
		Grammes	Milliéquivalents
Anions	Chlore . . . . . Cl'	112,7635	3179,929
	Brome . . . . . Br'	1,3436	16,811
	Iode . . . . . I'	—	—
	Sulfurique . . . . . SO''_4	18,4283	383,645
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,2830	9,433
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	3,7861	96,830
	Natrium . . . . . $Na\cdot$	37,2000	1617,358
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,2812	14,065
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	22,6340	1861,565
	Acide métasilicique. . . . . SiO_3H_2	0,0064	—
	Total . . .	196,7261	7179,636

Relations de pourcentages

		Par rap. à 100 parties de sels dissous	Par rap. à 100 parties de chlore	Par rap. à une teneur de 100 équiv.	Par rap. à 100 équiv. de chlore
Anions	Chlore . . . . . Cl'	57,320	100,000	44,291	100,000
	Brome . . . . . Br'	0,683	1,191	0,234	0,529
	Sulfurique . . . . . SO''_4	9,368	16,343	5,344	12,065
	Bicarbonique . . . . . HCO'_3	0,144	0,251	0,131	0,297
Cations	Potassium . . . . . $K\cdot$	1,924	3,358	1,349	3,045
	Sodium . . . . . $Na\cdot$	18,909	32,980	22,528	50,861
	Ammonium . . . . . $NH\cdot_4$	—	—	—	—
	Calcium . . . . . $Ca\cdot\cdot$	0,143	0,249	0,195	0,441
	Magnésium . . . . . $Mg\cdot\cdot$	11,506	20,062	25,928	58,534
	Acide métasilicique. . . . . SiO_3H_2	0,003	0,005	—	—
	Total . . .	100,000	—	100,000	—

Institutul Geologic al României

TABLEAU XIV

Tableau comparatif entre les valeurs de rapports des divers constituants des solutions salines du lac Budur, de la saline de Burnaz, des eaux des limans, de la Mer Noire et des eaux douces

	$\frac{HCO'_3}{SO''_4}$	$\frac{Cl'}{SO''_4}$	$\frac{Na^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{SO''_4}{Ca^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Na^{\cdot}}{Mg^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Cl'}{Mg^{\cdot\cdot}}$	$\frac{Cl'}{Na^{\cdot}}$	$\frac{SO''_4}{Mg^{\cdot\cdot}}$
A) *Calculés à partir des poids physiques des ions.*								
Solution saline de Budur .	0,011	6,975	21,783	6,385	6,187	12,631	2,042	1,812
Solution mère de la saline de Burnaz	0,015	6,119	132,289	65,535	1,643	4,982	3,031	0,814
Valeurs moyennes pour les limans du SE de la Bessarabie	0,054	7,333	28,014	6,865	7,929	14,183	1,823	1,951
Idem dans la Mer Noire. .	0,087	7,291	23,179	5,727	8,122	14,632	1,801	2,007
Idem dans les eaux douces .	6,624	0,718	0,304	0,474	1,472	1,862	1,184	2,376
B) *Calculés à partir des équivalents des ions.*								
Solution saline de Budur .	0,017	8,819	18,975	2,659	3,721	44,042	1,958	0,458
Solution mère de la saline de Burnaz	0,025	8,289	115,234	27,334	0,869	1,708	1,966	0,206
Valeurs moyennes dans les limans du SE de la Bessarabie	0,043	10,008	24,426	2,875	4,190	4,932	1,177	0,496
Idem dans la Mer Noire .	9,877	0,137	20,190	4,294	1,168	5,017	0,508	2,389
Idem dans les eaux douces .	7,055	0,171	0,043	0,199	0,107	0,075	0,703	0,441

Burnaz une déficience en calcium, due probablement au dépôt partiel du sulfate de calcium.

La salinité des solutions salines de Burnaz et de Budur n'est pas le résultat de l'évolution normale poursuivie par les eaux superficielles, évolution déterminée par de faibles évaporations ou par l'activité biotique, mais bien plutôt la conséquence des transformations chimiques survenues à la suite d'évaporations intenses. Aussi ne saurait-on faire entrer ces solutions salines dans la série continue des eaux superficielles: eaux douces, eaux marines, eaux d'océans, eaux de limans ou de lacs marins.

Institutul Geologic al României

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les limans du SE de la Bessarabie représentent des fractions de la Mer Noire, séparées de celle-ci dans une région battue par les vents et pourvue d'un climat relativement sec. Les limans reçoivent peu d'eau douce, mais sont continuellement alimentés par la mer.

La composition chimique des eaux des ces limans est déterminée par l'ensemble des phénomènes physico-chimiques dus au climat et aux manifestations vitales se produisant dans cette ambiance.

Les eaux de ces limans sont non seulement plus salinisées que l'eau de la Mer Noire, mais elles se trouvent aussi dans une phase d'évolution plus avancée que l'eau de cette mer. Par ces caractéristiques chimiques, les eaux de ces limans sont plus rapprochées des eaux des océans.

En outre, grâce à certaines influences locales, les eaux des limans du SE de la Bessarabie tendent, malgré leur origine commune, à se différencier les unes des autres. Ce fait ressort de leurs teneurs inégales en certains sels, lesquelles ne correspondent pas toujours à celles qui auraient pu résulter de la concentration de l'eau de la mer.

Ainsi, par rapport à l'eau de la Mer Noire, l'eau du liman Sasic est sursalinisé avec un surplus de chlorure de sodium et de sulfate de sodium, en dehors de la concentration qui a eu lieu; par contre, nous avons constaté une dessalinisation partielle en chlorure de sodium pour les eaux des limans Alibei, Burnaz et Şabolat. A la suite de cette dessalinisation partielle en chlorure de sodium, les eaux de ces trois limans sont plus riches en chlorure de magnésium. De même, l'eau du liman Şabolat contient un surplus de sulfate de magnésium, tandis que les eaux des limans Alibei et Burnaz ont une teneur plus faible en sulfates que celle qui aurait dû résulter de la concentration de la Mer Noire.

Dans les solutions salines produites par une évaporation intense des eaux des limans, les ions $Mg^{\cdot\cdot}$ et SO''_4 ont un rôle plus important dans la formation des équilibres chimiques. Comme ces solutions ne proviennent toutefois pas d'une évolution normale des eaux douces, nous ne pouvons pas les encadrer dans la série continue des eaux superficielles, dont les extrémités sont formées par les eaux douces d'une part et les lacs d'origine marine d'une autre.

Toutes les constatations relatives à l'évolution, aux sursalinisations ou aux soussalinisations intervenues dans les compositions chimiques des eaux des limans, ont été obtenues par l'examen des valeurs appartenant aux rapports entre les constituants des eaux de ces limans, de l'eau de mer ou des autres eaux superficielles.

Reçu : juillet 1933.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

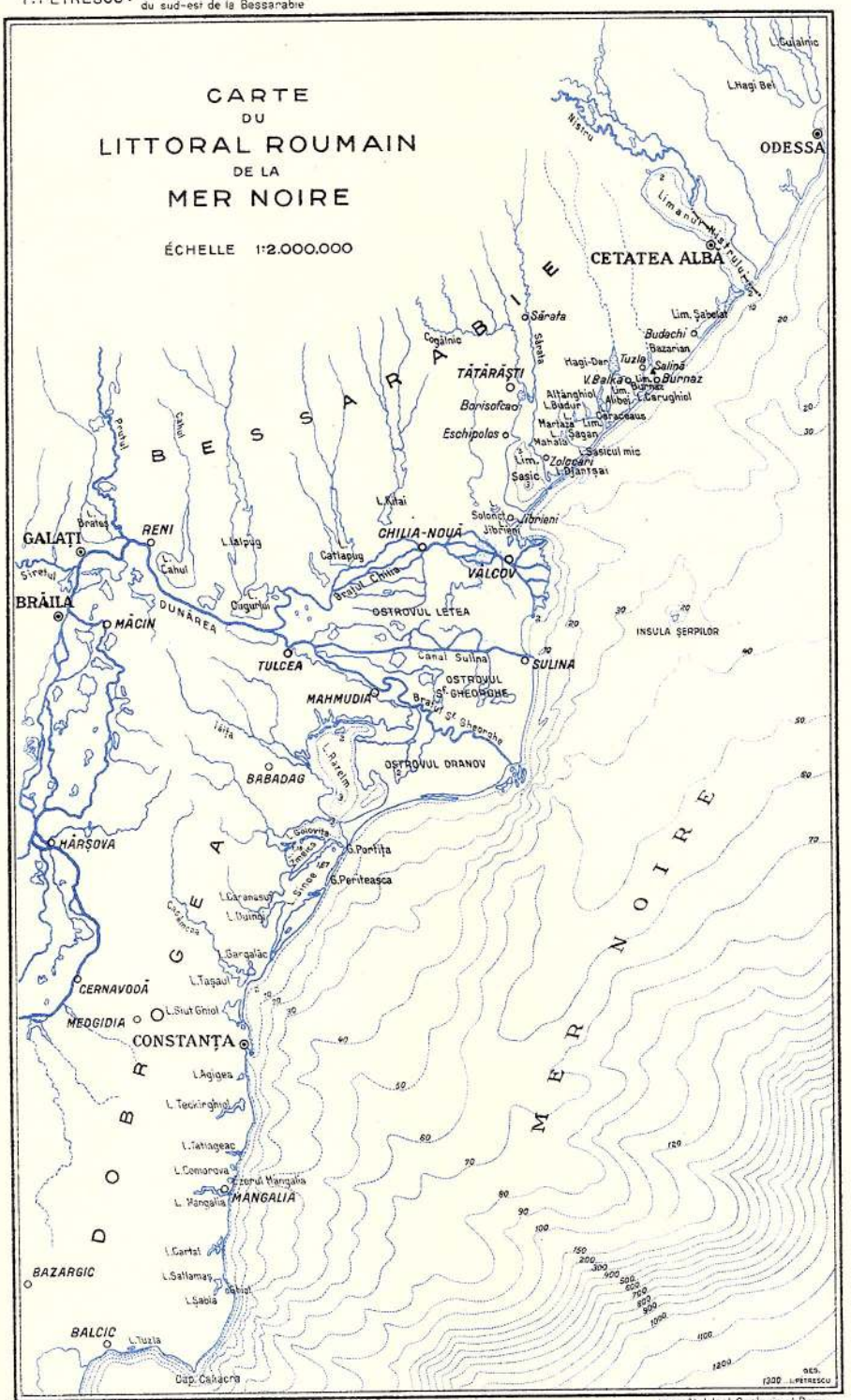
1. ANDRUSSOW N., Bosphorus und Dardanellen. *Annuaire géol. et minér. de la Russie*, XII, No. 7—8.
2. — Der Adschi-darja oder Karabugaz Busen. *Petermann's Mitteilungen*. Bd. XLIII, S. 25—34.
3. ANTIPA GR. Les principes de l'amélioration de la productivité du bas Danube. *Bul. de la Sect. Scientifique de l'Acad. Roum.* XV, 3—4.
4. BEHREND U. GEORG BERG., Chemische Geologie, Stuttgard, 1927.
5. BORCEA I., Faune survivante de type caspien dans les limans d'eau douce de Roumanie. *Annales Scient. de l'Univ. de Iassy*. T. XIII. Fasc. 1—2, 1924.
6. BRĂTESCU C., Lacul Mangalia. *Bul. Soc. rom. reg. de Geogr.* Vol. XXXVI, 1915.
7. BUJOR P., Nouvelle contribution à l'étude de la biologie du lac salé Tekirghiol. 1928.
8. BURADA A., Analyse de l'eau de la Mer Noire. *Annales Scientifiques de l'Université de Jassy*. Tome V, 1908—1909.
9. CLARKE F. W., The data of Geochemistry. *U. S. Geol. Survey Bul.* 770, 1924.
10. CODARCEA A., PAUCĂ M., Observaţiuni asupra limanului Sasic făcute la Borisofca (jud. Ismail). *Dări de seamă ale şedinţelor Institutului Geologic al României*. Vol. XIII, 1924—1925.
11. FILIPESCU M., Cercetări limnologice şi hidrologice în regiunea Jibrieni-Nicolaevsca-Eskipolos (jud. Ismail). *Ibid.*
12. GRABAU A. W., Geology of non metallic mineral deposits other than silicates. London 1920.
13. HUMMEL K., Die Entstehung einsenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. *Geol. Rundschau*. Bd XIII, H. 1—2, Berlin.
14. IMBEAUX E., Essai d'hydrographie.
15. KRÜMMEL O., Handbuch der Ozeanographie, 1911.
16. LEBEDINZEW A., Sur le changement du caractère chimique des sels dans les eaux des limans d'Odessa. *C. R. de la Soc. Baln. d'Odessa*. Vol. 5, 1892—1898.
17. LEPŞI I., Lacurile din sudul Basarabiei. *Buletinul Muzeului Naţional de Istorie Naturală*. Chişinău, 1932.
18. MACAROVICI N. G., Asupra Geologiei Sudului Basarabiei. *Dări de seamă ale şedinţelor Institutului Geologic al României*. Vol. XVIII, 1929—1930.
19. MARTONNE EMM. DE, Traité de Géographie physique, 1925.
20. MURGOCI G. M., Cercetări geologice în Dobrogea Nordică. *Anuarul Institutului Geologiç al României*. Vol. V, 1912.
21. NADSON G. A, Beitrag zur Kenntnis der bacteriogenen Kalkablagerungen. *Archiv f. Hydrobiol.* Bd XIX, H. 1, 1928.
22. NATTERER K., Tiefsee-Forschungen in Marmara-Meer auf S. M. Schiff in Mai 1894, *Monatshefte Chem.* 1895 Bd. XVI, S. 405—599.
23. PETRESCU P., Beiträge zum Studium der Chemie des Wassers u. des Schlammes des Sees Agigea. *Bull. Soc. de Chimie Roum.* Vol. XIII, 1931.
24. PIA J. Die Theorien über die Löslichkeit der kohlensauren Kalkes. *Mitt. der geol. Gesell.* Wien, XXV. Bd, 1932.
25. — Kohlensäure und Kalk, *Die Binnengewässer*, Bd XIII, 1933.

Institutul Geologic al României

26. PORUCIC TH., Lacurile sărate din sudul Basarabiei. Bucureşti, 1924.
27. QUINTON R., L'eau de mer milieu organique. Paris, 1912
28. RUTTNER F., Hydrographische und hydrochemische Beobachtungen auf Java, Sumatra und Bali. *Archiv f. Hydrobiol. Suppl.* Bd 8, Stuttgard, 1931.
29. — Seenstudien in Niderländisch-Indien. *Mitt. Geogr. Ges.* Wien, Bd 75, 1932.
30. SELIVANOVFF T., L'activité du Laboratoire Central de Chimie du Ministère des Finances d'Odessa de 1897—1908.
31. SOKOLOW N., Über die Entstehung der Limane Südrusslands. *Mém. du Com. Géol.* Vol. X, 1890—1895, Saint-Pétersbourg.
32. THIENEMAN A., Die Binnengewässer Mitteleuropas. *Die Binnengewässer*, Bd. I, 1926.
33. VERIGO A., Recherches sur les propriétés chimiques des sels dans les limans Cuialnic et Hagibei. *C. R. de la Soc. Baln. d'Odessa.* Vol. V, 1892—1898.
34. VERNADSKI W. I., Geochemie in ausgewählten Kapiteln. Leipzig, 1930.
35. » » » Sur la classification et sur la composition chimique des eaux naturelles. *Bull. Soc. Minér. Franc.*, 53, 1930.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



Impr. Atel. Inst. Geologic al Rom.

Institutul Geologic al României

DIE PARALLELISIERUNG DER PLIOZÄNEN ABLAGERUNGEN SÜDOSTEUROPAS

VON

ERICH JEKELIUS

INHALT

Vorwort 265
I. *Miozäne Vorläufer der Faunen der Congerienschichten des Pannonischen Beckens* . . 266
II. *Sarmatische Stufe* 268
III. *Grenzschichte zwischen Sarmat und den Unteren Congerienschichten* 269
1. Österreich 269
2. Ungarn 274
3. Rumänien 277
4. Jugoslavien 282
IV. *Die Congerienschichten* 284
1. Untere Congerienschichten 284
2. Obere Congerienschichten 287
a) Schichten mit *Congeria ungula caprae* MÜNST. 287
b) Schichten mit *Congeria balatonica* und solche mit *Congeria rhomboidea* 289
c) Schichten mit *Congeria spinicrista* und *Prosodacna vutskitsi* BRUS. . 292
d) Radmanești 293
e) Kúp 294
3. Pont/Mäotgrenze 295
V. *Paludinenschichten* 298
Schlusswort 302
Verzeichnis der zitierten Literatur 304

VORWORT

Die stratigraphischen Verhältnisse des Euxinisch-Dazischen Beckens sind durch die Arbeiten der russischen Geologen, sowie durch die Arbeiten von COBĂLCESCU, STEFANESCU, TEISSEYRE, SIMIONESCU u. a., ferner durch die Arbeiten der Geologen des Geologischen Institutes Rumäniens und der Geologischen Dienste der Petrolgesellschaften, welch letztere ihren Niederschlag zum Teil in den Arbeiten von KREJCI-WENZ fanden, in grossen Zügen

Institutul Geologic al României

geklärt. Grosse Verschiebungen in der stratigraphischen Gliederung sind hier nicht zu erwarten.

Weniger klar sind dagegen die stratigraphischen Verhältnisse im Pannonischen Becken. Und zwar erscheint als besonders schwacher Teil in dem grossen Fragenkomplex die viel umstrittene und bis heute noch nicht geklärte Stellung der « Unteren Congerienschichten » des Pannonischen Beckens. Ursprünglich als pontisch aufgefasst (BARBOT DE MARNY 1859), sah man in ihnen später Vertreter des Mäot (ANDRUSSOV 1895), nachher des Mäot und eines Teiles des Sarmat (ANDRUSSOV 1910) und schliesslich wurden sie auch ganz als ober- und mittelsarmatisch angesehen, das Mäot aber in den unteren Teil der « Oberen Congerienschichten » verlegt (SCHRÉTER 1912, LASKAREV 1924). Zum Schluss rückte auch das Obersarmat in die Oberen Congerienschichten (GILLET 1933).

Eine halbwegs den tatsächlichen Verhältnissen entsprechende Parallelisierung der pliozänen Bildungen des Pannonischen Beckens mit denen des Euxinisch-Dazischen Beckens wird erst möglich sein, wenn die stratigraphischen Verhältnisse des Pannonischen Beckens geklärt sind. Es liegt daher in der Natur der Dinge, wenn das Hauptgewicht vorliegender Arbeit auf das Pannonische Becken verlegt wird, an dem wir durch das Banat und das Siebenbürgische Becken auch direkt interessiert sind.

Da die stratigraphische Stellung der Congerienschichten nicht geklärt ist, verwende ich vorerst die alten Bezeichnungen für sie — Untere Congerienschichten und Obere Congerienschichten — da es sich hier um Begriffe handelt, die zu keinerlei Verwechselungen Anlass geben können, obwohl Congerien auch in viel älteren Schichten schon in grosser Menge vorkommen.

I. MIOZÄNE VORLÄUFER DER FAUNEN DER CONGERIENSCHICHTEN DES PANNONISCHEN BECKENS

Ganz ähnliche Faunen wie die der Unteren Congerienschichten kennen wir in reicher Entwicklung schon aus dem Miozän in Bosnien-Herzegovina (38) und bei Fünfkirchen (8, 83). Die Molluskenfauna dieser Ablagerungen ist bisnoch zusammenhängend leider nicht bearbeitet. Eine Anzahl Formen wurde hauptsächlich von NEUMAYR (58) und von BRUSINA (10, 11) beschrieben. Der überwiegende Teil aber der von KATZER (38) angeführten Formen ist näher nicht bestimmt.

Das Gebiet Bosnien-Herzegovinas war zwischen Eozän und Mittelmiozän Festland, auf dem in zahlreichen kleineren Seebecken mächtige Kohlenflöze und Süsswasserschichten abgelagert wurden.

NEUMAYR (58) hebt hervor, dass auf palaeontologischer Basis eine Alters-

Institutul Geologic al României

bestimmung dieser Schichten nicht möglich sei, da kein Stück vorliege, das mit voller Sicherheit mit einer Art aus Schichten genau bekannten Alters identifiziert werden könne; die Congerien hätten zwar viel Ähnlichkeit mit denen der pontischen Stufe, doch sei die Übereinstimmung keine so vollständige, dass man eine Parallelisierung darauf gründen könne.

Nach den Untersuchungen von PAUL (61, 62) und von HOERNES, schliesslich nach den alle diese Vorkommen umfassenden Untersuchungen KATZER's (38) sollen diese Süsswasserablagerungen von marinem Mittel-, zum Teil auch Untermiozän überlagert werden und zwar öfters in deutlicher Diskordanz. Da KATZER das genaue Alter dieser Süsswasserablagerungen nicht fixieren konnte, bezeichnete er sie als: Oligomiozän. Letzthin hat O. KÜHN in einer vorläufigen Mitteilung (44) das Alter dieser Bildungen als Helvet-Sarmat bestimmt.

NEUMAYR wies auf die grosse Ähnlichkeit der Fauna dieser Süsswasserablagerungen mit der Fauna von Dugoselo (Kroatien) und der der Melanopsidenmergel Dalmatiens hin und hielt einen Teil der dalmatinischen Melanospidenmergel für sicher äquivalent mit den bosnischen Süsswasserablagerungen.

Die von KATZER gegebenen Faunenlisten zeigen auch deutlich die nahen Beziehungen zu den dalmatinischen Melanopsidenmergeln, sowie zu Dugoselo (Kroatien). Ausserdem ist die grosse Ähnlichkeit im Typus der Fauna mit dem der Fauna der Unteren Congerienschichten auffallend, wenn auch identische Arten fehlen. Die wenigen Arten, die mit solchen aus pontischen oder gar levantinen Ablagerungen identifiziert wurden, sind wohl falsch bestimmt. Der Typus der Fauna aber ist dem der Fauna der Unteren Congerienschichten so ähnlich, dass selbst WENZ im *Fossilium Catalogus* alle diese miozänen Formen aus Bosnien-Herzegovina, Dalmatien, Kroatien (Dugoselo) als pontisch, zum Teil auch als unterpontisch bezeichnete.

BÖCKH (8) beschrieb aus dem Liegenden des marinen Obermediterrans bei Fünfkirchen Süsswasserablagerungen mit *Congerien*, *Melania escheri* BRONG., *Unio*, *Neritina* etc. Sie enthalten bei M. Hidas auch Kohlenflöze. WENZ (83) beschrieb aus diesen Ablagerungen eine kleine von VADÁSZ gesammelte Fauna: *Congeria boeckhi* WENZ (steht der *Cong. ornithopsis* nahe), *Bulimus vadászi* WENZ, *Gyraulus* sp.

Zur Zeit des Miozäns lebte somit in den Gewässern (Seen, Teichen, Bächen) des Festlandes am Rande des Pannonischen Beckens schon der Faunentyp, der später in den Congerienschichten des Pannonischen Beckens allgemein verbreitet auftritt. Das so frühe Auftreten dieses Faunentyps gewinnt aber für die stratigraphische Beurteilung seiner Formenelemente, wie wir sehen werden, eine grosse, bisher nicht beachtete Bedeutung.

So finden wir Faunenelemente aus Formenkreisen vom Typus der Faunen der Unteren Congerienschichten an zahlreichen Orten des Panno-

Institutul Geologic al României

nischen Beckens typischen untersarmatischen, marinbrackischen Faunen beigemengt. Sie waren zum Teil die Ursache für die Aufstellung der sarmatpontischen « Übergangsschichten », die dem Mäot entsprechen sollten. Wir werden weiter unten ausführlich auf diese Vorkommen zu sprechen kommen.

II. SARMATISCHE STUFE

SCHRÉTER liess 1912 (72), da im Pannonischen Becken das Mittel- und Obersarmat in der euxinischen Ausbildung nicht bekannt war, vielmehr allgemein Schichten, die faunistisch dem euxinischen Untersarmat entsprechen, von den Unteren Congerienschichten überlagert werden, das euxinische Mittel- und Obersarmat im Pannonischen Becken durch die Congerienschichten, also durch Bildungen vertreten sein, die eine grundlegend andere faunistische Ausbildung zeigen, eine Ausbildung, die sich eng an die der pontischen Schichten im Pannonischen Becken anschliesst.

Nun sind aber durch die Arbeiten WINKLER's in der Steiermark, ferner durch G. BETHLEN im Gebiet von Şimlăul Silvaniei Faunen vom Typus der mittelsarmatischen Fauna (Bessarabien) nachgewiesen worden.

WINKLER (84—86) parallelisiert sein Unter- und Mittelsarmat mit dem Ervilienhorizont, sein Obersarmat aber mit dem Nubecularienhorizont (Bessarabien) und dem Horizont der *Mactra caspia*.

G. BETHLEN (47) aber wies aus dem Gebiet SW-lich von Şimlăul Silvaniei bei der Gemeinde Plopiş (= Gyümölcsénes) eine reiche mittelsarmatische Fauna nach.

Grosses Interesse erhält nunmehr auch das Vorkommen der für das Mittelsarmat charakteristischen *Nubecularia novorossica* KARR. et SINZ. in dem mittleren Komplex der durch die Bohrung von Balatonföldvár erschlossenen sarmatischen Schichten des Balatongebietes. SCHRÉTER (73, 72) wies in einer Tiefe von 133,56—141,15 m in vier aufeinanderfolgenden Proben *Nubecularia novorossica* nach, die in den tieferen Proben des Sarmat fehlt. LÓCZY (46, p. 348) betonte zwar, dass durch diese Art allein das Vorhandensein von Mittelsarmat noch nicht als erwiesen betrachtet werden könne und hielt, da in Transdanubien nur Untersarmat bekannt war, die in Rede stehenden Schichten auch für Untersarmat.

Trotzdem wird dies Vorkommen von *Nubecularia novorossica*, nachdem nunmehr Mittelsarmat sowohl in der Steiermark, als auch im Gebiet von Şimlăul Silvaniei bekannt geworden ist, verdächtig.

Da Mittelsarmat in typischer Ausbildung des bessarabischen Mittelsarmates nunmehr auch an verschiedenen Vorkommen des Pannonischen Beckens festgestellt wurde, erscheint es nicht mehr zulässig, das Mittelsarmat im Pannonischen Becken durch Bildungen von ganz anderem Typus (Untere Congerienschichten) vertreten sein zu lassen.

Institutul Geologic al României

Die Tatsache, dass in den meisten der bisher untersuchten Profile des Pannonischen Beckens typisches Mittelsarmat fehlt, kann nur so erklärt werden, dass die mittelsarmatischen Bildungen vor Ablagerung der Unteren Congerienschichten zum grössten Teil zerstört wurden, oder dass sie nur in Reliktenseen zur Ablagerung gelangten. Beide Möglichkeiten setzen aber eine Erosionsperiode vor Ablagerung der Unteren Congerienschichten voraus.

Es liegt noch die auch von ANDRUSSOV (4, p. 11) schon angedeutete Möglichkeit vor, dass auch in dieser Zeit im Pannonischen Becken aus faziellen Gründen in weitester Ausdehnung die Fauna des unteren Sarmat persistierte und nur in lokal beschränkter Ausdehnung fazielle Bedingungen zur Ausbildung gelangten, die der Fauna des bessarabischen Mittelsarmat günstig waren.

Welche dieser Möglichkeiten den Tatsachen entspricht, darüber werden erst spätere Untersuchungen entscheiden.

III. GRENZSCHICHTE ZWISCHEN DEM SARMAT UND DEN UNTEREN CONGERIENSCHICHTEN

1. ÖSTERREICH

Die von TH. FUCHS (19) zuerst für das Wiener Becken festgestellte Grenzschichte zwischen Sarmat und Congerienschichten wurde immer wieder als Beweis für eine Kontinuität der Sedimentation angeführt, ohne dass man sich Rechenschaft darüber gegeben hätte, dass da sowohl in biologischer als auch in palaeogeographischer Beziehung ganz unwahrscheinliche Vorgänge vorausgesetzt werden müssten.

Von den von FUCHS bearbeiteten Wiener Brunnenprofilen kommen für die uns hier beschäftigende Frage nur die Brunnen Nr. 39—69 in Betracht, da die Brunnen 1—38 die Grenzschichte nicht erreichten und die Brunnen 70—123 schon in tieferen Schichten beginnen.

Von den 31 Brunnen, die die Grenze Congerienschichten-Sarmat durchteuft haben, stellte FUCHS seine Grenzschichte mit gemischter Fauna bei folgenden Brunnen fest: Nr. 42, 48 und 52, also bei insgesamt drei Brunnen von 31. Bei allen anderen Brunnen liegen die Congerienschichten ohne die Grenzschichte direkt über Sarmat. Somit handelt es sich bei der Grenzschichte keineswegs um eine durchgehende, allgemein verbreitete Schichte, sondern bloss um lokal engbegrenzte Vorkommen.

Von grossem Interesse ist für uns auch die Ausbildung der unmittelbar über dem Sarmat folgenden Schichte.

Institutul Geologic al României

Von einer Anzahl Brunnen (Nr. 39, 42, 48, 52, 53, 54, 60) liegen Daten vor über Lagen abgerundeter Steine und grösserer Blökke, sowie fein verteilte Pflanzenreste und Lignitspuren aus dem direkten Hangenden des Sarmat.

Unmittelbar unter der Bank mit *Mel. impressa* und « *Cong. triangularis* » folgen nach FUCHS in der Regel sarmatische Schichten, die mit bezeichnenden sarmatischen Bivalven vollkommen erfüllt sind. Eine ca 30—60 cm mächtige Grenzschichte, die neben den sarmatischen Formen in so grosser Menge *Mel. impressa* und « *Cong. triangularis* » enthält, dass die sarmatischen Arten mit denen der Congerienschichten in nahezu gleichem Verhältnis gemischt vorkommen, findet sich nur bisweilen, dagegen sollen einzelne Exemplare der *Mel. impressa* und « *Cong. triangularis* » in den obersten Lagen des sarmatischen Komplexes regelmässig zu finden sein.

Da die als *Mel. impressa* zusammengefassten Formen schon im Helvet auftreten und bis in die Oberen Congerienschichten hinaufgehen, ist mit *Mel. impressa* vorläufig stratigraphisch nicht viel anzufangen.

Die von FUCHS und anderen als *Cong. triangularis* bezeichneten Formen müssen dagegen noch überprüft werden, da *Cong. triangularis* auf die Oberen Congerienschichten beschränkt zu sein scheint. Zum Teil handelt es sich wohl um *Cong. ornithopsis*, zum Teil aber um andere verwandte Formen. Von Interesse in diesem Zusammenhang ist, dass KATZER schon aus seinem Oligo-Miozän Bosniens und der Herzegovina zahlreiche Congerien aus der nächsten Verwandtschaft der *Cong. triangularis* erwähnt und dass FUCHS selber eine dieser Formen als *Cong.* cf. *triangularis* PARTSCH bestimmt hat, die ANDRUSSOV später in *Cong. pernaeformis* umtaufte.

Für die Kontinuität der Sedimentation zwischen Sarmat und Congerienschichten im Wiener Becken wurden bisher von RICHARZ (66), FRIEDL (15), JANOSCHEK (35) folgende Beweise angeführt:

1. Vorkommen der Grenzschichte mit gemischter Fauna;
2. Konkordanz der Lagerung ohne Änderung der petrographischen Fazies.

Ich hatte gleich Eingangs erwähnt, dass die Annahme einer Kontinuität der Sedimentation zwischen Sarmat und Congerienschichten auf Grund der « Übergangsschichte » zu Voraussetzungen führe, die sowohl in biologischer als auch in palaeogeographischer Beziehung sehr unwahrscheinlich sind.

Im Liegenden haben wir den mächtigen Komplex sarmatischer Sedimente mit einheitlicher, marinbrackischer Fauna, im Hangenden den mächtigen Komplex der Congerienschichten ebenfalls mit einheitlicher Fauna von sogenanntem Kaspibrack, die sich von der sarmatischen marinbrackischen

Institutul Geologic al României

Fauna grundlegend unterscheidet. Dazwischen liegt an einzelnen Orten, lokal begrenzt eine Schichte von 0,5—3 m Mächtigkeit, in der sarmatische Formen und Formen der Congerienschichten zusammen vorkommen.

Die sarmatische Fauna einerseits, die Fauna der Congerienschichten andererseits verlangen vollkommen verschiedene chemisch-physikalische Verhältnisse des Wassers, in dem sie lebten. Bei einer Kontinuität der Sedimentation, bei einem allmählichen Übergang des sarmatischen Brack in das Kaspi-Brack der Congerienschichten müsste das Profil der Übergangsschichten doch ganz anders aussehen. Wir müssten im Profil teils ein Aussterben der meisten sarmatischen Formen, teils eine allmähliche Umbildung anderer Formen, teils aber ein Vordringen der Faunenelemente der Congerienschichten erkennen können.

Tatsächlich haben wir aber im Wiener Becken einen schroffen Wechsel. Wir müssten voraussetzen, dass das Wasser des sarmatischen Sees auf unerklärliche Weise plötzlich durch das Wasser des pannonischen Sees mit ganz anderer chemischer Zusammensetzung und mit ganz anderer Fauna ersetzt wurde, damit eine Kontinuität der Sedimentation gewahrt bleibe. Ein allmählicher Übergang kann auf Grund der sogenannten Übergangsschichten des Wiener Beckens nicht angenommen werden.

Da der Typus der Fauna der Unteren Congerienschichten in den Randgebieten des Pannonischen Beckens, wie wir sahen, schon seit dem Helvet weit verbreitet war, wäre es nur natürlich, dass Vertreter dieser Fauna aus den Gewässern des Festlandes auch in den sarmatischen See gelangten. Dies kann gegen Ende des Untersarmates bei beginnender Regression der sarmatischen See in verstärktem Ausmasse erfolgt sein, so dass in der oberen Schichte des Untersarmates eventuell relativ häufig *Congerien* und andere Formen gefunden werden könnten, die an Faunenelemente der Unteren Congerienschichten erinnern. Verdächtig sind in diesem Zusammenhang unter anderen auch die Vorkommen, bei denen über der Schichte mit « gemischter Fauna » wieder eine Schichte mit rein untersarmatischer Fauna folgt, wie bei Brunnen Nr. 48 in Wien nach FUCHS und bei Wiesen-Sigles nach HÖRNES (33).

Den oben erwähnten untersarmatischen Vorkommen limnischer Formen fühlt man das Fremdfazielle schon an ihrem sporadischen, häufig auf dünne Schotterlagen beschränkten Auftreten an, das sie in Gegensatz bringt zu der reich wuchernden sarmatischen Brackfauna, der sie beigemengt oder in Schotterbänken zwischengelagert sind. Es handelt sich hier um Einwanderer oder Einschwemmlinge aus limnisch-fluviatilem Faziesgebiet des Untersarmat in das untersarmatische Meer.

Mit anderen Vorkommen der « Übergangsschichten » des Wiener Beckens aber lässt sich schwer eine andere Vorstellung verbinden, als dass sie

Institutul Geologic al României

ein Aufbereitungsprodukt der untersarmatischen Schichten durch die Wässer, aus denen die Congerienschichten abgelagert wurden, darstellen. Bei neu einsetzendem Sinken des Beckens wurden die sarmatischen Tone und Sande durch die im sinkenden Becken gestauten, vordringenden Wässer des Kaspi Brack zum Teil aufgearbeitet und die sarmatischen Mollusken lokal in Spülsäumen mit Formen der Congerienschichten gemischt abgelagert. Da das Absinken des Beckens und das Aufstauen der Wässer nur allmählich fortschritt, wanderten solche Spülsäume am Rande des vordringenden Wassers über das ganze Becken und bilden, wo sie gefunden werden, die Basis des Komplexes der Congerienschichten. Da sie zu verschiedenen Zeiten die verschiedenen Gebiete des Beckens erreichten, finden wir die umgelagerten sarmatischen Fossilien stellenweise mit Formen des tiefsten Horizontes der Congerienschichten gemengt, stellenweise aber auch mit solchen eines höheren Horizontes z. B. *Cong. spathulata* am Eichkogel (Richarz), sowie bei Müllendorf (Roth 68).

Die sekundäre Lagerstätte der untersarmatischen Brackformen, die stellenweise der Fauna der Unteren Congerienschichten beigemengt gefunden werden, ergibt sich häufig schon aus ihrem Erhaltungszustand. Aber selbst ein gelegentlich beobachteter noch so glänzender Erhaltungszustand sarmatischer Formen aus Unteren Congerienschichten ist kein Beweis für eine primäre Einlagerung derselben, da Molluskenschalen aus älteren noch lockeren Bildungen auf verschiedenen Wegen ohne mechanische Inanspruchnahme und Abnützung in nahe gelegene jüngere Seebecken und dadurch in jüngere Ablagerungen gelangen können (durch Bodenrutschungen am Seeufer; eingeschlossen in Tonblöcke, die in den See gelangen und erst dort zerfallen etc. etc.). Stets handelt es sich hier um Formen, die ganz identisch in untersarmatischen Schichten der nächsten Umgebung vorkommen, keineswegs um Anpassungsformen an die limnischen Lebensbedingungen der Unteren Congerienschichten.

Somit handelt es sich in allen obigen Fällen keineswegs um Schichten, die den Namen Übergangsschichten im Sinne einer allmählichen, faunistisch-faziellen Umbildung rechtfertigen. Nirgends liegt hier ein Schichtkomplex vor, in dem eine Umbildung untersarmatischer marinbrackischer Formen in Formen der Unteren Congerienschichten beobachtet werden könnte.

In petrographischer Beziehung braucht aber auch bei Annahme einer Sedimentationsunterbrechung besonders im Inneren des Beckens keine Änderung der Fazies erwartet zu werden, und die im zentralen Beckenteil im allgemeinen einheitliche Seichtwasser-Fazies ist noch kein Beweis für eine Kontinuität der Sedimentation. Bei der reichen organischen Substanz, die in den Congerienschichten zur Ablagerung gelangte, musste auch die

Institutul Geologic al României

während der Zeit der Sedimentationsunterbrechung durch Oxydierung eventuell verfärbte obere Sedimentlage durch Reduktion der Oxyde infolge der Zersetzung der organischen Substanzen wieder ihre ursprüngliche graue Farbe annehmen. So dass nicht einmal eine abweichende Färbung mehr die eintönige Schichtfolge grauer toniger Sande oder grauer sandiger Tone und grauer Sande unterbricht, an die wir bei den Tiefbohrungen im jüngeren Neogen des Pannonischen Beckens gewöhnt sind.

Ebenso braucht keine merkbare Diskordanz im Inneren des Beckens zwischen den Schichten des Sarmat und denen der Congerienstufe gefordert zu werden, wenn nicht intensive Faltungen der sarmatischen Schichten in der Zeit während der Sedimentationsunterbrechung angenommen werden müssen. Da das nicht der Fall ist, liegt kein Grund für merkbare Diskordanzen vor. Wir kommen weiter unten hierauf ausführlicher zurück (siehe S. 283).

Weder konkordante Schichtlage noch einheitliche petrographische Ausbildung allein kann also als sicherer Beweis einer Kontinuität der Sedimentation gelten. Dass aus dem Profil einzelner Tiefbohrungen eine Kontinuität in der Ablagerung festgestellt werden könne, wie RICHARZ und FRIEDL behaupten, ist daher wenig überzeugend. Die Beobachtungsmöglichkeiten an einem Sondenprofil sind viel unvollständiger und unsicherer als bei natürlichen Aufschlüssen und selbst natürliche Aufschlüsse bieten einer sicheren Deutung oft grosse Schwierigkeiten.

Als allmählicher Übergangshorizont zwischen zwei faunistisch so verschiedenen Bildungen wie dem brackischen Unter-Sarmat und den Congerienschichten kann die Grenzschichte des Wiener Beckens nicht gewertet werden. Sie bedeutet einen scharfen Schnitt, dem eine Unterbrechung in der Sedimentation entsprechen muss, auf die dann die Ablagerung der faunistisch ganz anders gearteten Unteren Congerienschichten einsetzen konnte. Die Mengung sarmatischer Formen mit echten Formen der Unteren Congerienschichten ist sicher auf mechanischem Wege erfolgt und keineswegs so aufzufassen, als ob diese Formen gleichzeitig da gelebt hätten.

Die von SUESS und anderen angenommene Erosionsperiode (Schichtlücke) nach Ablagerung des Untersarmat im Wiener Becken dürfte ebenso wie die entsprechenden Erosionsperioden in der mittleren Krim und im Dazischen Becken zu Recht bestehen bleiben, obwohl in neuerer Zeit sich immer mehr Autoren für eine Kontinuität in der Sedimentation im Wiener Becken einsetzen.

Die Beantwortung der Frage nach der Dauer der Erosionsperiode hängt von ganz anderen Überlegungen ab, auf die wir später zu sprechen kommen. Hier handelt es sich bloss um die Frage, ob zwischen Sarmat und Congerienschichten im Wiener Becken ununterbrochen See war, oder ob wir eine

Institutul Geologic al României

Unterbrechung der Wasserbedeckung annehmen müssen. Und da glaube ich, dass wir ohne Annahme einer Unterbrechung der Wasserbedeckung nicht auskommen. Von einer Erosionsperiode aber zu sprechen, die nur auf die Ränder des Beckens beschränkt war, während das innere Becken in grosser Ausdehnung ständig von Wasser bedeckt gewesen sein soll (s. JANOSCHEK), geht nicht. Der Erosionsperiode der Randzone müssten im Inneren des Beckens zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten Seeablagerungen entsprechen, die den präpontischen Weissen Mergeln Kroatiens und deren Äquivalenten entsprechen würden. Von solchen ist aber aus dem Wiener Becken bisnoch nichts bekannt.

2. UNGARN

Wie steht es nun mit den « Übergangsschichten » in dem Gebiet des ungarischen Anteiles des Pannonischen Beckens?

Charakteristisch ist das Profil, das BÖCKH (8) von Fünfkirchen beschreibt :

Über sarmatischem Kalk liegen s c h o t t e r i g e Schichten mit *Melanopsiden*, darüber dünnschichtige, sandig-kalkige Schichten. Darüber folgt eine kalkreiche, schotterige und sandige Ablagerung mit faustgrossen, gerollten Stücken wahrscheinlich sarmatischen Kalkes und mit *Melanopsiden*. Darüber folgen dünnschichtige Sandsteine mit zahlreichen *Melanopsiden*, selteneren *Congerien*, sowie *Lithothamnien*. Im Hangenden folgen grobe, kalkreiche Quarzsandsteine mit abgerollten Stücken sarmatischen Kalkes. « Diese Schichten führen auch *Lithothamnien*, die stellenweise so zunehmen, dass das Gestein sich zu völligen Lithothamnienkalken ausbildet ».

Da die mediterranen Schichten der Umgebung von Fünfkirchen nach BÖCKH reichlich *Lithothamnien* führen, dürfte es sich sowohl in den sarmatischen Schichten als auch in den Melanopsiden führenden Schichten um umgelagerte mediterrane *Lithothamnien* handeln. Auch von anderen Punkten erwähnt BÖCKH noch Sandsteine mit *Mel. bouéi* und *Lithothamnien*.

Aus einem anderen benachbarten Vorkommen (Nagybányer Tal) erwähnt BÖCKH aus grobem Sand und konglomeratischem Sandstein: *Cong.* aff. *triangularis*, *Mel. martiniana*, *Mel. impressa*, *Mel. bouéi*, ausserdem als Fremdlinge: *Cerithium disjunctum* und *Cer. rubiginosum*, die aus sarmatischen Ablagerungen eingewaschen wurden.

Trotz allem folgert BÖCKH nur auf Grund scheinbar konkordanter Lagerung, dass hier zwischen Sarmat und Pont keine Lücke existieren könne, dass vielmehr mit einer Kontinuität der Sedimentation gerechnet werden müsse.

Institutul Geologic al României

Im Gebiet von Budapest sind nach HALAVÁTS (29, p. 379) Pont und Sarmat petrographisch scharf geschieden. Da Bildungen mit *Congeria banatica*, die HALAVÁTS für den tiefsten pontischen Horizont hielt, bei Budapest fehlen, nahm er zu Beginn des Pont in der Budapester Gegend eine Erosionsperiode an.

LÖRENTHEY (53) wies 1906 darauf hin, dass schon INKEY und SZABÓ die Diskordanz zwischen den sarmatischen und pannonischen Ablagerungen bei Budapest beobachtet und hervorgehoben hätten. Nach LÖRENTHEY liegen diese Bildungen nur an wenig Orten konkordant.

1912 dagegen schrieb LÖRENTHEY (54, p. 282), dass für die Annahme einer Sedimentationslücke zwischen Sarmat und Pannon kein Grund vorliege, da im Wiener Becken und in Ungarn (er meinte damit Budapest-Köbánya, Tinnye, sowie Soceni = Szocsán) Übergangsschichten genau so vorhanden wären als in Russland und in Rumänien (er meinte damit das russische und rumänische Mäot).

Von der Parallelisierung der Unteren Congerienschichten mit dem Mäot durch ANDRUSSOV (2) ausgehend meinte er, dass der faunistische Unterschied zwischen den Oberen und Unteren Congerienschichten beinahe grösser sei als zwischen den Unteren Congerienschichten und dem Sarmat. LÖRENTHEY stützte sich dabei auch auf ANDRUSSOV (4, II, p. 11), der nach einer flüchtigen Durchsicht der Fauna von Tinnye und Soceni bei LÖRENTHEY und auf Grund des durch LÖRENTHEY veröffentlichten Profiles von Soceni zu der Überzeugung gelangt war, dass die Faunen von Soceni, Tinnye und teilweise Markusevec die Fauna der ältesten Congerienschichten s. str. darstellen und dem Mäot, ja sogar dem Obersarmat entsprechen. Das Vorkommen der *Acicularia italica* in den Schichten von Soceni und Tinnye, die ANDRUSSOV auch in den für Mäot gehaltenen Aktschagylschichten (3) gefunden hatte, schien die Parallelisierung mit dem Mäot zu bestätigen. Nachher stellten sich allerdings die Aktschagylschichten als oberes Levantin heraus (13), so dass *Acicularia italica* nicht mehr als charakteristisch für Mäot angeführt werden darf.

Mit dem Vorkommen von Soceni befasse ich mich weiter unten ausführlich. Das Vorkommen von Tinnye hat aber I. MEZNERICS (55) neuerdings bearbeitet. Darnach kann bei Uny und Tinnye das stratigraphische Verhältnis der sarmatischen zu den pontischen Ablagerungen im Terrain nicht festgestellt werden, da der Kontakt zwischen beiden nirgends aufgeschlossen ist.

Im Liegenden des sandigen Horizontes, aus dem die von LÖRENTHEY beschriebene Fauna von Tinnye stammt, konnte MEZNERICS südlich von Tinnye und vor allem in der Umgebung der Gemeinde Páty einen tonigen Horizont mit *Congeria banatica*, *Limnocardium* cf. *lenzi*, *Limnocardium* cf. *syrmiense* als tiefsten pontisch-pannonischen Horizont feststellen, als äqui-

Institutul Geologic al României

valente Bildung der Beočiner Mergel. Damit fallen aber wohl alle Spekulationen, denen zu Folge die von LÖRENTHEY beschriebene Fauna von Tinnye in unmittelbarem Zusammenhang mit der Fauna des Untersarmates stehen sollte. Sie wird höchstens dem Beočiner Mergel äquivalent oder rückt gar in ein höheres Niveau auf. Im Liegenden der Mergel mit *Cong. banatica* (Beočiner Mergel) fehlen hier äquivalente Bildungen der präpontischen Weissen Mergel, fehlt das Ober- und Mittelsarmat. Die auch von LÖRENTHEY früher so entschieden betonte Diskordanz zwischen den sarmatischen und pannonischen Bildungen der Umgebung von Budapest behält ihre Bedeutung in stratigraphischer Beziehung. Von einer kontinuierlichen Sedimentation zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten kann hier somit nicht mehr gesprochen werden.

SÜMEGHY (75) beschreibt in neuerer Zeit aus kontinentalen Ablagerungen des Mátra- und Bükkgebirges Faunen mit überwiegend Festlandsformen und einigen Süsswasserformen. Er stellt diese Faunen ins obere Sarmat und konstatiert in ihnen Übergangsformen, die zwischen untersarmatischen und pannonischen Arten vermitteln. NOSZKY hatte auf Grund der stratigraphischen Lage diese Ablagerungen auch an das Ende des Sarmat verlegt, da sie zum Teil über Leithakalk, zum Teil aber über Untersarmat liegen.

In diesen Übergangsformen zwischen untersarmatischen und pannonischen Formen sieht SÜMEGHY einen Beweis für SCHRÉTER's Behauptung, dass die Sedimente des untersarmatischen Niveaus unmittelbar in die pannonischen Schichten übergehen (?). Daraus müsste gefolgert werden, dass das mittlere und obere Sarmat im Pannon enthalten sei. SCHRÉTER hat diese Folgerung gezogen, SÜMEGHY aber spricht sie in klarer Form nicht aus, da sie mit seinen Feststellungen im Widerspruch steht. Da er von obersarmatischen Übergangsformen spricht, die zwischen untersarmatischen und pannonischen Formen vermitteln sollen, ist doch wohl anzunehmen, dass er diese kontinentalen obersarmatischen Bildungen stratigraphisch in das Liegende der pannonischen Stufe stellt. Er sagt wörtlich:

« Im ungarischen Abschnitt des turanischen Meeresarmes konnten sich die untersarmatischen Sedimente noch ablagern, dann aber ging es rasch zu Ende und die dem jüngeren Sarmatischen entsprechende Zeit bezeichnen bei uns mehr Festlandssedimente, mit Festland- oder an das Festland gebundenen Faunen ».

« Als sich zur untersarmatischen Zeit das Meer von unserem Gebiet zurückzog, konnten sich hier Sumpfseen und Quellenkalkablagerungen bilden, deren Faunen Formenreihen bewahrten, die auf das jüngere Sarmat hindeuten ».

Hier drängt sich die Frage auf, wie noch von einer Kontinuität der Sedimentbildung zwischen den untersarmatischen und pannonischen See-

Institutul Geologic al României

ablagerungen gesprochen werden kann, wenn wir eine kontinentale Phase zwischenschalten? Und es ist vollkommen unverständlich, wie SÜMEGHY gerade auf Grund dieser obersarmatischen kontinentalen Ablagerungen behaupten kann, « eine Sedimentlücke zwischen der Ablagerung der Schichten der beiden Stufen (nämlich Sarmat und Pannon) war nicht vorhanden ».

3. RUMÄNIEN

Die wohl am häufigsten als Beweis für die Kontinuität der Ablagerung zwischen Untersarmat und Pannon zitierten Vorkommen von « Übergangsschichten » liegen im rumänischen Anteil am Pannonischen Becken. Es sind dies Soceni (= Szocsán) im Banat, Sacadat und Lopadea (= Oláhlapád) in Siebenbürgen.

Das Gebiet von Soceni hat HALAVÁTS (26, 27) kartiert und sowohl 1891 als auch 1892 das Profil von Soceni studiert und Fossilien gesammelt. Er konstatierte im Hangenden der Kristallinen Schiefer die untere Abteilung der pontischen Sedimente: Tone mit Zwischenlagen von blauen Sandschichten. In den Tonen fand er dünnschalige, zusammengedrückte *Cardien*, in den Sandschichten gut erhaltene Fossilien in grösserer Menge: eine reine Fauna der Unteren Congerienschichten.

1902 untersuchte ein Student namens ARADI, ein Schüler LÖRENTHEY'S dies Profil und fand ein « klassisches » Profil von Übergangsschichten. Sieben Fossilhorizonte konstatierte er hier mit reichster Fauna. Aus dem unteren Horizont sammelte er *Cerithien* zu hunderten. Nach oben zu traten die sarmatischen Elemente der Fauna immer mehr zurück und die pannonischen traten mehr hervor. 1903 veröffentlichte LÖRENTHEY (51) diese Entdeckung. Nach ihm liegt hier ein ganz allmählicher Übergang aus dem Sarmat in die Unteren Congerienschichten vor. Die fünfte (!) Schichte von Soceni parallelisierte er mit dem Mäot, da in dieser Schichte die sarmatischen und pannonischen Elemente sich ungefähr das Gleichgewicht hielten.

Die Entdeckung des « Übergangsprofiles » von Soceni hatte einen glänzenden Erfolg. Bis heutigen Tages wird dies « klassische Profil » immer wieder als Hauptstütze für den Beweis einer kontinuierlichen Sedimentation im Pannonischen Becken vom Untersarmat bis ins Pannon angeführt.

1912 kam LÖRENTHEY (54) wieder kurz auf Soceni zu sprechen und meinte, dass er später das Vorkommen auch selber aufgesucht hätte, um reicheres Material zu sammeln. Seine kurzen Angaben stimmen aber auch nachdem er den Fundort persönlich aufgesucht hatte, auffallender Weise im Wesentlichen mit seiner ersten Veröffentlichung aus 1903 überein. Seine 1903 geäusserte Absicht, dies Vorkommen eingehend zu bearbeiten, hat er aber nicht verwirklicht.

Institutul Geologic al României

Wie steht es nun eigentlich um das Profil von Soceni in Wirklichkeit?

Der Fundort, an dem HALAVÁTS sammelte, liegt im Ogașul Turislav, einem rechtseitigen Nebenbach, der vom Piatră albă kommend südlich der Kirche von Soceni ins Haupttal mündet.

Auf der linken Talseite folgt Sarmat im Hangenden Kristalliner Schiefer. In einer hohen Steilwand ist eine Wechsellagerung sehr grober Geröllagen und Sandbänke aufgeschlossen. Dem basalen Teil dieses Komplexes ist eine ca 30 cm mächtige Cerithienbank zwischengelagert mit schlecht erhaltenen, mürben *Cerithien*. Talab folgen auf der rechten Talseite zwei Ausbisse eines grauen sandigen Tones mit *Melanopsis impressa*, seltenen *Cerithien* etc.

Im unmittelbaren Hangenden des letzten Sarmataufschlusses folgen Sand- und Tonschichten mit grossen *Mel. fossilis* (= *martiniana*), *Mel. vindobonensis* und anderen Formen. Diesem Ausbiss gegenüber, auf der linken Talseite, ist auch die *Mel. fossilis* Bank aufgeschlossen in einem Ton- und Sandkomplex, der dem sarmatischen Gerölle- und Sandkomplex angelagert ist, somit in tatsächlicher Diskordanz zu ihm steht, obwohl das Streichen und Fallen ungefähr gleich bleibt. Im Liegenden dieses Aufschlusses findet sich im Bachbett noch eine mit *Cerithien* erfüllte Bank.

Im Hangenden der *Mel. fossilis* Bank folgen feinere Schotterzwischenlagen, in denen *Melania vásárhelyi* und in ungefähr gleicher Lage *Cong. subglobosa* vorkommen. Weiter talab folgen im Hangenden wechsellagernd sandige und tonige Schichten mit *Limnocardien*, *Congeria partschi* etc.

Im basalen Teil der Congerienschichten (Melanopsisbank) finden sich nur ganz vereinzelt *Cerithien*. Sie sind hier stark abgerollt und sicher aus den sarmatischen Schichten umgelagert. Auffallender Weise treten sie in den hangenden, schotterigen Lagen häufiger auf als in den basalen tonigen der Melanopsisbank, was die sekundäre Lage der *Cerithien* hier auch eindeutig beweist.

Der Melanopsisbank entspricht im Profile LÖRENTHEY's die Schichte Nr. VII. Im Liegenden dieser Bank unterscheidet er sechs fossilführende Horizonte, was im Ogașul Turislav, wie wir aus obigen Angaben sehen, nicht möglich ist.

Ein zweites Profil ist aber im Ogașul Polițioanei, einem linksseitigen Nebenbach, der am oberen Ende des Dorfes einmündet, aufgeschlossen. Über Glimmerschiefer liegt hier ein ca 10 m mächtiger Komplex von Glimmerschiefergerölle in Sand. Darüber folgt Tortonkalk in grösseren Blöcken, der erfüllt ist von *Serpula*, *Ostrea*, *Pinna* und anderen Lamellibranchiaten. Im Hangenden folgt ein 2,5 m mächtiges Schichtprofil, das aus einer Wechsellagerung von Tonen und tonigen, schotterigen Sanden besteht, die lagenweise von Mollusken dicht erfüllt sind. Bei einem Versuch dies 2,5 m hohe Profil in einzelne Fossillagen zu gliedern, ergeben sich zwanglos sechs Fossillagen. Der Fossilinhalt dieses Spülsaumes besteht aus einem

Institutul Geologic al României

Gemisch einzelner mediterraner, sowie überwiegend untersarmatischer Formen, darunter auch Melanopsiden und Congerien.

Dieser ganze Komplex ist eine einheitliche Bildung. Innerhalb dieses Komplexes verschiedene Horizonte unterscheiden zu wollen, oder gar eine dieser Schichten aus dem insgesamt nur 2,5 m mächtigen Komplex herauszugreifen und mit dem Mäot zu parallelisieren, ist ein Versuch, der nicht ernst genommen werden kann. Es handelt sich hier um rein untersarmatische Schichten. *Melanopsis impressa* und *Congerien (Congeria neumayri)* können auch zur untersarmatischen Fauna gehören. Da die Congerien- und Melanopsidenfauna wenigstens schon seit dem Helvet in den Randgebieten des Pannonischen Beckens gelebt hat, ist es eher zu verwundern, dass nicht häufiger Vertreter dieser Kaspibrackfauna aus echten untersarmatischen Schichten erwähnt wurden.

Talab im Hangenden dieses Komplexes treten in grösserer Mächtigkeit Tone und sandige Mergel auf. In einer Schichte fand ich eine Anzahl *Congeria partschi*, ferner andere *Congerien* und *Limnocardien*. Die Bank mit *Mel. martiniana* ist im Ogașul Polițioanei fossilführend nicht aufgeschlossen.

Das von LÖRENTHEY veröffentlichte Profil, das den von HALAVÁTS erwähnten Fundort darstellen sollte, ist somit aus den zwei Profilen des Ogașul Turislav (Fundort von HALAVÁTS) und des Ogașul Polițioanei kombiniert worden, um das Profil zum klassischen Profil « der die sarmatischen und pannonischen Bildungen überbrückenden Schichten » zurecht zu stutzen.

Nach all dem kann von einer Übergangsschichte im Sinne einer stratigraphischen Kontinuität zwischen Sarmat und Pont hier nicht gesprochen werden.

Mit dem zweiten Vorkommen sogenannter Übergangsschichten auf rumänischem Boden, mit Sacadat (Jud. Sibiu), hat HALAVÁTS (30) sich im Jahre 1913 näher beschäftigt und nachgewiesen, dass hier die sarmatischen Fossilien auf die untere Partie der sarmatischen Sedimente beschränkt sind. Darüber folgt ein 50 m mächtiger Komplex fossilleerer Sande und erst über diesem folgt Ton mit der Fauna der Unteren Congerienschichten. Demzufolge kann bei Sacadat von einer Übergangsschichte zwischen Sarmat und Unteren Congerienschichten nicht gesprochen werden.

Bezüglich des dritten Vorkommens — Lopadea — hat schon PÁVAY die Verhältnisse geklärt. Er schreibt (63, p. 431): « Überhaupt fand ich auf meinem Gebiet nirgends eine Übergangsschichte zwischen dem Sarmatischen und Pannonischen. Stets sind es typische pannonische Bildungen, die den sarmatischen Schichten auflagern ». Der den sarmatischen Schichten auflagernde sandige S c h o t t e r enthält wohl eine gemischte Fauna von Formen der Unteren Congerienschichten, ferner von mediterranen und sarmatischen

Institutul Geologic al României

Formen. Letztere sind aber abgerollt und müssen als eingeschwemmt betrachtet werden. Das von ROTH (69) auf Grund ähnlicher Vorkommen östlich von Lopadea festgestellte Vorkommen von « Mäot » fällt unter gleiche Beurteilung.

In neuerer Zeit beschrieb nun Graf G. BETHLEN (7) von Plopiș (= Gyümölcsénes) bei Șimlăul Silvaniei ein Vorkommen von sarmatisch-unterpannonischen Übergangsschichten mit Mischfauna, die er mit dem Mäot parallelisiert.

Bei der Behandlung des Mittelsarmates von Plopiș schreibt er, dass gegen Ende des Untersarmates das Meer sich nach NO zurückzog und hier nur kleinere-grössere Binnenmeere, Teiche zurückblieben. Eventuell blieb ein solcher See auch bei Plopiș zurück, der nach der Regression nicht gleich austrocknete, sondern während dem Mittelsarmat bestehen blieb, so dass hier erst gegen Ende des Mittelsarmates die v o l l s t ä n d i g e R e g r e s s i o n eintrat.

Und zum Schlusse schreibt er, dass das Meer zu Beginn des Mittelsarmates sich zurückgezogen und nur Reliktenseen zurückgelassen hätte. Eine neue Transgression erfolgte erst zu Beginn des Pannon. Das Meer drang zur Zeit des Unterpannon wieder vor und drang in die damals schon sehr eingeschrumpften Seen, die die vorausgehende Regression zurückgelassen hatte.

Bei der Beschreibung seiner Übergangsschichten meint er aber, dass der Übergang zwischen Sarmat und Pont nicht nur konkordant sondern auch faunistisch ganz allmählich sei. Infolgedessen sei die vorpontische Erosionsperiode schwer verständlich. Sie sei wahrscheinlich nur aufgestellt worden, um den Mangel der mehrere hundert Meter mächtigen Schichten des rumänischen Mittel- und Obersarmat und des Mäot zu erklären.

Mit der Klärung des Begriffes der Kontinuität in der Sedimentbildung innerhalb eines so grossen Beckens wie des Pannonischen Beckens, des Begriffes einer Regression mit Zurücklassung von Reliktenseen und einer später erfolgten neuerlichen Transgression uns zu befassen, gehört doch wohl nicht hieher. Ich muss nur darauf hinweisen, dass es befremdend wirkt, wenn in ein und derselben Arbeit von einer vollständigen Regression während des Mittelsarmat, sowie einer erst zu Beginn des Pannon einsetzenden Transgression gesprochen, trotzdem aber die « vorpontische » Erosionsperiode als unverständlich hingestellt wird.

Die mittelsarmatische Fauna und die Fauna der « Übergangsschichten » von Plopiș entstammen zwei verschiedenen Profilen. Und zwar erwähnt BETHLEN aus dem Liegenden der « Übergangsschichten » auffallender Weise: *Potamides mitralis* EICHW. und *Potamides disjunctus* SOW. (untersarmatische Formen, nicht Formen des höheren Sarmat wie BETHLEN angibt). Somit liegt

Institutul Geologic al României

der Komplex mit den « Übergangsschichten » gar nicht über Mittelsarmat sondern über Untersarmat. Da aber in unmittelbarer Nähe nach BETHLEN auch Mittelsarmat entwickelt ist, müssen die « Übergangsschichten » evident trangressiv sein. Die behauptete Konkordanz und der allmähliche Übergang fällt somit von vornherein weg.

Die « Übergangsschichten » selber haben in dem Profil BETHLEN's eine Mächtigkeit von 1,50 m. BETHLEN erwähnt aus ihnen ausser Formen des unteren Sarmat, bezw. solchen, die sowohl im Untersarmat als auch im Mittelsarmat vorkommen können, einzelne Formen der präpontischen Mergel GORJ. KRAMBERGER'S, ferner Formen der Unteren Congerienschichten, ferner solche, die mit Formen des Mäot identifiziert werden.

Von *Limnocardium praeponticum* und *L. cecusi* gibt BETHLEN leider keine Abbildung und die Beschreibung ist sehr summar. Bei *L. cecusi* gibt er an, dass er, obwohl die Form häufig sei, kein einziges vollständiges Exemplar gefunden hätte. Sehr ähnliche Formen kommen aber auch im Untersarmat vor.

Von *Congeria panticapaea* liegt ein einziges, unvollständiges Exemplar vor, von dem BETHLEN meint, dass dies eventuell eine neue Varietät darstelle. Auf Grund dieser Angaben, glaube ich, behaupten zu können, dass diese Bestimmung unzuverlässig ist, nicht einmal für eine *Cong.* aff. *panticapaea* ausreicht. Stratigraphisch ist also diese Form wertlos. Das gleiche gilt von dem allein vorliegenden Bruchstück einer angeblichen *Cong. subcarinata bottenica* ANDR.

Auf solche Formen weittragende stratigraphische und palaeogeographische Folgerungen aufzubauen ist aber unzulässig.

Die Frage, ob wir im Siebenbürgischen Becken mit einer Kontinuität der Sedimentation zwischen Sarmat und Congerienschichten rechnen müssen oder ob sich eine kontinentale Periode zwischenschaltet, begegnet hier ebensolchen Schwierigkeiten wie in den übrigen Teilen des Pannonischen Beckens. Eine kontinentale Periode kann für die Randgebiete auch des Siebenbürgischen Beckens leicht vertreten werden. Für das innere Becken fehlen aber bisnoch :ug nfällige Anzeichen einer kontinentalen Erosionsperiode zwischen Sarmat und Congerienschichten. Die Tatsache aber, dass der obere Komplex der sarmatischen Schichten Siebenbürgens überwiegend sandig ist und stellenweise Schotterlagen enthält, die gegen die Ränder zu stark anwachsen, in Verbindung mit den Beobachtungen, dass über den Bildungen mit untersarmatischer Fauna in den Randbecken (Bucht von Mehadia, Bahna, etc.) nur noch kontinentale Bildungen folgen, scheint darauf hinzuweisen, dass das Siebenbürgische Becken nach Ablagerung des Sarmat (Unter Sarmat?) infolge kontinentaler Hebungen trocken gelegt war. Was natürlich ein Zurückbleiben von Reliktenseen nicht ausschliesst. Bei der Übereinstimmung der diesbezüglichen stratigraphischen Profile

Institutul Geologic al României

wenigstens in den grossen allgemeinen Zügen mit denen des ganzen Pannonischen Beckens haben für das Siebenbürgische Becken dieselben Überlegungen zu gelten, wie sie diesbezüglich für die übrigen Teile des Pannonischen Beckens weiter oben erörtert wurden und die zu der Folgerung führten, dass mit einer Schichtlücke zwischen Unter- bezw. Mittel-Sarmat und den Congerienschichten im Gebiet des Pannonischen Beckens gerechnet werden müsse.

Mit den uns hier beschäftigenden Problemen hat sich in letz er Zeit auch PAUCĂ (59, 60) im Zusammenhang mit seinen Arbeiten im Becken von Beiuș beschäftigt. In grossen Zügen kommt er dabei zu ähnlichen Resultaten wie ich.

Im Becken von Beiuș am Ostrand des Pannonischen Beckens stellte er über Untersarmat Konglomerate fest, die er als Regressionsbildungen deutet. Darüber folgt eine Sedimentationslücke (Erosionsperiode) bis inklusive Mäot. Über das Sarmat, Leithakalk oder permo-mesozoische Bildungen legen sich transgressiv Congerienschichten.

Vorkommen mit gemischter Fauna (Sarmat und Fauna der Congerienschichten) sind auch im Becken von Beiuș häufig. Die Mischung entstand nach PAUCĂ auch hier durch Umlagerung der sarmatischen Formen.

4. JUGOSLAVIEN

PAVLOVIC (64) beschrieb von vier Vorkommen bei Beograd Übergangsschichten mit sarmatisch-pontischer Mischfauna. Die Faunenlisten, die er von Lozovički Potok (Ritopek) und von Zaklopača (Staro Selo) gibt, erinnern sehr an die Vorkommen der oben erörterten Grenzschichten. Die Vorkommen von Zuce und von Konopljište scheinen dagegen keine sarmatischen Formen zu enthalten. Das von Konopljište aber hat reichlich Formen des *Cong. rhomboidea* Horizontes gemischt mit *Mel. martiniana*, *Mel. impressa*, *Mel. bouéi*. Hier liegt also allem Anscheine nach eine « Mischfauna » der Unteren und Oberen Congerienschichten vor, jedenfalls nicht des Sarmat und der Unteren Congerienschichten. Dies Vorkommen wäre eher mit der Fauna von Kup zu vergleichen.

Somit kennen wir in dem ganzen Gebiet des Pannonischen Beckens keine Übergangsschichten zwischen Sarmat und Pannon, die wir als Beweis für eine Kontinuität der Sedimentation anerkennen können. Damit fällt aber auch jede Begründung dafür weg, den Komplex der Unteren Congerienschichten in das mittlere und obere Sarmat zu verlegen.

Dass Fossilien tieferer Horizonte in jüngere Bildungen eingeschwemmt vorkommen, ist eine wohl vor allem den Tertiärgeologen gut bekannte

Institutul Geologic al României

Erscheinung, die aber eher als lästig empfunden und daher in der Literatur nicht immer besonders hervorgehoben wird. Wo aber Übergangsschichten mit « Mischfaunen » gesucht werden, wird natürlich jedem Vorkommen innerhalb dieser Schichten, bei dem Formen eines tieferen Horizontes mit denen eines höheren gemischt auftreten, besondere Bedeutung beigelegt, und da häufen sich auf einmal in der Literatur die Angaben über solche Vorkommen auf diesen bestimmten Horizont bezüglich, in dem eine Übergangs-Mischfauna gesucht wird.

Ganz besonders häufig müssen aber Fossileinschwemmungen, Fossilumlagerungen vorkommen, wo Transgressionen über lockere, fossilreiche Bildungen erfolgten, wie eben in dem Falle der Transgression der Unteren Congerienschichten über die sarmatischen Bildungen. Wir finden diese bloss 0,50—3 m mächtigen, lokal stets eng begrenzten Bänke mit sarmatisch-pannonischer Mischfauna an der Basis der Unteren Congerienschichten nicht nur im Wiener Becken, sondern an weit aəsninander liegenden Punkten des Pannonischen Beckens. Es handelt sich um eine regional weit verbreitete Erscheinung. Daher müssen wohl auch die Entstehungsbedingungen dieser « Grenzschichten » im ganzen Pannonischen Becken einheitlich gewesen sein. Die Vorkommen dagegen, bei denen limnisch-fluviatile Formen in rein untersarmatischen Schichten eingeschwemmt vorkommen, fallen unter einen ganz anderen Gesichtspunkt, wie das im Zusammenhang mit den Vorkommen im Wiener Becken besprochen wurde.

Da innerhalb des Pannonischen Beckens aus der Zeit zwischen Untersarmat und Unteren Congerienschichten keine grossen Faltungen bekannt sind, die grosse Niveaudifferenzen in der Oberfläche der sarmatischen Schichten hätten hervorrufen können, müssen wir uns die Oberfläche des trockengelegten Pannonischen Beckens vor Ablagerung der Unteren Congerienschichten als Ebene vorstellen, vor allem in deren zentralen Teilen. Bewegungen von grösserem Ausmasse, die an der Oberfläche grössere Niveaudifferenzen eventuell hervorrufen konnten, dürften auf die Randpartien beschränkt geblieben sein.

Wenn aber die Erosionsbasis für das Pannonische Becken garnicht oder nur wenig tiefer lag als die trockengelegte Ebene des Pannonischen Beckens, konnte in den zentralen Teilen dieses Beckens eine tiefergreifende Erosion nicht stattfinden, Spuren einer solchen sind daher hier gar nicht zu erwarten.

Spuren ehemaliger seichter Täler aber feststellen zu können, ist bei den mannigfachen Umformungen in den lockeren, zerfliessenden Bildungen infolge nachträglicher abermaliger Wasserbedeckung und bei den mangelhaften Aufschlüssen so sehr Sache glücklichen zufalles, dass deren scheinbares Fehlen keineswegs als Gegenbeweis gewertet werden kann. In den Randgebieten dagegen haben wir häufige Erosionsspuren.

Institutul Geologic al României

Zwischen den Ablagerungen der sarmatischen Schichten und denen der Congerienschichten des Pannonischen Beckens liegt in den Randgebieten zum Teil ausgesprochene Diskordanz vor, in den zentralen Gebieten bei scheinbarer Konkordanz « unconformity » (Unkonformität) der amerikanischen Geologen, die auch bei marinen Sedimenten weit verbreitet ist, wobei in scheinbar vollkommen konkordanter Sedimentfolge, auch bei einheitlicher Fazies Schichtglieder auf einander folgen können, zwischen denen selbst ganze Zeitalter fehlen, obwohl auf Grund der rein äusseren Erscheinung auf Kontinuität in der Sedimentation geschlossen werden müsste.

IV. DIE CONGERIENSCHICHTEN

Schon 1868 hat REUSS (65) zwei « Gruppen » innerhalb der sogen. « Congerien- oder Inzersdorfer Schichten » unterschieden. Die fast ausschliesslich durch Melanopsisarten: *Mel. martiniana*, *Mel. impressa*, *Mel. bouéi* charakterisierte Gruppe nannte REUSS « Melanopsidenschichten ». Die zweite durch zahlreiche *Cardien* mit abnormen Schlossbau und durch *Congeria rhomboidea* charakterisierte Gruppe nannte REUSS « Cardienschichte ».

1879 schlug L. ROTH (67) für die Congerienschichten den Namen « pannonische Schichten » vor. ROTH wollte allerdings das ganze über dem Sarmat des Pannonischen Beckens folgende Pliozän mit dem Sammelnamen der Pannonischen Schichten bezeichnen, tatsächlich wurde aber im Gebrauch die Bezeichnung Unter- und Ober-Pannon gleichbedeutend mit Unteren und Oberen Congerienschichten.

1884 schlug BRUSINA (9) dafür die Bezeichnungen: Lyrcaea-Horizont und Valenciennesia-Horizont vor.

1892 schlug endlich HALAVÁTS für den Valenciennesia-Horizont (= Cardienschichte REUSS) die Bezeichnung *Congeria rhomboidea* Niveau vor. (25, p. 36).

Somit sind im wesentlichen gleichbedeutend:

1. Melanopsidenschichten REUSS — Unter Pannon ROTH — Lyrcaea Horizont BRUSINA = Untere Congerienschichten;

2. Cardienschichten REUSS — Ober Pannon ROTH — Valenciennesia Horizont BRUSINA — Rhomboidea Horizont HALAVÁTS = Obere Congerienschichten.

1. UNTERE CONGERIENSCHICHTEN

Innerhalb des Pannonischen Beckens wurde in der Zeit der Unteren Congerienschichten ausser der Wiener Fazies auch die Beočiner Fazies abgelagert.

Die Wiener Fazies wird hauptsächlich durch die zahlreichen

Institutul Geologic al României

zum Teil grossen, dickschaligen *Congerien* und die zum Teil grossen und dickschaligen *Melanopsiden* charakterisiert. Für die Beočiner Fazies ist *Congeria banatica, Limnocardium lenzi, Limnocardium syrmiense, Provalenciennesia* etc. charakteristisch.

Das Gebiet von Beočin wurde hauptsächlich von R. HÖRNES (32) und von A. KOCH (39, 40, 41) studiert.

Über den weissen präpontischen Mergeln folgt konkordant:

1. Der kaum geschichtete Beočiner Zementmergel in einer Mächtigkeit von 80—100 m. Aus diesem Zementmergel wurden bisher folgende Formen angegeben:

Provalenciennesia arthaberi KRAMB. GORJ.
» *pauli* HÖRN.
» *schafarziki* KRAMB. GORJ.
Undulotheca paucici BRUS.
» *halavátsi* KRAMB. GORJ.
Velutinopsis velutina DESH.
» *rugosa* KRAMB. GORJ.
Planorbis ponticus LÖR.
Hydrobia sp.
Limnocardium lenzi HÖRN.
» *syrmiense* HÖRN.
Congeria banatica HÖRN.
» *czjzeki* HÖRN.
» cf. *dalmatica* BRUS.
» cf. *navicula* ANDR.
Pisidium sp.

2. Über dem Zementmergel folgt eine 20—30 cm dicke rostigsandige Mergelschichte, die von weissen Molluskenschalen erfüllt ist. KOCH erwähnt aus dieser Schichte nach Bestimmungen LÖRENTHEY's folgende Formen des Rhomboideahorizontes:

Limnocardium baraci BRUS.
» *steindachneri* BRUS.
» *ochetophorum* BRUS.
» *planum* DESH.
» n. sp.
Congeria vel. *Dreissensia.*
Pisidium sp.
Anodonta (?) *smaji* BRUS.
Zagrabica maceki BRUS.
Valenciennesia reussi NEUM.
Melanopsis sp.
Bythinia sp.

Institutul Geologic al României

3. Darüber folgen 10 m sehr mürber, heller, mergelig-glimmeriger Sandstein. Ausser Sandsteinkonkretionen enthält er auch Molluskenschalen.

4. Darüber liegt eine 20 cm dicke sandige Mergelschichte mit den weissen Schalen verschiedener Mollusken.

5. Darüber folgen wieder 10 m gelblichgrauer mergelig-glimmeriger Sandstein mit grossen Sandsteinkonkretionen und seltenen Molluskenschalen.

Aus den Schichten 3—5, hauptsächlich aus Schichte 4, erwähnt KOCH nach Bestimmungen LÖRENTHEY'S:

Limnocardium baraci BRUS.
» *planum* DESH.
Valenciennesia reussi NEUM.
Zagrabica maceki BRUS.
Emmericia schulzeriana BRUS. (?)
Melanopsis cf. *friedeli* BRUS.
Planorbis constans BRUS.
Bythinia sp.

Früher wurde auch aus den Zementmergeln nur *Valenciennesia reussi* zitiert. GORJANOVIC-KRAMBERGER erwähnte aber dann später (21, 22) von Beočin nur noch *Provalenciennesia* Formen. Sollten obige *Valenciennesia reussi* LÖR. tatsächlich auch zu *Provalenciennesia* gehören, dann wäre wohl der stratigraphische Wert der Untergattung *Provalenciennesia* sehr in Zweifel zu ziehen. In Gesellschaft obiger Cardienformen könnte auch eine *Provalenciennesia* nur als pontisch, keinesfalls als mäotisch angesprochen werden.

Aus dem Dazischen Becken ist *Provalenciennesia* bisher nicht bekannt und *Valenciennesia annulata* tritt nach KREJCI-WENZ (42) schon 25—40 m über der Pont/Mäot Grenze auf. Auf Grund dieser Tatsachen wurde gefolgert, dass die Schichten mit *Provalenciennesia* dem Mäot entsprechen müssten. Zur Klärung dieser Verhältnisse, vor allem zur Klärung des stratigraphischen Wertes der Unterscheidung zwischen *Provalenciennesia* und *Valenciennesia* sind, wie schon erwähnt, noch eingehende Untersuchungen notwendig. (Siehe hierüber auch Seite 298).

In Siebenbürgen nun finden wir die beiden Faziesausbildungen der Unteren Congerienschichten: die Wiener und die Boečiner Fazies wechsellagernd.

Über dem Sarmat liegen im Siebenbürgischen Becken in grosser Mächtigkeit Tone und Mergel mit dünnschaligen *Limnocardien* (*L. lenzi*, *L. syrmiense*), *Congeria banatica* HÖRN., *Valenciennesiiden* etc.

Im Hangenden folgen in grosser Mächtigkeit Sande und Schotter mit einer dickschaligen Fauna: *Melanopsis fossilis* (= *martiniana*), *Mel. vindobonensis*, *Mel. pygmaea*, *Mel. bouéi*, *Congeria partschi*, *Cong. ornithopsis*, *Cong. subglobosa* etc.

Institutul Geologic al României

Diese Faunen können aber zur Unterscheidung verschiedener Horizonte nicht verwendet werden. Ihr Wechsel ist ausschliesslich durch die verschiedene Fazies bedingt. Wo infolge lokaler Einflüsse im unteren Schichtkomplex sandige, schotterige Ablagerungen auftreten, erscheint in ihrem Gefolge auch die dickschalige Fauna; wo aber im oberen Komplex mächtige Tonbildungen auftreten, finden wir die dünnschalige Fauna, im Gegensatz zu der normalen Folge. Dies Bild wird ergänzt durch die Beobachtung, dass auch in Gebieten mit normaler Faunenfolge im unteren tonigen Schichtkomplex vereinzelte Formen der dickschaligen Fauna gefunden werden und umgekehrt im oberen sandigen Komplex vereinzelte Formen der dünnschaligen Fauna. Wir haben somit während der Sedimentationsdauer der Ablagerung der Unteren Congerienschichten die Elemente beider Faunen vertreten. Je nach dem lokalen Wechsel der faziellen Verhältnisse nimmt bald die eine, bald die andere Gruppe überhand.

Eine nähere Horizontierung ist somit nach den bisher uns zur Verfügung stehenden Beobachtungen auf Grund der Fauna nicht möglich. Die Fauna entspricht ganz überwiegend der der Unteren Congerienschichten und beweist durch ihre Wechsellagerung die Gleichalterigkeit der Unteren Congerienschichten des Wiener Beckens und des Beočiner Mergels. Eventuell entsprechen die Beočiner Mergel zeitlich nur dem basalen Teil der Wiener Fazies.

2. OBERE CONGERIENSCHICHTEN

Die Oberen Congerienschichten wurden in Ungarn, vor allem im Balatongebiet stratigraphisch stark gegliedert. Zu unterst wurde ein Horizont mit *Congeria ungula caprae* ausgeschieden, darüber ein Horizont mit *Congeria triangularis* und *Congeria balatonica*, darüber der Horizont mit *Congeria rhomboidea* und endlich im Hangenden der Horizont mit *Unio wetzleri*.

a) SCHICHTEN MIT CONGERIA UNGULA CAPRAE MÜNST.

VITÁLIS beschreibt in seiner der *Congeria ungula caprae* gewidmeten Arbeit (81) das Profil des Vorkommens der *Congeria ungula caprae* vom Gödrös auf der Halbinsel Tihany am Plattensee (= Balaton):

Die tiefste fossilführende Schichte (8—10 cm) enthält eine typische Fauna der Schichten mit *Cong. balatonica*.

Darüber liegt 25 cm fossilleerer Sand.

Darüber folgt 75—80 cm sandiger Ton erfüllt mit *Cong. ungula caprae* und reicher Fauna, häufig auch *Cong. balatonica*.

Über dieser *Cong. ungula caprae*-Bank folgen weitere Fossilbänke mit typischer *Cong. balatonica*-Fauna, ohne *Cong. ungula caprae*.

Institutul Geologic al României

Das Vorkommen von Füzfö am Plattensee zeigt folgendes Profil:
Über 50 cm fossilleerem Sand liegen:
15—18 cm Sand mit *Cong. ungula caprae* und *Cong. balatonica.*
Darüber folgt 60 cm kalkiger Ton.
Darüber 37 cm Sand, in dessen oberem Teil *Cong. ungula caprae* und *Cong. balatonica* auftritt.
Darüber folgt 50 cm kalkiger Ton, erfüllt mit *Cong. ungula caprae* und *Cong. balatonica.*
Abgesehen von der *Cong. ungula caprae* stimmt die Fauna auch hier mit der der *Cong. balatonica*-Schichten bestens überein.

In diesem Zusammenhang ist eine Bemerkung Lóczy's (46, p. 439) ausserordentlich interessant. Er beobachtete bei Vörösberény-Füzfö, dass die *Cong. ungula caprae* und *Mel. martiniana* führende Schichte schon auf geringe Entfernung vom pontischen Ufer die durch *Congeria balatonica* charakterisierte Fauna enthält. Nach Lóczy (46, p. 442) wurde *Congeria ungula caprae* in grösserer Entfernung vom pannonisch-pontischen Ufer des Balatongebietes noch nicht gefunden. Sie ist eine Faziesform der littoralen Zone, der kaum ein hoher stratigraphischer Wert beigemessen werden kann.

Von einem im Pannonischen Becken durchgehend feststellbaren *Congeria ungula caprae* Horizont kann daher keine Rede sein. Es sind lokal eng begrenzte Fossilbänke, in denen Schalen der *Congeria ungula caprae* in grossen Mengen angehäuft sind. Beim Plattensee liegt, wie wir sahen, die *Congeria ungula caprae*-Bank dem Schichtkomplex mit *Congeria balatonica* zwischengelagert. Bei Budapest liegt der Ton mit den *Congeria ungula caprae* führenden Sandzwischenlagen auf Sarmat. Hier scheinen die Lagen mit *Congeria ungula caprae* stärker entwickelt zu seien als am Plattensee.

Wir können daher nur von *Congeria ungula caprae*-Bänkens prechen, die lokal dem Komplex der Schichten mit *Cong. balatonica* zwischengelagert sind (eventuell sind diese Zwischenlagen auf den basalen Teil dieses Schichtkomplexes beschränkt).

Wenn daher ein selbständiger *Congeria ungula caprae*-Horizont unterschieden wird, ist dies sicher verfehlt. Von 63 Formen, die aus den Schichten mit *Congeria ungula caprae* bestimmt wurden, sind 53 gemeinsam mit der Fauna der Schichten mit *Cong. balatonica* und der Schichten mit *Cong. rhomboidea*, dagegen nur 9 Formen mit der Fauna der Unteren Congerienschichten, von denen nur eine Form bisher nur aus den Unteren Congerienschichten erwähnt wurde, alle anderen sind auch aus den Oberen Congerienschichten bekannt.

In der Literatur suchen wir anderwärts vergebens nach einem Äquivalent des « *Cong. ungula caprae*-Horizontes ».

Institutul Geologic al României

b) SCHICHTEN MIT CONGERIA BALATONICA PARTSCH UND SOLCHE MIT CONGERIA RHOMBOIDEA HÖRN.

LÖRENTHEY unterschied (47) in dem Gebiet von Szegzárd, Nagy-Mányok, Árpád eine « obere Fazies », charakterisiert durch massenhaftes Auftreten der *Congeria rhomboidea* in Gesellschaft einer Fauna, die angeblich auf salzigeres Wasser hinweist, und eine « untere Fazies », charakterisiert durch massenhaftes Auftreten der *Cong. triangularis* und *Cong. balatonica* in Gesellschaft einer Fauna, die mehr Süsswassercharakter zeigen soll:

1. Im Profil von Szegzárd erwähnt er 2—3 m Ton mit einer typischen Fauna der Rhomboidea-Schichten, im Liegenden folgt eine 0,1—0,2 m dicke Schichte von tonigem Sand und darunter glimmerreichem Sand mit *Cong. triangularis* und zahlreichen *Limnocardien*.

2. Im Profil von Nagy-Mányok unterscheidet LÖRENTHEY auch einen oberen tonigen Komplex mit *Congeria rhomboidea* und einen unteren sandigen Komplex mit *Cong. triangularis*. Aus dem unteren Sand stammen nur sehr wenige Formen: *Cong.* cf. *triangularis*, *Cong. balatonica*, *Limnocardium schmidti*, *L. arpadense*, *L. carinatum*, *L.* cf. *cristagalli*. Alle anderen stammen aus der Schichte mit *Cong. rhomboidea*.

3. Die von Árpád beschriebenen Formen stammen von drei verschiedenen Fundorten aus einem tonigen Sande, in dem LÖRENTHEY keine verschiedenen Niveaus unterschieden hat. Von allen drei Fundorten erwähnt er *Cong. rhomboidea*. Daher muss wohl die ganze Fauna von Árpád in den *Cong. rhomboidea*-Komplex gestellt werden. Und wenn LÖRENTHEY Seite 157 schreibt, dass bei allen drei Vorkommen (Szegzárd, N.-Mányok, Árpád) die an *Cong. triangularis* reiche Schichte tiefer liege als die an *C. rhomboidea* reiche Schichte, so stimmt dies für Árpád jedenfalls nicht, da hier eine Schichte mit *Cong. triangularis* garnicht bekannt war. Oder meinte er damit eventuell das von ihm zusammen mit Árpád behandelte Vorkommen von Fünfkirchen? Aus dieser Fünfkirchner Fauna erwähnt er Wirbelstücke einer *Cong.* cf. *partschi* und ein kleines fragmentarisches Exemplar, das er zu *Cong. triangularis* rechnet. Dies ist aber denn doch zu spärlich, um von Schichten zu sprechen, die an *C. triangularis* reich wären. Alle anderen Formen kommen auch in den Rhomboidea-Schichten von Árpád vor. Das von LÖRENTHEY vorgebrachte Material reicht somit ganz entschieden nicht aus, um die Fünfkirchner Fauna einem tieferen Niveau zuzuweisen als die Árpáder Faunen. Ausserdem ist zwischen beiden Vorkommen wohl kaum eine direkte Überlagerung zu beobachten.

Aus dem unteren Sand von N.-Mányok erwähnt er Seite 135 ein « morsches Bruchstück » als *Congeria triangularis*, Seite 133 aber dasselbe als *Cong.* cf. *triangularis*, ferner nach Hofmann 5 Exemplare der *Congeria balatonica*. LÖRENTHEY selber hat trotz seiner durch mehrere Jahre hier

Institutul Geologic al României

fortgesetzten Sammlungen kein weiteres Exemplar finden können. Somit kann auch der untere Sand von N.-Mányok nicht als Schichte bezeichnet werden, die an *Cong. triangularis* oder *Cong. balatonica* reich wäre. Trotzdem schreibt LÖRENTHEY 1902 (50, p. 288) wieder von einem Konglomerat, das bei N.-Mányok in grosser Menge *Cong. balatonica* enthalte.

Nach ANDRUSSOV (*Dreissensidae* 1897/98, p. 33 und Suppliment 1900, p. 120) kommt dagegen bei Szegzárd und N.-Mányok *Cong. triangularis* überhaupt nicht vor, es seien das teils *Cong. croatica* BRUS., teils *Cong. halavátsi* BRUS. *Congeria balatonica* gibt ANDRUSSOV aber von N.-Mányok auch nur mit Fragezeichen an. Nachher korrigierte auch LÖRENTHEY (52, p. 59) seine Angaben bezüglich *Cong. triangularis* von Szegzárd und Kurd und stellte einen Teil der *Cong. triangularis* von Szegzárd und sämtliche von Kurd zu *Cong. spinicrista*.

Ebenfalls im Jahre 1894 beschrieb LÖRENTHEY die Fauna von Hidasd bei Fünfkirchen (48). Sie wird auch durch das Zusammenvorkommen von *Cong. rhomboidea* und « *Cong. triangularis* » charakterisiert und durch zahlreiche andere Formen, die nach LÖRENTHEY bei Szegzárd teils auf den oberen Ton, teils auf den unteren Sand beschränkt sind, teils in beiden vorkommen. In der Zusammenfassung schreibt LÖRENTHEY, dass alle Formen von Hidasd bis auf *Limnocardium auingeri* dem Rhomboidea-Horizont eigen seien. Diese Fauna stimme am besten überein mit der Fauna der unteren Sande von Szegzárd, da sie alle Formen gemeinsam hätten bis auf *Limnocardium auingeri* und *L. apertum*. *Limnocardium auingeri* sei bis dahin nur aus « tieferen » Schichten, aus denen von Radmanești bekannt geworden.

In der Arbeit über Szegzárd, N.-Mányok, Árpád hatte er Radmanești gleichgesetzt den Schichten mit *Cong. triangularis*, also den unteren Sanden von Szegzárd. In der Arbeit über Hidasd stellt er aber den unteren Sand von Szegzárd, damit wohl auch den unteren Sand von N.-Mányok in den *Cong. rhomboidea* Horizont. Diese Stratigraphie vertritt er dann auch noch 1906 (53). Er unterscheidet hier innerhalb des *Cong. rhomboidea*-Horizontes: 1. eine Süsswasserfazies bei Budapest und im Balatongebiet; 2. eine Brackwasserfazies bei Hidasd, Kurd, Szegzárd, N.-Mányok, Árpád, Tirol (= Königsgnad) etc. Als einen t i e f e r e n H o r i z o n t bezeichnet er den der *Cong. triangularis* und *Cong. balatonica* von Budapest, aus dem Balatongebiet und von Radmanești.

Somit kennen wir auch nach LÖRENTHEY kein Vorkommen, wo eine Ü b e r l a g e r u n g der Schichten mit *Cong. triangularis* durch Schichten mit *Cong. rhomboidea* nachgewiesen werden kann. Diese beiden Schichtkomplexe sind nirgends in stratigraphischem Kontakt bekannt, sie kommen nebeneinander vor und haben trotz verschiedener Fazies eine Fauna, die sich fast deckt. Beide werden von Schichten überlagert, die *Unio wetzleri* führen und nach den neueren Untersuchungen dem Daz gleichgestellt

Institutul Geologic al României

werden müssen. Ebenso werden beide, wo das Liegende bekannt ist, von Schichten unterlagert, die den Unteren Congerienschichten entsprechen.

Im sogenannten Fehérpart bei Tihany am Balatonsee ist eine 20—24m mächtige Schichtenserie aufgeschlossen, in deren unterem Abschnitt HALAVÁTS (28) und LÖRENTHEY (52) den Horizont mit *Cong. balatonica* und *Cong. triangularis* vertreten sahen, im oberen Abschnitt aber den Horizont mit *Cong. rhomboidea*. VITALIS (79) erbrachte dann den Nachweis, dass auch der obere Komplex zu den Schichten mit *Cong. balatonica* und *Cong. triangularis* gehöre und in grosser Menge *Cong. balatonica* enthalte.

Über den Schichten mit *Cong. balatonica* und *Cong. triangularis* folgen im Balatongebiet die Schichten mit *Unio wetzleri*, ein Horizont, der früher noch ins Obere Pannon gestellt wurde, dessen dazisches Alter in neuerer Zeit aber bewiesen wurde.

Nach LÖRENTHEY kommen typische Rhomboidea-Schichten mit *Congeria rhomboidea* bei Arács im Balatongebiet vor. Wie aber schon VITÁLIS ausführlich darlegte (80, p. 171) ist dies Vorkommen nicht sehr vertrauenerweckend. In dem Sandsteine von Arács wurde gelegentlich eines von A. KOCH und LÖRENTHEY geleiteten Ausfluges mit Studenten 1900 je ein Steinkern von *Cong. croatica*, *Limnocardium schmidti* und ein Steinkern von dem LÖRENTHEY meinte, dass er zweckmässigster Weise mit dem Sammelnamen *Cong. rhomboidea* zu belegen sei, gefunden. Somit handelt es sich hier keineswegs um ein einwandfrei festgestelltes Vorkommen von Rhomboideaschichten, ganz abgesehen davon, dass dieser Sandstein über Triasschichten liegt und daher über das stratigraphische Verhältnis zu den Schichten mit *Cong. balatonica* nichts aussagt. *Congeria rhomboidea* ist in dem Balatongebiet nicht mehr gefunden worden. Dies ganz isolierte Exemplar in einer *Cong. rhomboidea* fremden Umgebung ist verdächtig, so dass diesem Vorkommen gegenüber eine gewisse Reserve am Platze ist.

Nach SCHLESINGER (70, p. 242) folgt im Gebiet von Budapest « auf die Triangularis-balatonica Schichten ein Niveau von Tegeln und Sanden, das massenhaft *Cong. rhomboidea* liefert und nach dieser Leitform auch benannt ist. Den Abschluss bilden die schon oft erwähnten Sandschichten mit Massenvorkommen von *Unio wetzleri*, die konkordant in das Levantin überleiten. Rhomboidea-Niveau und *Unio wetzleri*-Schichten bilden das obere Oberpontikum (nach LÖRENTHEY) ». Dies kann doch nur so aufgefasst werden, dass bei Budapest in den betreffenden Tegeln und Sanden massenhaft *Congeria rhomboidea* gefunden werden. Tatsache ist aber, dass bis heute aus der weiten Umgebung von Budapest noch kein einziges Exemplar der *Congeria rhomboidea* bekannt geworden ist.

Neuerdings hat nun SÜMEGHY (77) aus den in der ungarischen Tiefebene auf Erdgas durchgeführten Tiefbohrungen aus einem Schichtkomplex von

Institutul Geologic al României

ca 850 m Mächtigkeit hauptsächlich Formen nachgewiesen, die aus den Balatonica- und den Rhomboidea-Schichten bekannt sind, ohne dass eine Unterscheidung verschiedener Horizonte durchgeführt werden konnte.

Wenn wir aber nach diesem die Schichten mit *Congeria balatonica* im Alter denen mit *Cong. rhomboidea* gleichsetzen müssen, dann verschiebt sich die ganze Parallelisierung mit den Schichten in Rumänien ganz wesentlich. Dann müssen wir die Äquivalente der pontischen Abichi-Schichten in den Unteren Congerienschichten suchen.

Da die Schichten mit *Congeria triangularis* und *Congeria balatonica* als heterope Bildungen des *Cong. rhomboidea*-Horizontes, die Schichten mit *Congeria ungula caprae* aber als littorale dem basalen Teil der Balatonicaschichten zwischengeschaltete Bänke aufzufassen sind und da FRIEDL's Horizonte 1. und 2. aus dem Wiener Becken doch wohl den Schichten mit *Congeria triangularis* und *Cong. balatonica* entsprechen, wird dem Pont im Wiener Becken, das ihm in letzter Zeit abgesprochene Heimatrecht wieder zuerkannt werden müssen. Und zwar handelt es sich um Äquivalente des Horizontes mit *Cong. rhomboidea*.

c) SCHICHTEN MIT CONGERIA SPINICRISTA LÖR. UND PROSODACNA VUTSKITSI BRUS.

Die Fazies mit *Congeria spinicrista* und *Prosodacna vutskitsi*, die LÖRENTHEY als äquivalent mit den Rhomboideaschichten betrachtet, ist auf die Hügel der Bezirke Somogy und Tolna im Süden des Balaton beschränkt. Über ihre stratigraphische Lage im Schichtenverband der übrigen pontischen Schichten des Balatongebietes liegen keine Beobachtungen vor.

Prosodacna vutskitsi wird von LÖRENTHEY (52) aus Faunen erwähnt, die er teils in den « Horizont » mit *Cong. balatonica* stellt (siehe Fonyód und Enying), hauptsächlich aus solchen aber, die er als besondere Fazies mit den *Cong. rhomboidea*-Schichten parallelisiert.

Congeria spinicrista aber ist nach ANDRUSSOV mit *Congeria schmidti* LÖR. aus den *Cong. balatonica*-Schichten und von Radmanești sehr nahe verwandt und unterscheidet sich von ihr nur durch sekundäre Merkmale.

Wenn wir die Fauna der Schichten mit *Congeria spinicrista* näher betrachten, ergibt sich, dass 33 Formen bisher nur aus Schichten mit *Cong. balatonica* bekannt sind, 36 Formen in den Schichten mit *Cong. balatonica* und den Schichten mit *Cong. rhomboidea* gemeinsam vorkommen und 15 Formen auf die Schichten mit *Cong. rhomboidea* beschränkt sind, wenn wir Kurd mit der Fauna der Schichten mit *Cong. rhomboidea* parallelisieren. Sobald wir aber das Kurder Vorkommen zu den Schichten mit *Cong. bala-*

Institutul Geologic al României

tonica stellen, wie LÖRENTHEY das tut, haben wir in der Fauna der Schichten mit *Cong. spinicrista* 46 Formen, die auf die Schichten mit *Cong. balatonica* beschränkt sind, 28 Formen, die in den Schichten mit *Cong. balatonica* und denen mit *Cong. rhomboidea* gemeinsam vorkommen, und nur 10 Formen, die bisher nur aus den Schichten mit *Cong. rhomboidea* bekannt sind. Bei diesem Tatbestand bleibt es unverständlich, wie LÖRENTHEY die Schichten mit *Cong. spinicrista* als Fazies der Rhomboidea-Schichten auffassen konnte, da er die Kurder Schichten in den « Horizont » mit *Congeria balatonica* stellte, den er in das Liegende des *Congeria rhomboidea*-Horizontes verlegte.

d) RADMANEȘTI

Die durch FUCHS berühmt gewordene Fauna von Radmanești (17) entstammt einer 3,40 m mächtigen Schichtfolge von Sandsteinen und Sanden. Die fossilführenden Schichten bilden einen einheitlichen Komplex, in dem verschiedene Horizonte nicht unterschieden werden können.

Von 87 spezifisch bestimmten Formen von Radmanești wurden 64 von hier als neue Formen beschrieben, von denen 23 Arten von anderen Vorkommen noch nicht angegeben wurden. Es verbleiben somit 64 Arten, die für stratigraphische Vergleiche in Betracht kommen. Von diesen wurden in den Oberen Congerienschichten des Pannonischen Beckens bisnoch *Didacna deserta* und *Bythinella scitula* nicht gefunden [1]). Die übrigen 62 Arten sind aus den Oberen Congerienschichten bekannt, von denen 7 auch aus den Unteren Congerienschichten angegeben wurden. Somit wären 55 der von Radmanești bekannt gewordenen Arten auf Grund der bisherigen Daten auf die Oberen Congerienschichten beschränkt und zwar sind sie innerhalb der Oberen Congerienschichten vor allem für die Schichten mit *Cong. balatonica* charakteristisch.

Jedenfalls spricht der Gesamtcharakter der Fauna eindeutig für die *Congeria balatonica*-Fazies des Rhomboidea-Horizontes. Da KREJCI die von Radmanești beschriebene *Pyrgula angulata* FUCHS nur mit Fragezeichen aus dem Pont angibt, dagegen als sicher aus dem Mäot, ist wohl anzunehmen, dass er die Fauna von Radmanești für Mäot hält. Nach GORJANOVIC-KRAMBERGER (22, p. 8) soll in den Sammlungen der ungar. Geol. Anstalt ein Exemplar einer *Provalenciennesia* mit schwach entwickelten Rippen, etwas eingerolltem Wirbel und einer schwachen Siphonalwölbung von Radmanești aufbewahrt werden.

[1]) *Mel. martiniana* kommt in grosser Menge bei Kúp in einer Fauna der Oberen Congerienschichten vor und wird von LÓCZY aus dem Balatongebiet mit *Cong. ungula caprae* erwähnt.

Institutul Geologic al României

Didacna budmani wurde von BRUSINA von Radmanești und von Zagreb abgebildet. Nach ANDRUSSOV kommt diese Form nur im *Budmania-* oder *Cong. rhomboidea*-Horizont vor. Die aus genau den gleichen Schichten von Radmanești von FUCHS als *Cardium desertum* erwähnte Form bezieht er aber auf « untere Congerienstufe » von Radmanești. Auch bei *Phyllicardium complanatum* FUCHS von Radmanești spricht er von der oberen Abteilung der Unteren Congerienschichten.

BRUSINA (10) parallelisierte die Fauna von Radmanești mit der dem Rhomboidea-Horizont entsprechenden Fauna von Okrugljak. Nach KADIC dagegen (37) können die Schichten von Radmanești in zwei Horizonte gegliedert werden: 1. unterpontisch mit *Mel. martiniana*; 2. mittelpontisch mit *Cong. balatonica*. KADIC gibt an, dass er ebenso wie ADDA nur in der untersten der damals aufgeschlossenen Schichten *Melanopsis martiniana* sammeln konnte, während nach LÓCZY in der darunter liegenden Schichte die gleichen Versteinerungen vorkommen sollen, wie in den Schichten über der Sandsteinbank mit *Mel. martiniana*.

Ich habe hier nur einige der in der Literatur vorhandenen Widersprüche über die stratigraphische Stellung der Fauna von Radmanești erwähnt. Die Klärung dieser Widersprüche bleibt einer Neubearbeitung des Vorkommens vorbehalten. Trotz allem wird aber auch nach den bisher über Radmanești vorliegenden Daten die Fauna in den *Congeria rhomboidea*-Horizont gestellt werden müssen. *Mel. fossilis* (= *martiniana*) kommt bei Radmanești zwar ziemlich häufig vor, aber nur in kleinen Exemplaren der Varietät *rugosa*. Typische *M. fossilis* scheint zu fehlen.

e) KÚP

Grössere Schwierigkeiten als die Fauna von Radmanești bietet die Fauna von Kúp.

Die Fauna von Kúp wurde von A. KOCH gesammelt und von TH. FUCHS bearbeitet (18). Nach A. KOCH findet sich innerhalb einer 5 m mächtigen Sandablagerung eine ca 0,50 m dicke Petrefaktenbank, in welcher eine ca 12 cm dicke Schichte beinahe ausschliesslich aus weissen, gut erhaltenen Fossilschalen gebildet wird.

Die häufigste Form ist: *Melanopsis pygmaea*. Sehr häufig sind: *Mel. fossilis*, *Mel. impressa*, *Mel. bouéi*, *Mel. kupensis*, *Prososthenia radmanesti*. Häufig kommt vor: *Congeria balatonica*, *Limnocard. penslii*, *Limnocard. haueri*, *L. decorum*, *Valvata adeorboides*, *Pseudamnicola margaritula*, *Gyraulus homalosomus rhytidophorus*.

FUCHS parallelisierte die Fauna von Kúp mit der von Tihany und von Radmanești.

Institutul Geologic al României

LÖRENTHEY (50, p. 288) parallelisierte die Fauna der Schichten mit *Cong. balatonica* von Tihany mit Fonyód, Radmanești und Kúp.

Wir hätten somit eine Fauna vom Typ der Fauna mit *Congeria balatonica*, in der aber *Melanopsis fossilis* (= *martiniana*), *Mel. impressa* und *Mel. bouéi* sehr häufig sind. Dies spricht entschieden für einen sehr engen Zusammenhang der Unteren und der Oberen Congerienschichten und eine direkte Fortsetzung der Fauna der Unteren Congerienschichten in die Fauna der Oberen Congerienschichten.

3. PONT/MÄOTGRENZE

Auch KREJCI (43) legte bei der Festsetzung der Pont/Mäotgrenze im Pannonischen Becken das Hauptgewicht auf die vertikale Verbreitung der *Congeria rhomboidea* und parallelisierte die Oberen Congerienschichten des Pannonischen Beckens mit dem Pont s. s., die Unteren Congerienschichten aber mit dem Mäot. Dabei muss nach seiner Auffassung der « Horizont » mit *Congeria balatonica* des Balatongebietes jedenfalls schon zu den Unteren Congerienschichten gehören, da erstens diese Bildungen bisher in das Liegende des Rhomboideahorizontes gestellt wurden und da zweitens « *Leptanodonta* » *unioides* (FUCHS), die nach ihm für oberes Mäot charakteristisch sein soll, im Balatongebiet nur aus diesen Schichten bekannt ist. Im Wiener Becken rechnet er aber FRIEDL'S 1—2. Horizont zum Pont s. s.

Congeria subrhomboidea soll aus Südrussland nach Rumänien eingewandert sein. Hier entwickelte sich aus ihr die *Congeria rumana*, die schon von ANDRUSSOV (2, p. 49) als Bindeglied zwischen *Cong. subrhomboidea* und *Cong. rhomboidea* aufgefasst wurde. Nach KREJCI soll *Congeria rhomboidea* sich im Dazischen Becken aus *Congeria rumana* entwickelt haben und von hier ins Pannonische Becken eingewandert sein. Sie kann daher im Pannonischen Becken jedenfalls nicht früher aufgetreten sein als im Dazischen Becken. In seiner stratigraphischen Hauptarbeit das Pliozän Rumäniens betreffend stellt KREJCI (42, p. 75) für *Congeria rhomboidea* Rumäniens fest, dass die typischen Formen auf die Rhomboidea-Schichten beschränkt seien, dass der Übergang zur typischen Form sogar erst in den untersten 30 m der Rhomboidea-Schichten stattfand (l. c., p. 76). Daher können, wenn die Annahme KREJCI's zu recht besteht, dass das Entstehungszentrum der *Cong. rhomboidea* im Dazischen Becken liege und sie von hier ins Pannonische Becken eingewandert sei, die Rhomboidea-Schichten des Pannonischen Beckens höchstens mit den Rhomboidea-Schichten des Dazischen Beckens parallelisiert werden. Wir müssen demnach im Pannonischen Becken die Bildungen aus dem Liegenden des dortigen Rhomboidea-Horizontes stratigraphisch den unterpontischen Abichi-Schichten des Dazischen Beckens gleichstellen und nicht dem Mäot.

Institutul Geologic al României

ANDRUSSOV (5, p. 174) nahm dagegen an, dass die Entwicklung dieser Congerien im Pannonischen erfolgte und diese von hier ins Euxinische Becken einwanderten. *Cong. rhomboidea*, *Cong. rumana* und *Cong. subrhomboidea* sind nach ANDRUSSOV aus dem Pannonischen Becken ins Euxinische Becken eingewandert.

Auf die Zusammenhänge zwischen den Gruppen der Subglobosae und Rhomboideae und die sich hier ergebenden Schwierigkeiten hat schon R. HÖRNES hingewiesen (34, p. 14/16). Ohne genaue Revision der zu *subglobosa* und *rhomboidea* gestellten, sowie aller verwandten Formen aus dem Pannonischen Becken bleiben alle Spekulationen über eventuell vorhandene genetische Zusammenhänge blosse Vermutungen. Diese aber als Beweise für stratigraphische Folgerungen zu bringen, kann leicht zu Trugschlüssen führen.

Leider ist keines der in Betracht kommenden Gebiete bisnoch palaeontologisch und stratigraphisch in befriedigender Weise einheitlich durchgearbeitet. Daher fehlen uns aber für vergleichende stratigraphische Arbeiten das Pliozän Europas betreffend genügend sichere Grundlagen.

Ein zweites wichtiges Argument für die Parallelisierung der Unteren Congerienstufe mit dem Mäot Rumäniens ist für KREJCI die Gleichsetzung der *Leptanodonta unioides* WENZ aus dem oberen Horizont des rumänischen Mäot mit der *Dreissenomya unioides* FUCHS des Pannonischen Beckens.

Dreissenomya unioides FUCHS ist eine noch ungenügend bekannte Form. Immerhin behauptet LÖRENTHEY auf Grund eines Exemplares von Fonyód, bei dem er den Schlossbau beobachten konnte, dass diese Form des Pannonischen Beckens zweifellos zu *Dreissenomya* gehöre (52, p. 70).

Auch *Leptanodonta unioides* WENZ kann vorläufig nicht als genügend bekannte Form gelten. Doch stellte WENZ auf Grund der wenigen bisher möglichen Beobachtungen bezüglich des Schlossbaues fest, dass diese Form des rumänischen Mäot keineswegs zu *Dreissenomya* gestellt werden könne und gründete auf sie sein neues Genus *Leptanodonta*. LÖRENTHEY's Angaben über *Dreissenomya unioides* waren WENZ jedenfalls nicht bekannt, da er ausdrücklich angibt (82, p. 421), dass bis dahin nur das eine von FUCHS beschriebene Exemplar bekannt gewesen sei. Wir sehen somit, dass weder *Dreissenomya unioides* FUCHS, noch *Leptanodonta unioides* WENZ bisnoch genügend bekannt sind und dass sie auf Grund der bisherigen Untersuchungen, trotz scheinbar grosser Ähnlichkeit in der äusseren Form, vorläufig sogar verschiedenen Familien zugewiesen werden müssten. Bevor diese Fragen aber geklärt sind, dürfen auf diese Formen nicht weitgehende Folgerungen aufgebaut werden.

Dreissenomya unioides FUCHS ist im Pannonischen Becken allem Anscheine nach eine äusserst seltene Form und wurde bisnoch nur in lokal sehr

Institutul Geologic al României

beschränkter Ausdehnung festgestellt. Bisher wurden insgesamt 15 Exemplare aus den Schichten mit *Congeria balatonica* im Balatongebiet, das bisher aus dem ganzen Pannonischen Becken wohl weitaus am gründlichsten durchsucht wurde, nachgewiesen, ein Exemplar aus den Schichten mit *Congeria spinicrista* und ein Exemplar aus den Schichten mit *Congeria balatonica* bei P. Szt. Lörincz neben Budapest. Die Schichten mit *Congeria balatonica* sind aber, wie weiter oben nachgewiesen wurde, nicht als tieferer Horizont sondern als heterope Fazies des Rhomboidea-Horizontes anzusehen. Somit tritt *Dreissenomya unioides* FUCHS im Balatongebiet und bei Budapest in wesentlich höherem Niveau auf als die *Leptanodonta unioides* WENZ in Rumänien.

Entweder nehmen wir mit WENZ und KREJCI an, dass es sich bei *Dreissenomya unioides* und *Leptanodonta unioides* um die gleiche Form handle. Dann erscheint es aber unwahrscheinlich, dass diese in zwei so weit von einander entfernten Gegenden (Muntenia und Balaton) in verschiedenen Stufen festgestellte Form nicht auch in den zwischenliegenden Gebieten vorkomme. Dass sie bisher sonstwo nicht festgestellt worden ist, kann nur auf die ungünstigen Erhaltungsbedingungen infolge der sehr dünnen Schale und auf eine weniger genaue Durchforschung der Ablagerungen zurückgeführt werden. Wir können daher auch bezüglich anderer Horizonte vorläufig nicht mit Sicherheit angeben, ob diese Form hier tatsächlich fehlt oder nur noch nicht festgestellt wurde. Nach dem bisherigen Stand unserer Kenntnisse über diese Form und ihre Verbreitung kann ihr daher, wenn wir eine Identität der Formen *Dreissenomya unioides* und *Leptanodonta unioides* annehmen, keine horizontbeständige stratigraphische Bedeutung zugewiesen werden.

Wenn wir aber annehmen, dass es sich um zwei verschiedene Formen handle, eine Frage die noch genauer Überprüfung bedarf, dann fallen von vornherein alle auf eine angenommene Identität dieser Formen aufgebauten Folgerungen weg.

Methodisch unzulässig ist aber das Verfahren KREJCI's (43), das er bei den stratigraphischen Parallelisierungen mit Hülfe der Faunenlisten anwendet. Es geht nicht an, eine Annahme, die erst bewiesen werden soll, gleichzeitig als schon bewiesen in Rechnung zu stellen. So bei der Faunenliste der Unteren Congerienschichten von Leobersdorf, durch die auf faunistischer Basis ersichtlich gemacht werden soll, dass die Unteren Congerienschichten mäotisch und nicht pontisch seien. Alle Formen der Unteren Congerienschichten wurden hier einfach in die Rubrik des Mäot eingetragen. Dadurch muss die Fauna der Unteren Congerienschichten von Leobersdorf selbstverständlich als entschieden mäotisch erscheinen. Mit dieser Methode kann aber jedes beliebige Alter der Unteren Congerienschichten bewiesen werden.

Institutul Geologic al României

Valenciennesia annulata tritt nach KREJCI im Dazischen Becken schon 25—40 m über der Pont/Mäotgrenze auf, die typische *Congeria rhomboidea* aber erst 30 m über der Grenze Rhomboidea/Abichi-Schichten. Somit liegt die erste typische *Congeria rhomboidea* in ihrem Entstehungszentrum im Schichtprofil ca 200 m über der Pont/Mäotgrenze. Zum mindesten die zeitlichen Äquivalente dieser 200 m müssen somit im Liegenden des Rhomboidea-Horizontes des Pannonischen Beckens noch zum Pont s. s. gehören, wenn die *Congeria rhomboidea* tatsächlich aus dem Dazischen Becken ins Pannonische Becken eingewandert sein soll. Da die Mächtigkeiten äquivalenter Schichten verschiedener Becken grosse Verschiedenheiten aufweisen können, bietet uns diese Mächtigkeit bezüglich des Pannonischen Beckens keine näheren Anhaltspunkte. Immerhin kann auf Grund der vorliegenden Daten angenommen werden, dass wenigstens ein Teil der Unteren Congerienschichten noch zum Pont s. s. gehören muss und nur der untere Abschnitt der Unteren Congerienschichten dem « Unterpont » GORJ. KRAMBERGER's mit *Provalenciennesia* entsprechen kann, wenn der Unterscheidung zwischen *Provalenciennesia* und *Valenciennesia* tatsächlich die stratigraphische Bedeutung zukommt, die GORJ. KRAMBERGER (21, 22, 23) ihr zuweist. In diesem Fall wäre eventuell das « Unterpont » GORJ. KRAMBERGER's mit *Provalenciennesia*, zusammen mit seiner Präpontischen Stufe dem Mäot gleichzustellen, wenn die Schichten mit *Provalenciennesia* nicht eventuell den basalen 25—40 m des Pont im Dazischen Becken, denen *Valenciennesia* fehlen, entsprechen.

Eine endgültige Klärung dieser Verhältnisse erfordert noch eingehende Studien, da hier gewisse Widersprüche und Unklarheiten vorliegen, deren Klärung erst nach gründlicher Revision der Faunen und Profile möglich sein wird. Jedenfalls kann aber auch heute mit grösserer Wahrscheinlichkeit noch immer von einem pontischen Alter der Unteren Congerienschichten des Pannonischen Beckens gesprochen werden als von einem mäotischen, auch schon in Anbetracht der sehr engen faunistischen Beziehungen zwischen den Unteren und Oberen Congerienschichten, die oft bloss durch die Art der palaeontologischen Namengebung verdeckt erscheinen.

V. PALUDINEN-SCHICHTEN

Der Begriff der Paludinenschichten wurde für Slavonien geprägt, für den Schichtkomplex im Hangenden der Congerienschichten. Diese Schichten gliederten NEUMAYR und PAUL (57) auf Grund der formenreichen Viviparenreihen in zahlreiche Horizonte, die sie in Untere, Mittlere und Obere Paludinenschichten zusammenfassten.

Mit den Unteren Paludinenschichten parallelisierten sie die Schichten mit *Unio wetzleri* aus Westungarn. Auch LÖRENTHEY stellte anfangs (49)

Institutul Geologic al României

die Schichten mit *Unio wetzleri* ins Levantin, während er sie nachher so wie HALAVÁTS, VITALIS und andere als obersten Horizont des Pont auffasste. Die von SCHRÉTER (71, p. 108) aus mediterranen Süsswasserablagerungen des Beckens von Bozovici angegebenen *Unio wetzleri* gehören nach HALAVÁTS (31, p. 169) zu *Unio flabellatus*.

Neuerdings wies FERENCZI (14) nach, dass in der kleinen Ungarischen Tiefebene der aus Flussablagerungen bestehende Horizont mit *Unio wetzleri* aus dem Hangenden der Congerienschichten (nach SÜMEGHY Schichten mit *Cong. ungula caprae*) dem « Levantin » angehöre. Das gleiche beweisen auch die Faunen, die SÜMEGHY (74, 76) aus dem Gebiet beschrieb. SÜMEGHY parallelisierte den *Unio wetzleri*-Horizont mit dem « Unter Levantin » (= Daz). Auf dem Peremartoner Somlódomb und auf dem Fonyóder Berg liegt der *Unio wetzleri*-Horizont über Süsswasserbildungen des Oberen Pannon. Dem Horizont mit *Unio wetzleri* wurde dann von HALAVÁTS (31) auch die Säugetierfauna von Baltavár auf Grund der Molluskenfauna zugewiesen. Diese Säugetierfauna vom Typus der Pikermifauna war von SCHRÉTER (72) auch als Beweis für das sarmatische Alter der Unteren Congerienschichten angeführt worden, da SINZOW in Russland die Pikermifaunen ins Ober-Sarmat gestellt hatte.

Der Begriff der Dazischen Stufe wurde im Jahre 1907 von TEISSEYRE (56) in die Literatur eingeführt. ANDRUSSOV bezeichnete nachher den entsprechenden Schichtkomplex Russlands als Kimmerische Stufe und bemerkte, dass dessen obere und untere Grenze nicht genau mit der der Dazischen Stufe übereinstimme. Nach TEISSEYRE (78) ist jedoch diese verschiedene Bezeichnung nicht gerechtfertigt, da für das Dazische und für das Euxinische Becken identische Bezeichnungen verwendet werden müssten, wobei aber der Bezeichnung der Dazischen Stufe die Priorität zukomme. Er parallelisierte die Dazische Stufe mit den Unteren Paludinenschichten (Untere und Mittlere Paludinenschichten nach NEUMAYR und PAUL) Slavoniens und das Levantin mit den Oberen Paludinenschichten.

KREJCI (42, p. 86) stellte die Unteren Paludinenschichten noch ins Pont, parallelisierte die Mittleren Paludinenschichten mit dem Daz und die Oberen Paludinenschichten mit dem Levantin. In seiner späteren Arbeit brachte KREJCI (43) dagegen eine ganz neue Stratigraphie. Er griff auf ANDRUSSOV's Bezeichnung der Kimmerischen Stufe zurück und parallelisierte diese mit den Unteren Paludinenschichten Slavoniens, sowie mit dem Ober Pont + Unter Daz Rumäniens. Ausserdem stellte er eine neue Stufenbezeichnung auf: das Ruman oder die Rumänische Stufe. Diese Stufe setzte er gleich den Mittleren Paludinenschichten Slavoniens, sowie dem Ober Daz + Unter Levantin Rumäniens, bezw. dem Duab + Kujalnik Russlands. Endlich führte er noch eine weitere Stufenbezeichnung ein: das « Slavon » oder die

Institutul Geologic al României

« Slavonische Stufe » [1]), die er den Oberen Paludinenschichten Slavoniens und dem Oberlevantin Rumäniens, sowie der Tschauda-Stufe Südrusslands gleichsetzte. Die Bezeichnung Levantin aber soll aus dem Pannonischen und Dazischen Becken verbannt und auf Griechenland beschränkt werden.

1933 besprach DAVIDASCHVILI (12) die Parallelisierungen KREJCI's. Er fand die Abtrennung des rumänischen Oberpont vom Pont s. s. nicht für begründet und lehnte die Vereinigung des rumänischen Oberpont mit der Kimmerischen Stufe Russlands ab, welch letztere nach ihm dem rumänischen Daz entspricht. Das russische Duab stellt nach DAVIDASCHVILI eine heterope Fazies des russischen Ober-Kimmer dar, wäre daher auch nach ihm dem rumänischen Ober-Daz äquivalent. Das Ruman oder die Rumänische Stufe und deren Parallelisierung mit dem Duab + Kujalnik, erscheint ihm unbegründet, da nach ihm das Duab vom Kimmer nicht getrennt und mit dem Kujalnik nicht zu einer neuen Stufe vereinigt werden kann.

DAVIDASCHVILI parallelisierte die Unteren Paludinenschichten Slavoniens mit dem Daz Rumäniens, sowie mit dem Kimmer Russlands. Der Kimmer Russlands ist nach ihm äquivalent mit den Erzschichten von Kamyschburun und dem Duab. Die Mittleren Paludinenschichten Slavoniens parallelisierte er mit dem Unteren Levantin Rumäniens, bezw. dem Kujalnik Russlands, und die Oberen Paludinenschichten Salvoniens mit dem Oberen Levantin Rumäniens, bezw. dem Aktschagyl Russlands.

KREJCI parallelisierte den *Viviparus bifarcinatus*-Horizont Slavoniens mit dem rumänischen Ober Daz, da *Viv. bifarcinatus* und *Tylopoma melanthopsis* aus Pannonien nach Rumänien eingewandert seien und beide schon im Daz Rumäniens auftreten.

Hiezu wäre zu bemerken, dass nach WENZ (42) der *Viv. bifarcinatus* BIELZ Rumäniens sich aus der Reihe des *Viv. woodwardi* und *Viv. argesiensis* des Daz entwickelt hat. Der *Viv. bifarcinatus* NEUM. Slavoniens steht dagegen mit ganz anderen Formen im Zusammenhang, nach NEUMAYR mit *Viv. pannonicus* aus der Reihe des *Viv. suessi*, ebenso auch nach FRANZ (16). Somit kann der *Viv. bifarcinatus* BIELZ mit dem « *Viv. bifarcinatus* NEUM. » aus Slavonien nicht in Zusammenhang gebracht werden. Ausserdem werde ich bei anderer Gelegenheit zeigen, dass nicht die Schalenform des *Viv. bifarcinatus* NEUM., sondern die des *Viv. stricturatus* dem *Viv. bifarcinatus* BIELZ entspricht. Ferner dürfte es sich bei den Exemplaren des « *Viv. bifarcinatus* » aus dem Daz wahrscheinlich um Formen der *woodwardi-argesiensis*-Reihe

[1]) Da ANDRUSSOV die Bezeichnung: Slavonische Stufe schon für die tiefsten Horizonte der pannonischen Ablagerungen in Vorschlag gebracht hat, kann diese Bezeichnung nicht auf die obersten pliozänen Horizonte übertragen werden.

Institutul Geologic al României

handeln, nicht um typische *bifarcinatus*. Der typische *Viv. bifarcinatus* BIELZ ist levantin, hat mit dem *Viv. bifarcinatus* NEUM. aus Slavonien nichts zu tun und kann voraussichtlich auch mit dem *Viv. stricturatus* nicht identifiziert werden, vielmehr scheint es sich um isope Reaktionsformen verschiedener Genotype zu handeln, in welchem Falle sie aber stratigraphisch nichts aussagen.

Auch nach KREJCI können wir im Sinne ANDRUSSOV's, TEISSEYRE's, LASKAREV's u. a. in der Richtung Pannonien — Rumänien — Südrussland « ein Aufeinanderfolgen gleicher Fazies in stets höheren Horizonten beobachten » (43, p. 302), da « gleiche Aussüssungsstadien von Pannonien nach Rumänien zeitlich aufeinander folgen » (l. c., p. 310). So soll nach KREJCI *Pyrgula incisa* FUCHS im Pannonischen Becken im Pont (Obere Congerienschichten) zuerst auftreten, in Rumänien aber erst im Ober Daz. Das Originalexemplar der *Pyrgula incisa* FUCHS stammt aber aus Radmanești, aus einer Fauna, die KREJCI in anderem Zusammenhang für mäotisch hält. Ausserdem wurde *P. incisa* von VITALIS aus der untersten fossilführenden Schichte des Fehérpart bei Tihany erwähnt, während *Dreissenomya unioides* FUCHS (nach KREJCI ein Leitfossil des oberen Mäot) erst in höheren Schichten auftritt. Auch LÖRENTHEY erwähnt P. *incisa* vom selben Fundort aus der unteren und mittleren Fossilschichte, während er *Dreissenomya unioides* erst aus der oberen Fossilschichte angibt. Wie wir weiter oben sahen, müssen aber sowohl die Vorkommen von Tihany als auch Radmanești mit dem Rhomboidea-Horizont parallelisiert werden. Somit ist *P. incisa* trotz allem aus dem Pannonischen Becken bisnoch tatsächlich nur aus pontischen Schichten bekannt geworden. Im Dazischen Becken aber tritt *Pyrgula incisa* wenigstens schon im Unter Daz auf. Ich kenne *P. incisa* in grossen Mengen aus sicherem Unter Daz Olteniens.

Pyrgula eugeniae soll nach KREJCI im Pannonischen Becken in den Unteren Viviparen-Schichten (nachKrejci Pont) , im Dazischen Becken aber erst im Ober Daz auftreten. Das Zitat der *Pyrgula eugeniae* aus den « Unteren Viviparen-Schichten » Pannoniens kann sich nur auf das Vorkommen des Originalexemplares NEUMAYR's für *P. eugeniae* aus den oberdazischen Schichten des Beckens von Brașov beziehen, da sie sonst aus dem Pannonischen Becken nicht bekannt ist (36).

Es sind dies somit Formen, die wenig geeignet erscheinen, ein Aufeinanderfolgen gleicher Fazies in stets höheren Horizonten in der Richtung Pannonien — Rumänien — Südrussland zu beweisen.

Für die Wanderung solcher Formen aus einem Becken in das andere nimmt KREJCI eine beträchtliche Zeitspanne in Anspruch. So führt er als Begründung dafür, dass das Oberpont Rumäniens aus dem Pont s. s. ausgeschieden und mit dem Unter Daz Rumäniens den Unteren Paludinenschich-

Institutul Geologic al României

ten Pannoniens gleichgestellt werden müsse, an, dass wir Formen der Oberen Congerienschichten im rumänischen « Ober Pont » wiederfinden, die, da sie aus Pannonien nach Rumänien eingewandert sein müssen, in Rumänien erst später aufgetreten sein können. Das Ober Pont Rumäniens müsse somit einem Horizont aus dem Hangenden der Oberen Congerienschichten Pannoniens, bezw. des Pont s. s. entsprechen. Dies allein kann wohl der Sinn des Satzes bei KREJCI (l. c., p. 310) sein : « Auch die « oberpontischen » Formen der Oberen Congerienschichten, die ja nach Rumänien hinübergewandert sein müssen, legen die Parallelisierung der Unterkante der Unteren Viviparen-Schichten mit der Unterkante des rumänischen « Ober-Pont » nahe ».

Ob für die Ausbreitung solcher Formen von ihrem Entstehungszentrum aus in andere Gebiete eine grosse, stratigraphisch eine Rolle spielende Zeitspanne in Anspruch genommen werden kann, darüber wäre noch zu diskutieren. Jedenfalls erscheint es sehr unwahrscheinlich, dass faziell so sehr beeinflussbare, extreme Formen langdauernde, weite Wanderungen unverändert überstanden hätten. Es dürfte wohl auch keineswegs immer mit Sicherheit feststellbar sein, wo das Entstehungszentrum der einzelnen Formen zu suchen ist, oder ob nicht sogar « polyphylletische » Entstehung angenommen werden muss. Eine stratigraphische Gliederung und Parallelisierung auf faunistischer Basis ist daher komplizierter als gewöhnlich angenommen wird und die Vorbedingungen für eine einwandfreie Lösung sind für das Pliozän Europas noch bei weitem nicht geschaffen.

SCHLUSSWORT

Die Binnen-Molluskenfauna vom Typus der Fauna der Unteren Congerienschichten mit *Congeria*, *Limnocardia*, *Melanopsis*, *Prososthenia*, *Pyrgula*, *Orygoceras* und den Vertretern zahlreicher anderer Familien aus dem Formenreichtum der Congerienschichten ist am Südrande des Pannonischen Beckens schon aus der Zeit des Helvet in weiter Verbreitung nachgewiesen worden. Dies wurde bisher übersehen, obwohl durch das schon so frühe Auftreten dieser Fauna zahlreiche der pliozänen Formen sowohl in stratigraphischer, als auch genetischer Beziehung in ganz anderem Lichte erscheinen. So lässt KREJCI z. B. die *Prososthenien* erst im Mäot des südpannonischen Beckens entstehen und von hier aus ins Wiener Becken, ins Mainzer Becken, nach Italien und in die Aegaeis wandern (43, p. 315). Die auf solcher Basis gezogenen stratigraphischen Folgerungen sind natürlich nicht stichhaltig.

Da dieser Faunentypus mit seinem bisher nur teilweise erforschten Formenreichtum wenigstens schon seit dem Helvet in Europa charakteristisch ausgebildet ist und dann in ungeheuerem Individuenreichtum zur Zeit des Pliozäns in ganz SO-Europa auftrat, müssen wir annehmen, dass er auch in der ganzen Zwischenzeit wenigstens in den Randgebieten des

Institutul Geologic al României

Pannonischen Beckens verbreitet war. Dass diese Formen aus dem Sarmat z. B. weniger erwähnt werden, ist wohl darauf zurückzuführen, dass das Sarmat des Pannonischen Beckens faunistisch nicht entsprechend ausgebeutet und durchgearbeitet ist. Das Interesse ging hier bei der Bearbeitung der Fossilvorkommen oft nicht über die Leitfossilien der Lehrbücher hinaus.

Im Dazischen Becken ist das Vorkommen von Mittelsarmat fraglich, in typischer Ausbildung ist es jedenfalls nicht bekannt, Obersarmat fehlt sicher (42, pp. 68—69). Somit haben wir im Dazischen Becken eine Sedimentationsunterbrechung wenigstens zur Zeit des Obersarmates, bei starker Regression nach KREJCI schon zur Zeit des Mittelsarmates.

Im Pannonischen Becken ist Mittelsarmat bisnoch nur in lokal sehr begrenzter Ausdehnung festgestellt worden. Die Unteren Congerienschichten liegen normalerweise über Untersarmat. Die sogenannten Übergangsschichten aber sind teils untersarmatisch, teils das Aufbereitungsprodukt untersarmatischer, fossilführender Schichten durch die Wässer der Congerienstufe. Wir müssen daher auch im Pannonischen Becken mit einer Sedimentationsunterbrechung wenigstens zur Zeit des Obersarmates rechnen, bei starker Regression schon zur Zeit des Mittelsarmates. Ob die neuerliche Transgression im Dazischen und im Pannonischen Becken gleichzeitig im Mäot einsetzte, oder ob sie im Pannonischen Becken erst später grössere Ausdehnung annahm, bleibt noch zu untersuchen.

Da die Oberen Congerienschichten aber zur Gänze als Äquivalente der Rhomboideaschichten aufgefasst werden müssen, wäre wenigstens der obere Komplex der Unteren Congerienschichten noch mit den unterpontischen Abichischichten des Dazischen Beckens zu parallelisieren. Durch das scheinbare Fehlen von *Provalenciennesia* und die Überlagerung des Mäot durch das Unterpont mit *Valenciennesia* s. s. im Dazischen Becken wird aber eine Parallelisierung der unteren Horizonte der Unteren Congerienschichten des Pannonischen Beckens mit den oberen Horizonten des Mäot zur Diskussion gestellt. In der Hauptsache entsprechen im Pannonischen Becken dem Mäot jedoch die Präpontischen Weissen Mergel Kroatiens und Slavoniens. Da in den meisten übrigen Teilen des Pannonischen Beckens Äquivalente der Präpontischen Weissen Mergel fehlen, muss ihnen hier eine Sedimentationslücke entsprechen, die in diesen Gebieten aus dem Obersarmat noch ins Mäot (Unter Mäot?) hinüberreichen dürfte. Eine sichere Basis für eine klare Beantwortung der hier sich ergebenden Fragen fehlt aber derzeit noch.

Die Paludinenschichten des Pannonischen Beckens sind dem Daz und Levantin des Dazischen Beckens zu parallelisieren.

Manuskript eingegangen: Januar 1935.

Institutul Geologic al României

VERZEICHNIS DER ZITIERTEN LITERATUR

1. ANDRUSSOV N. Kurze Bemerkungen über einige Neogenablagerungen Rumäniens. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1895.
2. — Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens. Text und Atlas 1897/98. I. Suppl. 1900.
3. — Beiträge zur Kenntnis des Kaspischen Neogen. Die Aktschagylschichten. *Mém. du Comité géol. de St. Pétersbourg.* XV. 4. 1902.
4. — Die Brackwassercardiden I/II. *Mém. de l'Acad. imp. des sciences de St. Petersbourg.* VIII. Ser. XIII. vol. Nr. 3. (1903); VIII. Ser. XXV. vol. Nr. 8 (1910).
5. — Beiträge zur Kenntnis des Kaspischen Neogen. Pontische Schichten des Schemachinischen Distriktes. *Mém. du Comité géol. de St. Petersbourg.* N. S. 40. 1909.
6. BARBOT DE MARNY. Geologiceskij očerk Hersonskej gubernii 1859.
7. BETHLEN G. A bihar-szilágyi Rézhegység északi peremének földtani és öslénytani viszonyai. *Földtani Szemle.* Budapest, 1933.
8. BÖCKH J. Geolog. und Wasserverhältnisse der Umgebung der Stadt Fünfkirchen. *Jahrbuch d. kgl. ung. Geol. Anstalt.* IV. 1881.
9. BRUSINA SP. Fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien. *Beiträge zur Palaeontologie Österreich-Ungarns.* III. 1884.
10. — Matériaux pour la faune malacologique néogène de la Dalmatie, de la Croatie et de la Slavonie avec des espèces de la Bosnie, de l'Herzégovine et de la Serbie. Agram 1897.
11. — Iconographia molluscorum fossilium in tellure tertiaria Hungariae, Croatiae, Slavoniae, Dalmatiae, Bosniae, Herzegovinae et Bulgariae inventorum. Agram 1902.
12. DAVIDASCHVILI L. S. Über die Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. *Informats. sbornik Neftianago-geologo-Razved. inst.* 1933 (russisch).
13. — Fossils of the Aktschaghylian Beds. *Transactions of the State Petroleum Research-Institute.* Moscow. 1932.
14. FERENCZI J. Geomorphologische Studien in der südl. Bucht des Kleinen Ungarischen Alföld. *Földt. Közl.* LIV. 1925.
15. FRIEDL K. Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. *Mitteil. d. Geol. Gesellsch. i. Wien.* XXIV. 1931.
16. FRANZ V. Viviparus. *Denkschr. Med.-Natur. Ges. Jena.* XVIII. 1932.
17. FUCHS TH. Die Fauna der Congerienschichten von Radmanest im Banat. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* XX. 1870.
18. — Die Fauna der Congerienschichten von Tihany am Plattensee und Kúp bei Pápa in Ungarn. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* XX. 1870.
19. — Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* XXV. 1875.
20. GILLET S. Essai de synchronisme du miocéne supérieur et du Pliocène dans l'Europe centrale et orientale. *Bull. d. l. Soc. géol. de France.* V. sér. III. t. 1933.

Institutul Geologic al României

21. GORJANOVIC-KRAMBERGER K. Über die Gattung Valenciennesia und einige unterpontische Limnaeen. *Beiträge zur Palaeont. Österreich-Ungarns und des Orients.* XIII. 1901.

22. — Die Valenciennesiiden und einige andere Limnaeiden der pontischen Stufe des unteren Pliozäns und ihre stratigraphische und genetische Bedeutung. Zagreb 1923.

23. — Über die Bedeutung der Valenciennesiiden in stratigraphischer und genetischer Hinsicht. *Palaeontologische Zeitschrift.* V. 1923.

24. HALAVÁTS J. Bericht über die im Jahre 1882 in der Umgebung v. Versecz durchgeführten geol. Aufnahmen. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anstalt f. 1882.* Budapest 1883.

25. — Palaeontolog. Daten zur Kenntnis der Fauna d. südungar. Neogenablagerungen. VI. Királykegye. *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.* X. 1892.

26. — Die Umgebungen von Lupák, Kölnik, Szócsán und Nagy-Zorlencz. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. für 1891.* Budapest 1893.

27. — Die Szócsán-Tirnovaer Neogen-Bucht. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1892.* Budapest 1894.

28. — Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. *Resultate d. wissensch. Erforsch. d. Balatonsees.* 1903.

29. — Die neogenen Sedimente der Umgebung von Budapest. *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.* XVII. 2. 1911.

30. — Geologischer Aufbau der Gegend von Ujegyháza, Olczmány und Oltszakadat. *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1913.* Budapest 1914.

31. — Die oberpontische Molluskenfauna von Baltavár. *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.* XXIV. 1925.

32. HÖRNES R. Tertiärstudien V. Die Valenciennesia Mergel von Beotin. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* XXIV. 1874.

33. — Sarmatische Conchylien aus dem Ödenburger Komitat. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* XLVII. 1897.

34. — Congeria Oppenheimi und Hilberi, zwei neue Formen der Rhomboidea-Gruppe aus den oberen pontischen Schichten von Königsgnad (Királykegye) nebst Bemerkungen über daselbst vorkommende Limnocardien und Valenciennesien. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. i. Wien.* Math. naturw. Cl. CX. 1901.

35. JANOSCHEK R. Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. *Mitt. d. geol. Gesellsch. in Wien.* XXIV. 1931. Wien 1932.

36. JEKELIUS E. Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Braşov. *Mem. Inst. Geol. al Rom.* II. 1932.

37. KADIC O. Die geol. Verhältnisse des auf dem rechten Begaufer in der Umgebung von Bálincz, Facsét und Dubesty sich ausdehnenden Hügellandes. *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. Anst.* 1902.

38. KATZER F. Die fossilen Kohlen Bosniens und der Herzegovina. I. Wien 1918, II. Sarajevo 1921.

39. KOCH A. Geologie der Fruska Gora. *Math. naturw. Mitteil. der Akad. in Budapest* XXVI. 1895.

40. — Neuere Beiträge zu den geo-palaeontolog. Verhält. des Beočiner Cementmergels. *Földt. Közl.* XXXII. 1902.

41. — Skizze des geolog. Baues des Fruskagora-Gebirges. *Földt. Közl.* XXXIII. 1903.

42. KREJCI K.- WENZ W. Stratigraphie und Palaeontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia. *Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellschaft.* LXXXIII. 1931.

Institutul Geologic al României

43. — Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. *Geol. Rundschau* XXIII. 1932.
44. KÜHN O. Das Alter des braunkohlenführenden Tertiärs von Bosnien, der Herzegovina und Dalmatien. *Centralblatt f. Mineralogie* etc. 1928. Abt. B. p. 569/571.
45. LASKAREV V. Sur les équivalents du sarmatien supérieur en Serbie. *Recueil de Travaux offert á M. Jovan Cvijic.* Beograd 1924.
46. LÓCZY L. Geologische Formationen der Balatongegend. *Resultate der wiss. Erforschung des Balatonsees.* 1916.
47. LÖRENTHEY I. Die oberen pontischen Sedimente und deren Fauna bei Szegzárd, Nagy-Mányok und Árpád. *Jahrbuch d. kgl. ung. geol. Anst.* X. 1894.
48. — Beiträge zur Oberpontischen Fauna von Hidasd im Komitate Baranya. *Földt. Közl.* XXIV. 1894.
49. — Über die geol. Verhältnisse der Lignitbildung d. Széklerlandes. *Orv. term. tud. Ért.* XX. 1895.
50. — Pannonische Fauna von Budapest. *Palaeontographica* XLVIII. 1902.
51. — Ein klassischer Fundort, der die sarmatischen und pannonischen Bildungen überbrückenden Schichten in Ungarn. *Földt. Közl.* XXXIII. 1903.
52. — Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. *Resultate der wissenschaftl. Erforsch. d. Balatonsees.* 1906. (ung.), 1911 (deutsch).
53. — Über die pannonischen und levantinischen Schichten von Budapest und deren Fauna. *Math. u. Naturw. Berichte aus Ungarn* XXIV. 1906.
54. — Ujabb adatok Budapest környéke harmadidöszaki üledékeinek geologiajához. *Math. és természettud. Értesitöt.* XXX. 2. Budapest 1912.
55. MEZNERICS ILONA. Az Uny-Tinnye vidéki fiatal harmadkorú üledékek földtani és öslénytani viszonyai. *Dissertation.* Budapest 1930.
56. MRAZEC L. ET TEISSEYRE W. Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. *Congr. Intern. du Petrole III-e. Sess. Roumanie 1907. Guide Nr. 1.*
57. NEUMAYR M. und PAUL C. M. Die Congerien- und Paludinenschichten Slavoniens und deren Fauna. *Abh. d. k. k. geol. R.-A.* VII. 3. 1875.
58. — Tertiäre Binnenconchylien aus Bosnien und Herzegovina. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* XXX. 1880.
59. PAUCĂ M. Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannonischen Senke. *Bul. Soc. Rom. d. Geol.* II. 1935.
60. — Le bassin néogène de Beiuş. *Anuarul* XVII. (im Druck).
61. PAUL C. M. Geolog. Notizen aus Bosnien. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1872.
62. — Beiträge zur Geologie des nördl. Bosniens. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* XXIX. 1879.
63. PÁVAY VAJNA F. Die geol. Verhältnisse der Umgebung von Oláhlapád. *Földtani Közlöny.* XL. 1910.
64. PAVLOVIĆ P. S. Matériaux pour l'étude du Tertiaire en Serbie. *Ann. Geol. Balk.* VII. 2. 1923.
65. REUSS A. E. Palaeontologische Beiträge VII. Neue Fundorte von Valenciennesia annulata Rouss. *Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss.* LVII. 1868.
66. RICHARZ ST. Der Eichkogel bei Mödling und seine nähere Umgebung. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* LXXI. 1921.
67. ROTH L. Geologische Skizze des Kroisbach-Ruster Bergzuges und des südl. Teiles des Leita-Gebirges. *Földt. Közlöny* IX. 1879. p. 144.
68. — Umgebungen von Kismárton (1 : 75.000). Budapest 1905.

Institutul Geologic al României

69. — Der NO-Rand des siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Vidaly, Nagy-Oklos, Oláh-Rákos und Örményes. *Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1898.*

70. SCHLESINGER G. Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. *Geologica Hungarica* 1922. p. 242.

71. SCHRÉTER Z. Bericht über die geolog. Untersuchungen auf dem Gebiet der Krassószörényer Neogenbucht. *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1909.*

72. — Die stratigraphische Stellung d. sarmatischen Schichten Ungarns. *Koch Festschrift.* Budapest 1912 (ungarisch).

73. — Die geol. Resultate des Bohrloches von Balatonföldvár in: LÓCZY, Die geol. Formationen der Balatongegend. 1916, p. 340.

74. SÜMEGHY J. Geologische Beobachtungen über das Gebiet zwischen der Rába und Zala. *Földt. Közl.* LIII. 1923.

75. — Sarmatische Schneckenfaunen am Fusse des Mátra- und Bückgebirges. *Földt. Közl.* LIV. 1924.

76. — Die levantinischen Bildungen der Umgebung von Zalaegerszeg. *Földt. Közl.* LV. 1925.

77. — Pannonische Faunen aus dem Alföld. *Földt. Közl.* LVII. 1927.

78. TEISSEYRE W. Über die mäotische, pontische und dazische Stufe in den Subkarpathen der östl. Muntenia. *Anuarul Inst. Geol. Rom.* vol. II. 1908.

79. VITÁLIS I. Die pliozäne Schichtenreihe des Fehérpart bei Tihany und deren Fauna. *Földt. Közl.* XXXVIII. 1908.

80. — Die Basalte der Balatongegend. *Resultate der wissenschaftl. Erforschung des Balatonsees.* 1911.

81. — Die Ziegenklauen der Balatongegend und ihre Fundorte. *Resultate der wissenschaftl. Erforsch. d. Balatonsees.* 1911.

82. WENZ W. und KREJCI K. Beobachtungen im Schachte I auf Grube Bucea, Câmpina. *Centralblatt Mineralogie, Geol.* etc. 1927. B.

83. — Süsswassermollusken aus den Mediterranablagerungen des Mecsekgebirges. *Archiv für Molluskenkunde.* LXIII. 1931.

84. WINKLER A. Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* LXIII. 1913.

85. — Untersuchungen zur Geologie und Palaeontologie des steirischen Tertiärs. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* LXIII. 1913.

86. — Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* LXXI. 1921.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

LE GISEMENT AURIFÈRE DE LA VALEA LUI STAN

PAR

N. PETRULIAN

Le gisement aurifère qui forme l'objet de la présente étude, se trouve situé dans la Valea lui Stan (district de Vâlcea), affluent du Lotru. Ce gisement, localisé dans le gneiss de Cozia, est percé partiellement par les travaux miniers tant en hauteur qu'en surface. En certains endroits, il a été exploité sous le niveau de la vallée, sur une profondeur d'une dizaine de mètres. Les nouveaux travaux miniers, actuellement en cours, nous permettront de préciser plus exactement les conditions et la forme du gisement.

Forme du gisement. Etant donné que le gisement n'est que partiellement connu tant à la verticale qu'à l'horizontale, le chercheur se heurte dès le début, à certaine difficulté lorsqu'il s'agit de rendre clairement la forme réelle du gisement. Car nous avons affaire soit à un filon lenticulaire, soit à une série de lentilles de dimensions fort variables, rangées selon une direction unique, direction de la ligne tectonique de la Valea lui Stan. S'il s'agissait d'un filon qui, à cause des mouvements tectoniques, présentât un aspect lenticulaire, il faudrait alors qu'il existât une certaine continuité. Si l'on fait un rapprochement entre la forme du gisement de la Valea lui Stan et la forme des gisements aurifères typiquement filoniens de Transylvanie, on constate que dans le second cas, quoique les filons aient des épaisseurs variables (allant de quelques mm jusqu'à 1 m à Roșia Montană et de quelques cm jusqu'à 4 m dans la région de Baia Mare), ils n'en présentent pas moins une certaine continuité. Tandis que le gisement de la Valea lui Stan se présente sous forme de lentilles de dimensions fort variées, allant de ½ cm jusqu'à quelques mètres. Elles sont nettement séparées et situées à quelque distance les unes des autres. Mais comme elles suivent une ligne tectonique, elles gardent une certaine orientation. Par les observations effectuées sur place, nous sommes d'avis que ce gisement est de forme lenticulaire, et non pas filonienne. Du reste, les travaux miniers qui s'imposent pour une exploitation importante et rationnelle, nous permettront, plus tard, de vérifier nos assertions quant à la forme du gisement.

Institutul Geologic al României

Minéralisation des lentilles. Les lentilles (de quartz) qui forment le gisement sont constituées par des minéraux de gangue, en forte proportion, minéralisés par des sulfures metalliques et de l'or. Le processus de minéralisation est nettement limité aux lentilles, sans la moindre influence sur les roches environnantes.

Les minéraux de gangue visibles à l'oeil nu sont le quartz, qui est aussi le plus répandu, et la calcite. On remarque encore, à part la gangue, des fragments de la roche environnante: schistes cristallins, gneiss de Cozia et surtout des mylonites, englobés dans la masse de quarz, notamment à la partie extérieure des lentilles.

DESCRIPTION MÉGASCOPIQUE DES MINÉRAUX OPAQUES ET DES MINÉRAUX DE GANGUE

Par l'étude du matériel recueilli des diverses parties de la mine, nous pouvons avoir un aperçu précis des minéraux s'y trouvant ainsi que de leur répartition et texture.

Dans l'ordre de l'abondance, on y observe à l'oeil nu, les minéraux opaques suivants: la chalcopyrite, le mispickel, la pyrite et très rarement la galène, et comme minéraux de gangue: le quartz et la calcite. Quoiqu'il s'agisse ici d'un gisement aurifère, je n'y ai jamais vu d'or à l'oeil nu. Il est encore à signaler qu'aucun des minéraux opaques ou de gangue ne se présente sous forme de cristaux.

MINÉRAUX OPAQUES

La galène apparaît de façon toute sporadique sous forme de petits nids (de 1—4 mm), finement grenue et située uniquement dans le mispickel et le quartz, de même qu'en filonets parfois disposés en réseau et fréquemment localisés dans le quartz.

La pyrite se trouve sous forme de nids et de minces filonets. Elle est broyée, ce qui augmente la difficulté d'obtenir de bonnes sections polies. Sa répartition est presque uniforme; du reste, la hauteur à laquelle la minéralisation est visible, n'est pas trop grande.

Le mispickel est répandu dans tout le gisement, mais pas si uniformément; il apparaît en masses finement grenues; sous forme de nids et de bandes de dimensions variables — de 2—10 mm quand il s'agit de bandes — localisés dans le quartz et dans des éléments faisant partie de la roche environnante. Il se trouve associé à la chalcopyrite qui l'englobe et souvent le traverse sous forme de filonets.

Institutul Geologic al României

La chalcopyrite est le sulfure le plus répandu dans le gisement dont nous nous occupons. Elle apparaît en nids, associés au mispickel et aux minéraux de gangue, et fréquemment sous forme de veinules disposées en tous sens, telles les fissures du quartz.

LES MINÉRAUX DE GANGUE

Le plus répandu est *le quartz* qui se présente en masses de couleur blanche allant jusqu'au gris foncé ou même verdâtre. Cette couleur grise est due au fait qu'il est imprégné de différentes sulfures (mispickel, pyrite, chalcopyrite, etc.), qui apparaissent en grains très menus (0,001 mm), qui ne sont visibles qu'au microscope. Le quartz est fissuré; il se sépare parfois en plaques. Les nombreuses fissures que l'on voit dans ce minéral ont servi d'excellentes voies d'accès pour les solutions minéralisantes, qui ont déposé ici des sulfures métalliques et de l'or. Le quartz a été soumis à des pressions non seulement avant et pendant la minéralisation, mais postérieurement aussi, ce qui est prouvé par les fissures non minéralisées et par les miroirs de friction à reflet métallique, reflet dû aux minéraux opaques broyés.

La calcite se trouve en petites quantités; elle est de couleur blanche, parfois teintée de rose et apparaît souvent minéralisée. Elle contient aussi de nombreuses fissures, comme le quartz.

La minéralisation dans la Valea lui Stan n'est pas homogène. Certaines parties des lentilles de quartz sont puissamment minéralisées, d'autres plus faiblement ou de manière sporadique et d'autres ne le sont pas du tout.

Généralement, les structures observées sont, soit massives, soit réticulaires; elles apparaissent aussi parfois, associées.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE DES MINÉRAUX OPAQUES

Le gisement de la Valea lui Stan n'avait pas encore fait l'objet d'une étude chalcographique qui puisse montrer: sous quel aspect se présente ici l'or (invisible à l'oeil nu), en quelles relations il se trouve avec les sulfures métalliques du gisement et, enfin, quelles sont les dimensions des grains d'or, autant de données fort importantes pour la préparation mécanique.

Il m'a donc semblé intéressant d'étudier ce gisement, en tenant compte du progrès actuel de l'étude chalcographique. Soixante sections polies ont été examinées au laboratoire de métallurgie de l'Ecole Polytechnique de Bucarest. Je tiens à exprimer mes vifs remerciements à M. T. Negresco, professeur et chef du laboratoire où j'avais fait encore d'autres recherches ainsi

Institutul Geologic al României

que les dernières dont je donne plus loin le résultat. Je remercie de même M. le Directeur de l'Institut Géologique qui m'a permis de travailler à ce laboratoire.

Dans le chapitre suivant, je décrirai les minerais dans un certain ordre, celui dans lequel ils se sont déposés dans le gisement, ordre établi selon une série de critériums que j'ai exposés à une autre occasion.

MINÉRAUX HYPOGÈNES

Le mispickel. D'après les observations microscopiques, ce sulfure métallique est plus abondant qu'on n'aurait pu le croire, en l'examinant à l'oeil nu. Il se présente sous forme d'individus rarement idiomorphes, fréquemment hypidiomorphes ou allotriomorphes. Les grains idiomorphes ont des sections rhomboïdales, parfois rectangulaires ou triangulaires. La forme la plus fréquente sous laquelle se présente le mispickel est celle de débris anguleux, de dimensions fort variables (à partir de 0,002 mm). On y voit de véritables structures mozaïquées. L'absence de contours cristallographiques s'explique, tant par l'action corrosive des solutions minéralisantes que surtout, par les effets tectoniques qui ont influencé le gisement. Le mispickel est le sulfure le plus fragmenté du gisement. Les grains de mispickel sont encore traversés de nombreuses fissures cataclastiques, orientées ou non, dans lesquelles les solutions minéralisantes ont déposé des sulfures, tels que la stannine, fréquemment de la chalcopyrite, et parfois de l'or. Ce sulfure apparaît parfois non associé à d'autres, en bandes allant jusqu'à 1 cm d'épaisseur, formé d'agrégats d'individus à dimensions variables et à contours polygonaux, traversés de zones de broiement. D'autres fois, il apparaît associé à la pyrite dans laquelle il se trouve sous forme de grains allotriomorphes — centres —, à la chalcopyrite qui l'englobe ou qui le traverse par de nombreux filonets, et aussi à la stannine et à la marcassite. Le mispickel est fréquemment localisé dans le quartz; ce minéral de gangue, associé parfois à la calcite, cimente les débris, ou pénètre le long des cataclases du mispickel. Il possède un fort anisotropisme et tant entre N+ qu'attaqué par les réactifs HNO_3 ou CrO_3, HCl, on peut y voir les contours des individus et de nombreuses lamelles de macles polysynthétiques. La grande importance que présente le mispickel dans ce gisement réside en cela que c'est en lui qu'en majeure partie, l'or s'est localisé. Du reste, nous reviendrons plus loin sur ce sujet.

La pyrite apparaît sous forme de grains rarement hypidiomorphes, fréquemment allotriomorphes, de débris anguleux et à nombreuses cataclases souvent orientées selon les faces du cube, d'autres fois irrégulières.

Le long des fissures des zones de broiement et dans les vides de corrosion

Institutul Geologic al României

de la pyrite, des sulfures métalliques (stannine, chalcopyrite) ou des minéraux de gangue se sont déposés, ceux-ci y jouant souvent le rôle de ciment. Auprès des fissures remplies de minéraux plus jeunes, on en voit d'autres, vides, ce qui rend la pyrite cassante, malaisée à polir. Ces cataclases ont dû se former plus tard et notamment après le dépôt de tous les sulfures du gisement. Ce sulfure métallique a été parfois visiblement remplacé par la stannine, de façon encore plus active par la chalcopyrite et parfois par la galène.

La stannine (Cu_2 Fe Sn S_2) n'a jamais été observée à l'oeil nu, ni mentionnée jusqu'à présent dans ce gisement. Elle est pourtant fort importante, car sa présence sera pour nous un indice précieux lorsqu'il s'agira de classifier le gisement. Elle est assez répandue, on la retrouve dans tous les échantillons, mais en quantités microscopiques. La stannine ne se présente qu'en grains allotriomorphes de dimensions à partir de 0,002 mm, en filonets et en inclusions; elle est fréquemment localisée dans le mispickel et dans la pyrite et parfois dans les minéraux de gangue aussi. On voit pareillement des grains de stannine dans la marcassite, mais en ce cas, ils se trouvaient déjà dans le minéral primaire — mispickel, pyrite, chalcopyrite — aux dépens duquel s'est formée ce sulfure supergène.

La stannine apparaît en étroit rapport avec la chalcopyrite et parfois avec l'or même. Cela ressort du fait que la stannine est localisée en majeure partie, dans la chalcopyrite. On y voit des filonets ténus et de nombreuses inclusions de chalcopyrite, ces dernières représentant un produit de désalliage.

Les plages de stannine ont toujours la forme de restes à contours déchiquetés, ce qui démontre qu'elle a été remplacée en partie par la chalcopyrite qui l'englobe. Au microscope, la stannine présente une couleur se rapprochant se celle de la blende, mais légèrement plus claire. Elle possède un fort anisotropisme, des reflets internes de couleur pourpre et gris-verdâtre, de même qu'une forte lamellation selon une ou deux directions. Les lamelles de macles sont parfois fines, d'autres fois grossières, recourbées ou même brisées.

La chalcopyrite est le sulfure métallique le plus répandu dans le gisement dont nous nous occupons. Sous forme de grandes plages contenant des grains de mispickel, de pyrite, de stannine, d'or, de galène, des rangées de marcassite et des grains de minéraux de gangue, en filons le long des fissures dans le mispickel et la pyrite, en golfes, en menus grains ou en inclusions, la chalcopyrite est associée à tous les sulfures présents. Elle apparaît étroitement associée au mispickel et à la stannine qu'elle remplace en partie. Elle est fortement anisotrope et présente un fort maclage. Les lamelles de macles sont tantôt fines, tantôt grossières, et disposées selon diverses directions. Ces lamelles de macles sont parfois onduleuses, courbées ou même brisées. Les individus de chalcopyrite sont petits et à contours polygonaux.

Institutul Geologic al României

Ce sulfure présente un processus de transformation partielle — jamais observée dans un autre gisement — en un minéral à grande dureté, identifié comme marcassite. Ce minéral se présente en grains fins, disposés en rangées d'épaisseur et de longueur variables, dirigées en tous sens et formant un réseau. Ces rangées sont parfois absentes ou en petite quantité, d'autres fois, elles sont si nombreuses que les restes de grains de chalcopyrite deviennent presqu'invisibles dans les mailles du réseau de marcassite.

RAMDOHR déclare qu'il a vu aussi, mais dans un seul gisement, dans la chalcopyrite du Norit du district de Lydenburg, cette transformation jamais observée auparavant; à cet endroit, la marcassite était disposée parallèlement (111) dans la chalcopyrite.

L'or (après la galène).

La galène apparaît sporadiquement. Elle se présente en plages, en veinules pénétrant la pyrite, le quartz et la calcite — qu'elle remplace —, ensuite en grains fins localisés dans la pyrite, dans la chalcopyrite et dans les minéraux de gangue. Elle est souvent associée à la chalcopyrite.

L'or. J'ai dit dès le début que je n'ai pas vu d'or (Freigold) dans ce gisement, à l'oeil nu. Les questions auxquelles nous nous sommes proposés de répondre, sont les suivantes: sous quelle forme se présente l'or dans ce gisement, son emplacement, ses relations avec les sulfures présents et la place qu'il occupe dans l'ordre de dépôt.

L'or se trouvant dans ce gisement n'est visible qu'au microscope. Il est de couleur jaune clair, tandis que la chalcopyrite est de couleur jaune-verdâtre. L'or apparaît en formes anhédrales, jamais euhédrales et nous en expliquerons la cause. En plages, filonets parfois très fins, menus grains ou gouttelettes — toutes ces formes étant de dimensions appréciables — l'or apparaît dans les associations suivantes:

Or-mispickel. C'est l'association la plus répandue et je ne crains pas d'affirmer que, dans ce gisement, l'or est presqu'exclusivement localisé dans le mispickel. On pourrait même faire ici une distinction entre deux espèces d'associations: *a)* or-mispickel et *b)* or-chalcopyrite-mispickel et même or-chalcopyrite-stannine-mispickel.

Au cas de l'association or-mispickel, l'or se trouve en plages anhédrales, localisé à l'intérieur des grains de mispickel (fig. 1, 2, 4) parfois émettant des golfes orientés ou non dans le sulfure métallique; en filonets n'atteignant que de fort petites dimensions (0,002 mm d'épaisseur) localisés dans les fissures de mispickel (fig. 3), de même qu'en barres, en formes diverses, et même en gouttelettes (0,005 mm).

On remarque dans les relations entre l'or et le mispickel, que le métal

Institutul Geologic al României

noble a remplacé partiellement le sulfure, fait démontré par les restes de mispickel dans l'or et par les golfes d'or qui pénètrent le mispickel (fig. 1).

Je m'explique la forme anhédrale de l'or dans le mispickel — en dehors de celle qu'il a dans les fissures — comme résultant des vides de corrosion, ceux-ci provenant de l'action corrosive des solutions contenant de l'or, vides remplis par l'or précipité par la réaction entre le mispickel et ces solutions.

Dans le cas de l'association or-chalcopyrite-mispickel, assez fréquente, on remarque comment l'or en forme de barres, de menus grains de diverses formes, associé à des filonets de chalcopyrite, pénètrent dans les fissures du mispickel. L'épaisseur de ces grains d'or varient à partir de 0,002 mm. On remarque parfois des grains plus grands (0.04 mm) entourés entièrement ou en partie, de chalcopyrite, le tout étant localisé dans le mispickel.

A la place de la chalcopyrite, ou auprès d'elle, on voit souvent apparaître aussi dans cette association, de la stannine en filons ou en petites plages localisées également dans le mispickel et associée à des grains d'or disposés dans la stannine, ou bien partagés entre la stannine et la chalcopyrite, ou encore, situés le long du contact entre la stannine et le mispickel (fig. 5, 6). J'ai donc des raisons de croire qu'il s'agit ici d'une association assez complexe, à savoir: or-stannine-chalcopyrite-mispickel.

Or-pyrite. Quoique la pyrite soit assez répandue, je n'ai rencontré qu'en un seul endroit un petit grain d'or (0,005 mm) localisé dans un grain anhédral de pyrite. On n'a probablement pas observé plus fréquemment de l'or dans la pyrite, pour la raison que les sections effectuées n'ont pas rencontré de grains de pyrite dans lesquels l'or soit très répandu. Il se pourrait aussi que l'or de la pyrite soit trop fin et échappe aux observations microscopiques.

Or-stannine. La manière dont l'or s'associe à la stannine dans le mispickel, a été décrit plus haut. J'ai rencontré toutefois des grains d'or localisés dans des plages de stannine, qui ne se trouvaient pas dans le mispickel. On voit aussi dans la fig. 5 un grain d'or en forme de barre (0,006/0,02 mm) inclus dans la stannine. Dans la masse de chalcopyrite qui englobe ce grain de stannine, on ne voit pas d'or. Parfois, la stannine entoure en partie des grains d'or, qui la pénètrent par de petits golfes.

Or-chalcopyrite. Le métal noble se trouve associé à ce sulfure non seulement en filonets de mispickel (fig. 6), mais même à la chalcopyrite seule. On rencontre des plages d'or et de menus grains, parfois ronds, qui sont englobés dans ce sulfure ou lui sont juxtaposés. On voit d'autres fois la tendance de l'or à remplacer la chalcopyrite qu'il pénètre par des golfes.

L'or dans les minéraux de gangue. Parmi les minéraux de gangue dont nous nous occupons, ce n'est que dans le quartz que l'on voit parfois de petits grains d'or, rarement seuls, plus fréquemment associés à l'un des sulfures métalliques.

Institutul Geologic al României

Des observations microscopiques faites sur le gisement aurifère en question, on peut déduire que tous les sulfures primaires — mispickel, pyrite, stannine chalcopyrite — n'ont pas précipité avec la même force l'or qui se trouvait dans les solutions. Nous pouvons même établir à ce sujet une gradation — selon l'intensité de la précipitation — qui serait la suivante: mispickel, chalcopyrite, stannine, pyrite.

L'aspect sous lequel l'or se présente dans la Valea lui Stan et ses rapports avec les sulfures existants, nous montre que la précipitation de l'or a eu lieu dans une phase assez tardive de la période de minéralisation hypogène, alors qu'une grande partie des sulfures s'étaient déjà déposés.

Mais il serait difficile de montrer s'il existe en plus, la possibilité d'une relation chimique entre l'or et ces sulfures.

MINÉRAUX SUPERGÈNES

La marcassite. Ce minéral — hôte de surface — quoiqu'invisible à l'oeil nu, a été identifié au microscope, d'après la dureté, la couleur, et sa façon de se comporter en présence des réactifs. Il s'est formé aux dépens des sulfures primaires: mispickel, pyrite, chalcopyrite. La marcassite se présente en plages poreuses formées de très petits individus, localisées dans le mispickel, la pyrite, la chalcopyrite et le quartz, et entourées de calcite; d'autres fois, en filonets très fins (0,002 mm) dans la chalcopyrite, ou comme bordures autour des grains de pyrite et de mispickel.

L'origine de la marcassite dans les gisements métallifères primaires, a été discutée dans nos études sur les gisements de Roşia Montană et de Herja.

Mon avis est que ce sulfure est toujours supergène, c'est-à-dire formé de solutions descendantes et froides, et aux dépens des sulfures mentionnés plus haut.

GENÈSE ET SUCCESSION DES MINÉRAUX OPAQUES

Tenant compte des conclusions résultant d'une étude géologique et pétrographique de la région de la Valea lui Stan, due à M. Şt. Ghika-Budeşti, auxquelles nous ajoutons les résultats de nos observations chalcographiques, nous pouvons préciser certains points au sujet de la genèse de ce gisement aurifère.

J'ai dit plus haut que le gisement de la Valea lui Stan est de forme lenticulaire et localisé dans le gneiss de Cozia, sur la ligne tectonique de la Valea lui Stan. Les lentilles de quartz semblent s'être formées à la fin de la période pneumatolytique ou au début de la période hydrothermale. Elles ont été broyées. La minéralisation de ces lentilles a eu lieu pendant la véritable période hydrothermale du cycle éruptif du gneiss de Cozia. Pendant

Institutul Geologic al României

cette période, se sont déposés d'abord les sulfures: mispickel et pyrite; ensuite, encore la pyrite, puis la stannine, la chalcopyrite, l'or et la galène et cela, à un moment où le gisement était intensément sollicité par des forces dynamiques. Après la minéralisation hypogène, le gisement a continué à être sollicité; nous en avons la preuve, par les miroirs de friction, et microscopiquement, par un fort maclage des sulfures existants.

Le gisement étudié est donc en relations génétiques avec le gneiss de Cozia. Il a été formé sous pression, à une haute température et pendant une phase hydrothermale; à preuve, la forme du gisement, la paragenèse des sulfures (mispickel, pyrite, stannine et chalcopyrite) et la présence du quartz constituant la gangue prédominante. Ces sulfures, de même que l'or et les minéraux de gangue se sont précipités de solutions qui sont considérées comme dernier terme de différenciation du magma granitique, introduit et injecté dans la série des paraschistes, et donnant naissance au gneiss de Cozia. L'âge de cette intrusion granitique est probablement paléozoïque.

Si nous voulons situer l'emplacement du gisement aurifère de la Valea lui Stan dans la classification des gisements et si nous tenons compte de ce qui a été dit plus haut, nous trouvons qu'il fait partie du groupe de gisements hypothermaux — d'après LINDGREN — ou du groupe « deep vein zone deposits » d'après EMMONS et du groupe « alter Goldquartzgänge » d'après BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT.

Il est à remarquer que, de tous les nombreux gisements aurifères de Roumanie, l'âge de celui de la Valea lui Stan est le plus ancien.

Reçu: janvier 1934.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. F. BEYSCHLAG, P. KRUSCH, J. L. VOGT. Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien u. Gesteine. Tome I, 2-e édit. 1914.
2. W. H. EMMONS. Principles of economic geology, 1918.
3. ST. GHIKA-BUDEȘTI. Considérations géologiques et pétrographiques sur la mine d'or de la Valea lui Stan (sous presse).
4. W. LINDGREN. Mineral deposits, 1928.
5. N. PETRULIAN. Etude chalcographique du gisement aurifère de Roșia Montană. *Anuarul Institutului Geologic al României*, vol. XVI.
6. — Etude chalcographique du gisement de Pb et de Zn de Herja. *Anuarul Institutului Geologic al României*, vol. XVI.
7. I. POPESCU VOITEȘTI. La nappe du Conglomérat de Bucegi dans la Vallée de l'Oltu. *Anuarul Institutului Geologic al României*, vol. VIII. Fasc. 1.
8. M. REINHARD. Der Coziagneisszug in den rumänischen Karpathen. *Buletinul Societății de Științe*, București. Anul XVI, No. 3—4, 1906.

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Institutul Geologic al României

PLANCHE I [1])

Fig. 1. 145 ×. Non attaqué.
Association or-mispickel. L'or (blanc) remplace le mispickel (gris); il y contient encore des restes. Noir = quartz.

Fig. 2. 145 ×. Non attaqué.
Or (blanc) sous forme de plages incluses dans le mispickel (gris). A droite on voit des filonnets de chalcopyrite (gris) qui traversent le mispickel. Noir = quartz.

Fig. 3. 145 ×. Non attaqué.
Or (blanc) et chalcopyrite (gris, relief négatif) sous forme de filonnets traversant le mispickel (gris). Noir = quartz.

Fig. 4. 145 ×. Non attaqué.
Grain d'or (blanc) inclus dans un cristal idiomorphe de mispickel (gris, section basale). Noir = quartz.

Fig. 5. 260 ×. Non attaqué.
Or (blanc) inclus dans une plage allotriomorphe de staninne (gris-foncé) englobée dans la chalcopyrite (gris).

Fig. 6. 260 ×. Non attaqué.
Or (blanc) associé à la staninne (gris foncé) et à la chalcopyrite (gris, relief négatif) sous forme de filonnets traversant le mispickel (gris-clair). Noir = quartz.

---

[1]) Remarque: toutes les figures sont prises en lumière naturelle.

Institutul Geologic al României

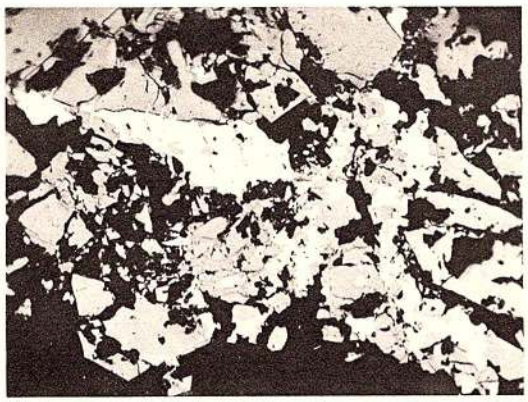


Fig. 1

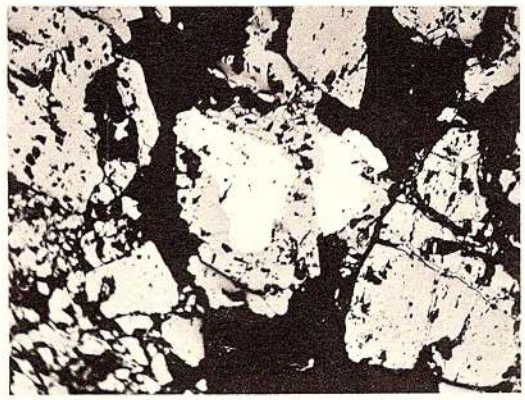


Fig. 2



Fig. 3

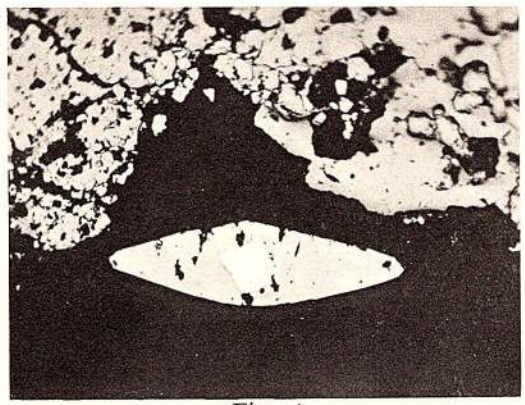


Fig. 4

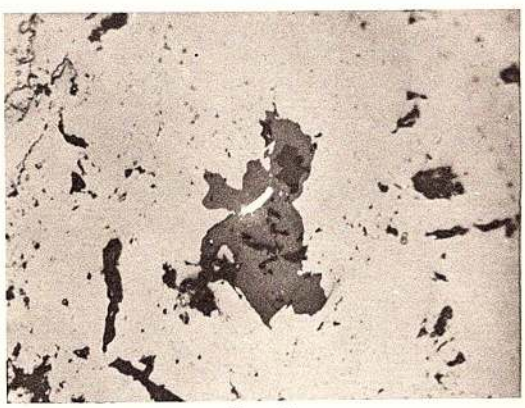


Fig. 5



Fig. 6

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

LES MINERAIS DE COBALT DE LA VALEA LUI NEGULEȚ (BĂDENI-UNGURENI)

PAR

N. PETRULIAN

HISTORIQUE

Les premières indications se rapportant à l'existence des minerais de Co dans la Valea lui Neguleț, ont été fournies par P. PONI, dans son article: Minéraux de Bădeni, paru en 1884.

Par les recherches effectuées sur de grands échantillons de sidérose faisant partie de la collection du bureau — et apportés par un vieux mineur de la Valea lui Neguleț —, de même que sur des échantillons collectionnés par GR. STEFĂNESCU, PONI a identifié les minéraux suivants: sidérose, smaltite ayant la formule chimique $(CoNiFe)_2 (AsBiS)_3$, érytrine, anabergite, malachite et pittizite. Parmi les minéraux opaques, la smaltite seule a été identifiée.

L'auteur termine sa communication comme suit: « Nous avons cru nécessaire d'insister sur ces ressemblances pour attirer l'attention des personnes qui pourraient avoir l'occasion d'étudier de plus près ce gisement et d'indiquer la direction dans laquelle elles devront diriger leurs études ».

Cinquante ans après, exactement, — et, entre temps, l'étude des gisements métallifères avait fait de grands progrès—nous reprenions les recherches dans la Valea lui Neguleț, étudiant l'affleurement qui s'y trouve, selon les nouvelles méthodes; les résultats obtenus formeront le sujet du présent ouvrage. Le point de départ de notre étude a été fourni par l'observation de quelques sections polies effectuées sur des échantillons étiquetés comme « smaltite de Bădeni » et faisant partie de la collection de l'Institut Géologique.

Au mois de juin 1934, en compagnie de M. MURGEANU — qui s'occupe du lever géologique de la région dans laquelle se trouve la Valea lui Neguleț — nous avons fait de minutieuses recherches dans la région Bădeni-Ungureni afin de déterminer l'emplacement des affleurements et de recueillir le matériel nécessaire à notre étude.

Le sol abondant et la végétation nous ont empêchés de trouver des affleurements importants, qui auraient nécessité des explorations. Le matériel recueilli

Institutul Geologic al României

provient en partie des alluvions du ruisseau de Neguleț et, d'autre part, des petits affleurements découverts par nous. Nous nous sommes également servis pour notre étude, du matériel de la collection Gr. Ștefănescu. Je tiens à remercier ici mon collègue G. Murgeanu de l'aide qu'il m'a fournie à cette occasion.

SITUATION GÉOLOGIQUE

Les affleurements de minerais de Co dont nous nous occupons, se trouvent dans la Valea lui Neguleț, sur la rive gauche de la Dâmbovița, et sont localisés dans des schistes cristallins (type Leaota), formés de schistes sériciteux et graphiteux. Dans les parties minéralisées, les schistes cristallins sont altérés et présentent des colorations allant du jaunâtre au brun, et jusqu'au noir. Des lentilles et des filonets de dimensions réduites, formés de sidérose et parfois augmentés de calcite, apparaissent en ces parages. Ces lentilles ont une texture bréchifiée, contenant aussi comme éléments étrangers, des fragments de schistes cristallins.

MINÉRALISATION

Les minéraux opaques que nous allons décrire se sont déposés dans les lentilles de sidérose. On voit à l'oeil nu dans la sidérose, souvent altérée — limonitisée — une masse grise, à éclat métallique, qui trahit la présence des minerais de cobalt, à cause de l'érytrine (Kobaltblüte), parfois présente.

Ces minerais de Co ne sont pas répandus de manière homogène. Ils ont une texture massive, parfois granuleuse radiaire, et sont traversés par des veinules de sidérose. On remarque encore à l'oeil nu, des nids et des veinules fines de chalcopyrite, de même que des grains de tétraédrite identifiée au microscope. L'érytrine ($Co_3 As_2 O_8 8H_2O$) est assez fréquente, spécialement dans les échantillons de la collection de l'Institut, qui provenaient probablement de la partie la plus riche du gisement. Elle se présente, soit sous forme de matière terreuse rose ou rose-blanchâtre, recouvrant comme une croûte les minerais de Co, soit sous forme de nids de fibres aciculaires disposées en rayons, à éclat adamantin d'un rose-rouge, déposés dans les crevasses des minerais de Co.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

Il résulte de ce qui vient d'être dit, que les observations à l'oeil nu ne donneraient rien de nouveau, en plus de ce qui a été publié par Poni. Mais c'est de l'étude microscopique que découlent les résultats intéressants, étude grâce à laquelle nous avons identifié les minéraux opaques suivants:

Institutul Geologic al României

1. Smaltite
2. Safflorite I
3. Bismuth
4. Pyrite
5. Chalcopyrite
6. Tétraédrite
7. Safflorite II
8. Limonite

Ont été identifiés comme minéraux de gangue (transparents) : sidérose, calcite et quartz sporadique.

L'ordre dans lequel nous avons énuméré plus haut les minéraux opaques, est celui de leur dépôt dans le gisement, c'est-à-dire l'ordre de succession.

La smaltite. Des études diverses ont montré que la smaltite n'a pas la composition chimique fixe $CoAs_2$, mais bien qu'elle est un terme d'une série de cristaux mixtes ayant comme formule chimique $CoAs_2$—$NiAs_2$, à laquelle vient s'ajouter $FeAs_2$. On trouve donc également Ni et Fe dans la composition de ce minéral, en dehors de As et Co. Dans la Valea lui Neguleț, la smaltite apparaît en grains hypidiomorphes cassés et crevassés, en débris anguleux de formes et de dimensions variées, cimentés de safflorite. Elle n'est associée qu'au safflorite qui l'entoure en partie ou totalement (fig. 1, Pl. I). Les plages de smaltite se présentent souvent allongées selon une à trois directions; ces prolongements sont lancéolés.

La smaltite est blanche, mais légèrement jaunâtre, comparée au safflorite. Elle n'a aucune action sur la lumière polarisée entre N +; elle est donc isotrope. En ce qui concerne les réactifs, celui qui a le plus d'effet et met en évidence sa structure interne, HNO_3 concentré, l'attaque plus lentement, qu'il ne le fait pour le safflorite. Après l'attaque, de nombreuses structures zonaires apparaissent (fig. 2, Pl. I), et les plages allongées presentent des crevasses orientées selon les directions d'allongement. Ces crevasses existaient déjà, mais elles ne pouvaient être remarquées, étant recouvertes par la légère couche qui se forme pendant le polissage. Des deux côtés de ces crevasses, probablement formées au moment de la désintégration partielle de la smaltite, apparaissent de nombreuses lamelles de macles. A mentionner qu'on voit souvent un minéral blanc, qui borde les plages de smaltite ou les marges des crevasses, ou bien qui se présente comme un fil de fer formant des figures géométriques ou des réseaux dont les mailles sont souvent remplies par de plus jeunes minéraux: chalcopyrite et tétraédrite. Ce minéral est du safflorite qui s'est formé aux dépens de la smaltite.

Safflorite I. De même que la smaltite, le safflorite doit être considéré comme le terme d'une gamme de cristaux mixtes à composition $CoAs_2$-$NiAs_2$, qui forme le groupe safflorite-rammelsbergite; il contient donc également $NiAs_2$. L'arséniure de cobalt le plus répandu du gisement en question est le safflorite.

Institutul Geologic al României

Les formes sous lesquelles ce minéral apparaît dans les sections polies sont des plages à contours dentelés, des arborescences, des étoiles (Safflo-ritsternchen), formes typiques de ce minéral (fig. 3, 4, 5, 6, Pl. I), des grains rhomboïdaux et triangulaires de grandeur différente, isolés ou en agrégats localisés dans la sidérose, ensuite des filonets et de petites plages incluses dans la smaltite. Souvent on voit aussi des dépôts zonaires de safflorite et de sidérite. Il présente des vides et des crevasses remplis de sidérose ou de bismuth, de chalcopyrite et de tétraédrite. Ce n'est que dans le safflorite que l'on peut voir de fines inclusions des minéraux mentionnés, et cela sous de forts grossissements.

Seul cet arséniure de cobalt apparaît étroitement associé au bismuth, dont il est le seul siège. Le safflorite est blanc, légèrement teinté de bleuâtre. Il présente du polychroïsme de réflexion et agit puissamment sur la lumière polarisée. On remarque souvent entre N +, des structures zonaires. Sa structure interne est nettement mise en évidence par l'attaque par HNO_3 concentré, en un temps de 2—3″. Les individus ont des formes variées: rhomboïdales, fréquemment allongées. Les nombreuses structures zonaires pouvant être considérées comme des zones de croissance, nous montrent que la composition de ce minéral est assez variable; la composition chimique des solutions qui ont produit le dépôt du safflorite, a beaucoup varié.

Les zones plus fortement attaquées (fig. 4, 5, Pl. I) sont probablement formées plutôt de $CoAs_2$, tandis que celles qui sont moins affectées, contiennent aussi Ni (As_2).

Safflorite II. Nous avons pu également observer, au microscope, un minéral intimement associé à la tétraédrite. Il se présente souvent en réseau, à la surface de la tétraédrite (fig. II, Pl. I) et rarement en grains rhomboïdaux. A en juger d'après la couleur, la dureté et son mode de comportement par rapport aux réactifs, nous l'avons identifié comme étant du safflorite d'une génération postérieure à celle du safflorite déjà mentionné. Il s'est précipité probablement plus tard que la tétraédrite ou même simultanément.

Le bismuth a été signalé ici pour la première fois par SALIGNY dans son analyse chimique du minéral considéré par PONI comme smaltite, et ensuite comme badénite. Il résulterait des observations microscopiques, que ce semi-métal se trouve à l'état natif, et non chimiquement combiné, comme on le croyait.

Il apparaît en plages anhédrales de dimensions allant jusqu'à 0,25 mm (fig. 7, 9, Pl. II), en filonets et surtout en fines inclusions dans la masse de safflorite (fig. 8, Pl. II), très rarement dans la chalcopyrite. Les formes anhédrales du bismuth sont celles des vides du safflorite. Il s'est précipité après les arséniures de cobalt, occupant les vides de corrosion, les crevasses, ou les espaces entre les agrégats de safflorite.

Institutul Geologic al României

Il est aisé à identifier grâce à sa couleur d'un blanc-crème qui, quelque temps après, devient d'un crème terne et ensuite, brune; il est anisotrope et entre N +, sa structure intime est nettement visible.

Attaqué par HI ou par HNO_3 concentré, les contours des individus apparaissent en ligne droite, de même qu'un maclage lamellaire polysynthétique (fig. 7, 9, Pl. II), souvent disposés en deux systèmes qui s'entre-coupent, probablement dus à la transformation α Bi — β Bi. Le bismuth présente une transformation énantiotrope à 75°C et une autre, vraisemblablement entre 112 et 135°. En ce qui concerne la genèse, ce semi-métal est un minéral primaire hypogène.

Le fait que c'est un des derniers minéraux déposés dans les filons de Co et de Ni, de profondeur intermédiaire, et que sont point de fusion (296°C) se trouve sous la température critique de l'eau, démontre que sa précipitation a eu lieu des solutions hydrothermales pendant l'une des dernières étapes de remplissage des filons. Dans la Valea lui Neguleț, le bismuth appartient aux derniers minéraux déposés; il apparaît étroitement associé au safflorite, à la suite duquel il s'est déposé.

La pyrite apparaît de manière toute sporadique et jamais au même endroit que les minéraux de Co. Elle se présente en menus débris et en grains allotriomorphes corrodés, traversés et englobés de chalcopyrite et de tétraédrite.

La chalcopyrite visible à l'oeil nu, apparaît au microscope en plages, en petits grains et en filonets dans la sidérose et dans le safflorite. Mais c'est surtout avec la tétraédrite qu'elle a d'étroits rapports. On remarque encore parfois des plages de chalcopyrite entourées de limonite. L'association chalcopyrite et tétraédrite décrite en maints gisements, se voit ici aussi. La chalcopyrite s'y est déposée en partie avant la tétraédrite, partiellement télescopée avec ce minéral par lequel elle a été remplacée en partie; la preuve en est dans les restes non orientés visibles dans la fig. 10, Pl. II.

La tétraédrite est bien plus répandue que la chalcopyrite, surtout dans les veinules de sidérose, où elle apparaît soit isolée, soit faisant partie de l'association indiquée.

Elle se présente en fines inclusions — auprès de celles de bismuth — en filonets dans les afflorite, ensuite en plages de dimensions variées (fig. 10, 11, Pl. II) qui moulent les bords dentelés de cet arséniure de cobalt, ou bien isolées dans la sidérose. La tétraédrite contient de petits grains — des restes — de chalcopyrite et de pyrite, de même que du safflorite de seconde génération en forme de réseau et de grains (fig. 11, Pl. II).

C'est à ce minéral que prendrait fin la minéralisation dans la Valea lui Neguleț, minéralisation qui appartient à une seule période, pendant laquelle

Institutul Geologic al României

se sont déposés les minéraux hypogènes suivants, dans leur ordre de succession: sidérose, smaltite, safflorite, bismuth, pyrite, chalcopyrite, tétraédrite et safflorite de déuxième génération.

Les eaux de surface ont agi sur le gisement de Valea lui Neguleț de façon à former encore quelques minéraux que nous citons en passant.

La limonite s'est formée presqu'exclusivement au depens de la sidérose. Elle se présente en très fines veinules fréquemment situées le long des contacts entre les individus de sidérose, en réseaux de veinules, de même qu'en plages situées dans la sidérose, ou autour de la chalcopyrite et de la tétraédrite.

Nous plaçons de même dans la catégorie des minéraux supergènes, l'érytrine et la malachite.

PONI a décrit dans ce gisement un nouveau minéral dénommé par lui, badénite. Malgré mes recherches, je n'ai jamais trouvé ce minéral. J'insisterai là-dessus dans le supplément ci-dessous.

La genèse des minéraux de Co et des minéraux opaques qui les accompagnent, dans la Valea lui Neguleț, n'apparaît pas très clairement.

La présence des minerais de cobalt est caractéristique pour les gisements hydrothermaux. Le bismuth est un minéral hypogène, se trouvant dans des gisements filoniens de profondeur intermédiaire et déposé par des solutions hydrothermales. La chalcopyrite et la tétraédrite sont assez fréquentes dans le groupe des gisements hydrothermaux. Donc, les minéraux identifiés par nous dans la Valea lui Neguleț, nous portent à croire qu'il s'agit ici d'un gisement hydrothermal, probablement mésothermal. L'absence d'affleurements nous empêche de préciser s'il est de forme lenticulaire ou filonienne. Une question se pose: quelle est la roche éruptive pendant la phase hydrothermale de laquelle se sont précipités les minéraux mentionnés, avec laquelle nous puissions mettre en rapport génétique, cette minéralisation? Les petits affleurements de granit se trouvant à quelque distance de là, ne présenteraient-ils pas une certaine importance?

Si nous tenons compte de ce que d'autres chercheurs ont remarqué certaines minéralisations dans la Valea Bădeanca également — où l'on mentionne même des minerais de cobalt, mais que, personnellement, je n'ai pas trouvées — et dans la Valea Jocilor, etc., nous pouvons supposer qu'il existe une grande zone de minéralisation diffuse qui apparaît, tant dans la Valea lui Neguleț, qu'aux endroits cités, zone qui est certainement en relation génétique avec une roche éruptive. On remarque encore dans cette région, des filons et de grandes lentilles de quartz hydrothermal. Il serait possible qu'il existât en profondeur, un puissant massif de granit dont les apophyses seraient marquées comme petits affleurements sur la carte de POPOVICI HATZEG;

Institutul Geologic al României

en ce cas, la minéralisation que l'on voit dans cette région, donc dans la Valea lui Neguleț aussi, serait en relation génétique avec le granit situé en profondeur.

LA BADÉNITE EXISTE-T-ELLE?

Dans son article consacré aux minéraux de Bădeni-Ungureni, P. Poni décrit les minéraux qui proviennent de la Valea lui Neguleț, située auprès du village de Bădeni-Ungureni (district de Muscel). Le matériel étudié provenait d'une part de la collection du Bureau Géologique et, de l'autre, de la collection Gr. Ștefănescu. Nous dirons brièvement que Poni a identifié les minéraux suivants: sidérose, smaltite, érytrine, anabergite, malachite et pittitzite.

Quinze ans plus tard, Poni revient là-dessus en publiant l'article intitulé: « Fapte pentru a servi la descrierea mineralogică a României » (Faits pouvant servir à la description minéralogique de la Roumanie). Il s'y occupe entr'autres, du minéral considéré par lui comme nouveau et qu'il dénomme badénite (arsénio-bismuthure de cobalt). Cette fois-ci, également, le matériel étudié était le même. En ce qui concerne la badénite, l'auteur déclare dès le début: « l'Arsénio-bismuthure dont nous nous occupons ici, diffère par sa composition chimique, de tous les minéraux connus; c'est pourquoi nous la décrirons sous le nom d'arsénio-bismuthure de cobalt, ou de Badénite, d'après le nom de la localité où il a été trouvé ». Les résultats de l'analyse chimique de ce nouveau minéral effectuée par Poni, étaient les suivants:

Soufre	0,27
Arsenic	61,54
Bismuth	4,76
Cobalt	20,56
Nickel	7,39
Fer	5,98

Sa formule chimique était: $(Co\ Ni\ Fe)_2\ (As\ Bi\ S)_3$ qui, du reste, est la même que celle qu'il donnait pour la smaltite, dans son article de 1884, mentionné plus haut.

Après avoir discuté la chimisme, Poni conclut en déclarant que la Badénite « ne présente d'analogie avec aucun des minéraux connus et qu'il est donc un minéral nouveau ».

Personnellement, j'ai entrepris une étude chalcographique des minerais de la Valea lui Neguleț, afin de rechercher au microscope la badénite de même que les minéraux opaques qui l'accompagnent. J'ai étudié une trentaine de sections polies provenant en partie du matériel recueilli sur place au mois de juin, 1934, et en partie, des échantillons de la collection de l'Institut Géologique et de ceux de Gr. Ștefănescu.

Institutul Geologic al României

J'ai identifié en sections polies, les minéraux suivants : smaltite, safflorite bismuth, pyrite, chalcopyrite, tétraédrite et limonite. Mais je n'ai jamais pu trouver de la badénite dans aucun des échantillons. Tous ces minéraux se présentent en associations intimes. Ainsi la smaltite apparaît associée au safflorite qui se présente sous la forme typique d'étoile — Saffloritsternchen— et qui s'est vraisemblablement formée en partie aux dépens du premier minéral.

Le bismuth natif apparaît en rapports étroits avec le safflorite dans lequel il se trouve inclusivement, tant en grains et filonets, qu'en fines inclusions. La chalcopyrite se présente en plages et en filonets intimement associée à la tétraédrite, dans la masse de safflorite. Nous pouvons même mentionner une association plus large: safflorite, bismuth-tétraédrite, à laquelle s'ajoute parfois la chalcopyrite. Tous ces minéraux opaques sont pourtant individualisés et il ne s'agit ici que d'un mélange physique qui, à l'oeil nu, donne l'impression d'un minéral unique.

En tenant compte des minéraux cités plus haut — qui n'ont été identifiés qu'au microscope — et de leur composition chimique, nous pouvons nous expliquer les résultats de l'analyse chimique obtenus par PONI du minéral considéré par lui comme individualisé et qu'il a dénommé badénite. Ainsi, le soufre provient de la tétraédrite, de la pyrite et de la chalcopyrite; l'arsenic, le cobalt et même le nickel, proviennent de la smaltite et surtout du safflorite, ce dernier contenant souvent du nickel; le bismuth n'est pas non plus associé chimiquement, mais provient du bismuth natif présent; le fer se trouve dans la chalcopyrite, dans la tétraédrite, la sidérose et même dans le safflorite.

Nous appuyant sur ce qui précède, nous pouvons affirmer que la badénite n'existe pas. PONI a considéré comme un minéral nouveau, une association de minéraux bien définis, se basant uniquement sur les résultats d'une seule analyse chimique.

Des cas analogues se présentent fréquemment. Lorsque l'étude des minéraux opaques en sections polies n'était pas encore connue, on a crée un grand nombre d'espèces pour des substances hétérogènes qui n'étaient en réalité, que des mélanges d'espèces minérales déjà connues.

J. MURDOCH publie une liste des espèces minérales qui doivent être considérées à coup sûr comme des mélanges de minéraux définis. Nous en citons quelques-uns:

Barnhardite ($Fe_2S_5Cu_4$). Mélange résultant de l'altération de la chalcopyrite en covéllite et en chalcocite.

Brongniardite $Sb_5S_5(PbAg_2)_2$. Certaines espèces examinées sont des mélanges d'argent rouge, de galène et de miargyrite; d'autres échantillons montrent un minéral distinct associé à une jamesonite argentifère.

Carollite $(CoS_2)_2Cu$. Très probablement linnéite mélangée à de la bornite et à de la chalcopyrite.

Institutul Geologic al României

Homichline. Chalcopyrite, s'altérant en limonite avec un peu de chalcocite.

Kobellite $(Bi\ Sb)_2\ S_5\ Pb_2$. Probablement mélange de galène et d'un minéral semblable à la bismuthine ou à la stibine.

Temiskamite Ni_4As_3. Mélange de mauchérite, nickelite avec un peu de cobaltite.

Castillite $(CuAg)_2S + 2\ (Cu,Pb,Zn,Fe)S$. D'après l'examen microscopique effectué par G. KALB, ce minéral décrit pour la première fois par RAMMELSBERG, est un mélange de blende, d'érubescite, de galène, de stromeyérite, de cuivre gris et de jalpaïte.

Nous ajouterons à cette liste le minéral décrit par PONI, et qu'il dénomme badénite et auquel il attribuait la formule chimique $(CoNiFe)_2\ (AsBiS)_3$.

Me basant sur l'étude chalcographique, j'affirme que ce minéral n'existe pas, et qu'il s'agit ici d'un mélange de safflorite, bismuth, tétraédrite, chalcopyrite, auquel nous pouvons ajouter de la smaltite qui n'apparaît pas trop frequemment dans le gisement de Valea lui Neguleț (Bădeni).

On peut se rendre compte, par ce qui précède, de l'importance de la « chalcographie » non seulement pour l'étude d'un gisement métallifère, mais aussi en vue de controler l'homogénéité d'une substance destinée à l'analyse, afin d'établir une espèce minérale.

Reçu: janvier 1935.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. J. MURDOCH. Microscopical determination of the opaque minerals. New-York, 1916.
2. P. PONI. Minéraux de Bădeni-Ungureni. *Annuaire du Bureau Géologique pour l'année 1884*, 2-e année, No. 1, p. 69. Bucarest.
3. — Fapte pentru a servi la descrierea mineralogică a României. *Analele Academiei Române*. Seria II, Tom. XXII.
4. V. POPOVICI HATZEG. Étude géologique des environs de Câmpulung et Sinaia (Roumanie), 1898, Paris.
5. A. O. SALIGNY. L'analyse des minéraux de Ciunget et de Bădeni-Ungureni. *Annuaire du Bureau Géologique pour l'année 1882—1883*, No. 1 et 2, p. 54. Bucarest.
6. H. SCHNEIDERHÖHN u. P. RAMDOHR. Lehrbuch der Erzmikroskopie, Tome II. Berlin, 1931.
7. R. W. VAN DER VEEN. Mineragraphie and ore deposits, 1925.

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Institutul Geologic al României

PLANCHE I [1])

Fig. 1. 75 ×. Attaqué par HNO_3 conc.
Smaltite (blanc) présentant une structure zonaire, associée avec le safflorite (blanc) en depôts zonaires. Noir = sidérose.

Fig. 2. 90 ×. Attaqué par HNO_3 conc.
Smaltite avec structure zonaire, traversée par des fissures.

Fig. 3. 270 ×. Non attaqué.
Safflorite (blanc) sous formes étoilées (Saffloritsternchen). Noir = sidérose.

Fig. 4. 75 ×. Attaqué par HNO_3 conc.
Structure zonaire dans le Safflorite mise en évidence par l'attaque.

Fig. 5. 75 ×. Attaqué par HNO_3 conc.
Comme dans la figure précédente. Le safflorite est traversé par un filonnet de sidérose (noir).

Fig. 6. 200 ×. Attaqué par HNO_3 conc.
Structure zonaire dans le safflorite (gris). Noir = sidérose.

---

[1]) Toutes les figures sont prises en lumiére naturelle et avec objectif à immersion.

Institutul Geologic al României

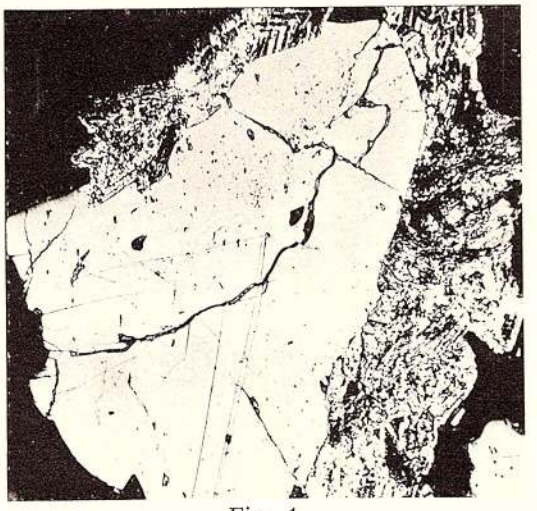


Fig. 1

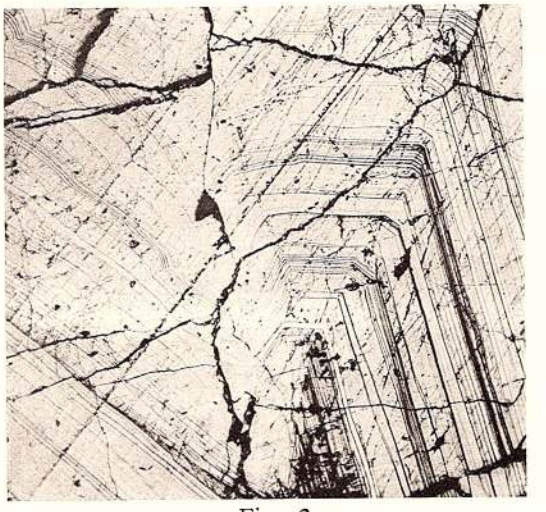


Fig. 2

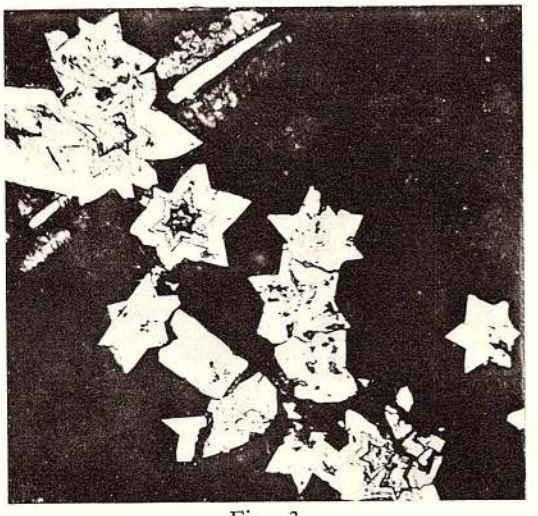


Fig. 3

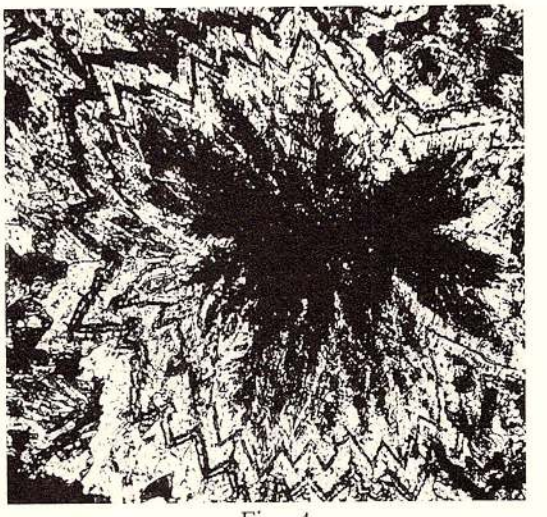


Fig. 4



Fig. 5

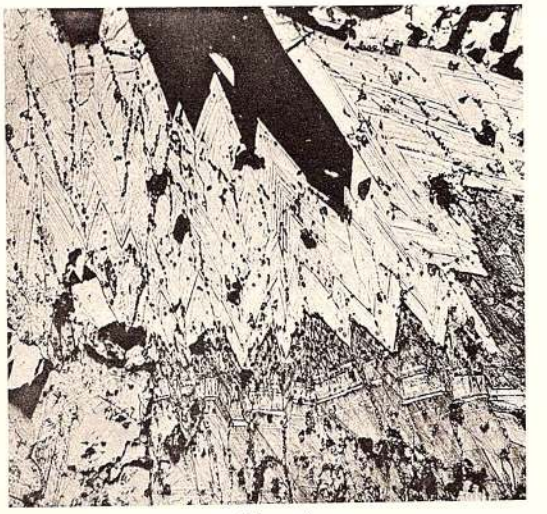


Fig. 6

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Fig. 7. 200 ×. Attaqué par HNO_3 conc.
Bismuth (gris) englobé dans le safflorite (gris). On voit dans le bismuth des lamelles de macles polysynthétiques.

Fig. 8. 460 ×. Non attaqué.
Safflorite (gris) avec inclusions de bismuth (blanc) et de tétraédrite (gris claire). Noir = sidérose.

Fig. 9. 380 ×. Attaqué par HNO_3 conc.
La plage de bismuth de la fig. 7 grossie. Elle est constituée de quatre individus, qui possèdent deux systèmes de lamelles de macles polysynthétiques qui s'entrecoupent.

Fig. 10. 160 ×. Non attaqué.
Chalcopyrite (gris claire) comme restes dans la tétraédrite (gris). Noir = sidérose.

Fig. 11. 200 ×. Non attaqué.
Tétraédrite (gris) associée avec le safflorite (blanc) de deuxiéme génération. Noir = sidérose.

Institutul Geologic al României

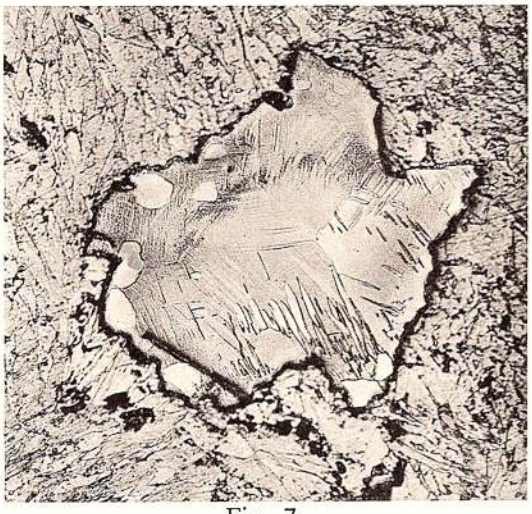


Fig. 7

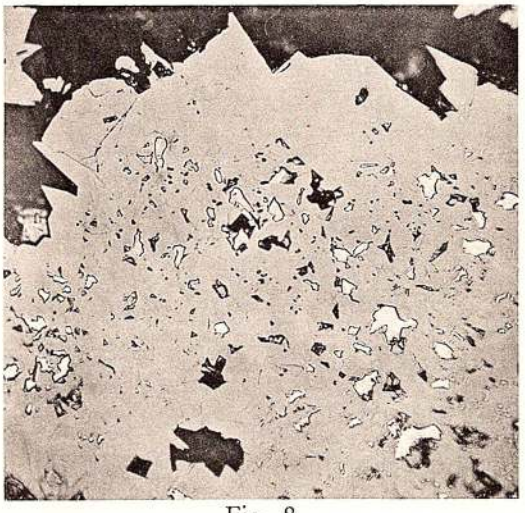


Fig. 8

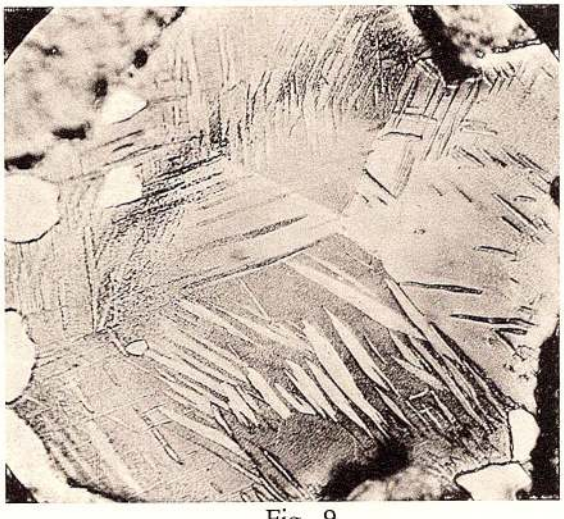


Fig. 9

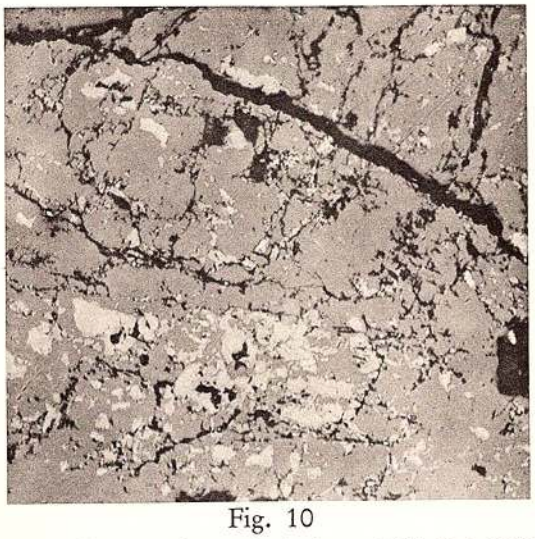


Fig. 10

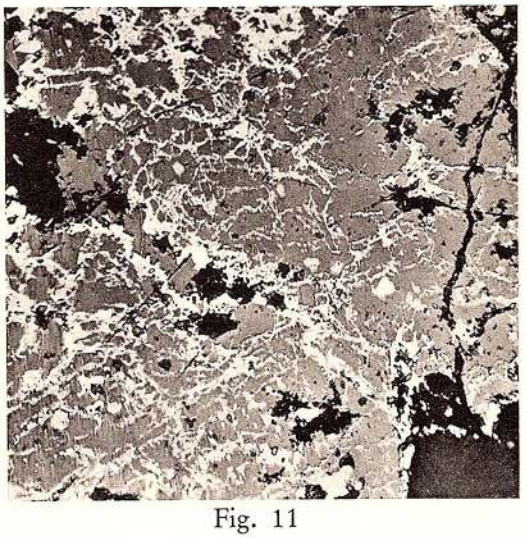


Fig. 11

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LES MONTS DU TRĂSCĂU ET DANS LE BASSIN DE L'ARIEŞ

PAR

MIRCEA ILIE

TABLES DES MATIÈRES

I-ère PARTIE

Morphologie et historique de la région

Page

Orographie, Hydrographie, Terrasses, Aperçu historique 331

II-e PARTIE

Description géologique et pétrographique

I. *Schistes cristallins* 338
A) Série supérieure. Calcaires cristallins 339
B) Série inférieure 344
1. Zone du Trăscău 344
a) Quartzites noirs 344
b) Schistes séricito-chloriteux 345
c) Quartzites et lentilles de quartz 347
2. Zone de Vidolm-Lunca 348
a) Schistes quartzeux à chlorite et grenat 349
b) » » » muscovite, chlorite et porphyroblastes de grenat 350
c) Schistes quartzeux micacés à porphyroblastes de grenat . . . 351
d) Quartzites à biotite 352
e) Amphibolites 353
3. Zone de Vârfuiata 356
a) Paraschistes 356
b) Gneiss d'injection 358
II. *Roches sédimentaires* 359
1. Permien 359
2. Trias 360
3. Jurassique 361
a) Callovien 361
b) Kimeridgien 365
c) Tithonique 365
4. Crétacé 372
a) Valanginien-Hauterivien 372
b) Barrémien 381

Institutul Geologic al României

Page

c) Aptien 381
d) Aspects paléogéographiques au Crétacé inférieur 388
e) Crétacé supérieur (Turonien-Sénonien) 391
5. Néogène (Tortonien) 401
III. *Roches éruptives* 409
A) Roches éruptives anciennes 409
1. Ophiolites 410
2. Porphyrites et porphyres 413
B) Roches éruptives crétacées 414
1. Roches lamprophyriques 414
2. Porphyre dioritique 416
C) Roches éruptives tertiaires 417

III-e PARTIE
Tectonique

I. *Analyse structurale détaillée* 420
A) Zone des schistes cristallins 420
B) Zone mésozoïque 425
II. *Les grandes unités tectoniques* 434
A) Structure en nappe des Monts Métallifères 438
1. Coupe de la Valea Galdei 438
2. Terminaison méridionale de la zone du Bedeleu 439
3. Lambeaux de la région de Ciumerna 440
4. Lambeaux de Galda de Sus 441
5. Zone de lambeaux Fabian-Dosul Blidarului 443
6. Zone de rabotage des ophiolites d'Ighiu-Ampoiţa 445
7. Lambeaux satellites de la région de Meteş 445
B) Les Monts du Trăscău considérés au point de vue de la structure en nappe des Monts Métallifères 448
1. Nappe mésocrétacée dans la région de Bedeleu-Râmeţi 448
2. Zone des lambeaux externes 449
3. » » » marginaux 449
4. » » » internes 449
C) Différences structurales entre les Monts du Trăscău et les Monts Métallifères 449
D) Caractères généraux de la nappe mésocrétacée 451
E) Autochtone 455
III. *Phénomènes tectoniques tertiaires* 458
1. Formation de la Cuvette transylvaine 458
2. Dépressions internes des Monts Métallifères 459
3. Eruptions volcaniques neogènes 460

Bibliographie

Trois planches photographiques. Cartes et coupes géologiques: Carte géologique des Monts Trăscăului (au 1 : 55.000-e). Coupe géologiques par les Monts Trăscăului (au 1: 50.000) Carte géologique de la région Valea Inzelului-Valea Uzii (au 1 : 20.000-e). Carte structurale schématique des Monts du Trăscău et des Monts Métallifères (au 1: 150.000-e). Coupes géologiques par les Monts Métallifères (au 1: 75.000-e).

Institutul Geologic al României

I-ère PARTIE

MORPHOLOGIE ET HISTORIQUE DE LA RÉGION

Orographie. Les Monts du Trăscău proprement dits ne représentent guère autre chose que l'extrémité Nord des Monts Métallifères et sont formés des crêtes suivantes : la crête du Trăscău, sur le territoire des communes de Rimetea et de Colțești, la crête du Bedeleu, sur le territoire de la commune d'Izvoarele (Bedeleu), et la crête du Râmeți, sur la limite de la commune de Râmeți. Occupant la partie E des Monts Apuseni, les Monts du Trăscău commencent au S de la vallée de l'Arieș et se prolongent jusqu'à la Valea Stremțului. Le bassin moyen de l'Arieș sépare les Monts du Trăscău des Monts du Gilău. La principale crête montagneuse Trăscău—Bedeleu—Râmeți forme la limite de partage entre les eaux du bassin du Mureș à l'E et celles du bassin de l'Arieș à l'W.

La crête du Trăscău est composée de deux crêtes secondaires orientées NE—SW. A l'E se trouve la crête Fundoaia—Colțul Trăscăului—Dealul Mare—Dealul Băieșilor, à l'W la crête Iarul-Urdașul. Ces deux crêtes se fondent au Sud l'une dans l'autre, constituant de la sorte la crête du Bedeleu.

La crête du Bedeleu et la crête du Râmeți sont composées d'un axe principal formé des sommets du Siriș, du Secul, du Geamăn et du Tarcău, desquels se détache une série de crêtes montagneuses qui s'étendent aussi bien vers la Plaine transylvaine que vers le bassin de l'Arieș. A l'E nous avons une série de crêtes montagneuses dont la hauteur va décroissant, telle par exemple la crête Dumbrăvița—Șipotelele—Hotarele, qui circonscrit le bassin du Trăscău au S et longe ensuite les crêtes dites Dealul Boului, Dealul Brustureilor, Dealul Burnilor, Doștina Râmețului et Dealul Armeanului. A l'W de la crête Bedeleu—Râmeți, la région présente des accidents morphologiques dus aux affleurements de calcaires de Vănătara—Curuna et de Meta Leașului—Pleașa Râmețului. Dans la région du village de Ponor se développe une série de crêtes orientées E-W, à savoir : la crête Dealul Bucurului—Curuna, que la chaussée départementale emprunte sur la partie E, la crête Citera Buteștilor—Dealul Arsurei et la crête située le plus à l'W, dite Dealul Runcului, qui ferme le bassin de l'Arieș en affectant la forme d'un arc de cercle.

Institutul Geologic al României

M. Em. de Martonne (54), qui a été le premier à appliquer au relief de pénéplaine de la crête Bedeleu—Râmeți le terme de plate-forme du Râmeți, a assimilé cette plate-forme à celle du bassin supérieur de l'Arieș, lui attribuant l'âge éocène. Outre la crête Bedeleu—Râmeți, Pleașa Râmeților et Piatra Secuiului font également partie de cette ancienne surface d'érosion.

Le bassin moyen de l'Arieș (Sălciua) se développe dans la portion de la vallée de l'Arieș orientée SW-NE, comprise entre les villages de Sălciua de Jos et de Lunca. Le relief faiblement prononcé du bassin provient du peu de résistance que les marnes crétacées supérieures formant le soubassement du bassin ont opposée à l'érosion. Le bassin de l'Arieș est encadré à l'W par les crêtes calcaires Bujorul et Vulturesele et à l'E par la crête du Bedeleu. Sur la gauche de la vallée de l'Arieș se trouve une série de vallées parallèles (Valea Ocolișului, Valea Coșegii, Valea Poșegii et Valea Sălciuței) qui séparent les crêtes Primăverile, Măgura, Breaza et Dealul Benzii aux altitudes relativement basses.

Le bassin du Trăscău orienté N-S représente le bassin de deux vallées : la vallée du Trăscău au N et la vallée de l'Aiud au S, lesquelles se sont formées à la suite de la capture du bassin supérieur de la vallée primitive par la vallée de l'Arieș d'une part et par l'accumulation d'alluvions près du village de Colțești autre part. Une seule et faible élévation du bassin à la hauteur du village de Colțești sépare en effet les vallées en question. Ici les cours transversaux et convergents des ruisseaux Muntele et Pleșoara se séparent, évitant le niveau élevé du milieu du bassin. La vallée de la Pleșoara se dirige vers le S, formant, avec la Valea Bedeleului et la Valea Ghisteagului, la vallée de l'Aiud ; la Valea Muntelui se dirige vers le N et forme l'affluent de la vallée de l'Arieș sous le nom de Valea Trăscăului. Le bassin de Trăscău ne saurait, comme M. Șt. Manciulea (53) a essayé de le faire croire, être assimilé aux bassins de Belu, Beiuș et Crasna dans la partie W des Monts Apuseni, étant donné qu'il représente un simple bassin d'érosion (29).

Hydrographie. La Valea Stremțului est la seule vallée transversale de la crête du Râmeți, qui en draine les eaux des deux versants. Les divers segments de son cours portent des appellations différentes (Valea Râului Mogoș, Cheia, Valea Mânăstirei et Valea Geoagiului). C'est également dans la partie S de la région qu'au système de crêtes brisées à angles droits correspond un système hydrographique orthogonal. La crête du Râmeți forme la limite de partage des eaux, flanquée qu'elle est de part et d'autre par le cours longitudinal des vallées Inzelul et Poiana, au N par la chaussée départementale et au S par les vallées Uzii et Brădeștilor. Les crêtes Meta Leașului—Pleașa Râmețului et Vânătara—Curuna, orientées N-S et parallè-

Institutul Geologic al României

les à la crête du Râmeți, forment les bassins d'alimentation des vallées transversales dites Valea Neamului, Valea Vadului, Valea Mare et Valea Brusturelor. Dans la région du village de Ponor, seule la Valea Runcului est transversale sur toute sa longueur, les autres vallées ayant un caractère mixte. Ainsi la Valea Mogoșului est une vallée longitudinale entre les villages de Grozești et de Cheia, alors qu'à l'W et à l'E elle acquiert le caractère de vallée transversale. Aussi bien le caractère mixte des vallées, que la présence du système hydrographique orthogonal sont la conséquence des affleurements de calcaires tithoniques.

La vallée du Ponor et la Valea Poienii sont les seules vallées de la région du Ponor qui fassent partie du bassin de l'Arieș. Elles confluent à Vânătara, où elles sont absorbées par des calcaires, pour réapparaître de nouveau à la grotte Valea Ascunsă avec une différence de niveau d'environ 300 mètres.

Sur le versant occidental de la crête du Bedeleu, les eaux s'écoulent dans la vallée de l'Arieș par de nombreux ruisseaux courts et rapides.

Terrasses. Dans les Monts du Trăscău, les terrasses sont faiblement représentées. Sur la rive droite de l'Arieș, entre les villages de Lunca et de Vidolm, on observe des étendues réduites recouvertes de cailloutis de terrasse. Dans la partie E, les terrasses apparaissent en se développant de plus en plus vers la vallée du Mureș. A la confluence de la vallée dite Inzelului et de la vallée de l'Aiud existe une terrasse qui se développe aussi sur la rive droite de la vallée de l'Aiud de plus en plus vers le SE, c'est la terrasse de Poiana-Cacova (350 m).

Aperçu historique. La région dont nous nous occupons est comprise entre le massif du Gilău à l'W et le Bassin transylvain à l'E.

A la suite d'excursions entreprises en 1818 en vue de dresser la carte géologique de la Hongrie à l'échelle de 1 : 1.000.000, F. S. BEUDANT (6) a publié les résultats de ses recherches avec une esquisse des profils et une carte. Il appert des profils levés que l'auteur s'est contenté de visiter les régions d'un accès facile ou bien intéressantes au point de vue minier, en l'espèce la région aurifère de Roșia Montană, où il a dressé la carte des syénites et des roches porphyriques vertes, qu'il attribue au Mésozoïque. Dans la vallée de l'Ampoi aussi bien que dans le bassin du Trăscău, les dépôts du Flysch sont représentés sous le nom de Grauwacke. La coupe à travers la vallée du Mureș et le bassin du Trăscău montre le contact des dépôts de la Cuvette transylvaine (« nagelfluhe et mollasse ou grès à lignite ») avec les dépôts de Flysch. Sauf la limite du cristallin des Monts du Gilău et la limite des dépôts méditerranéens, la région étudiée par nous a été laissée en blanc. Cela tient non seulement à la pénurie de voies de commu-

Institutul Geologic al României

nication commodes, à laquelle on n'a remédié que ces temps-ci, mais aussi à l'absence d'exploitations minières qui intéressaient plus particulièrement l'auteur en raison des avantages que leur étude aurait pu lui procurer.

Après avoir recueilli une certaine quantité de matériel pour la description géologique de la Transylvanie, Fr. Hauer et G. Stache (19) ont publié un chapitre sur les Monts du Trăscău, intitulé « Toroczkó und dessen Umgebung ». Les quelques coupes décrites prouvent l'exactitude des recherches. Selon les auteurs, le soubassement du bassin du Trăscău serait composé de « Karpathensandstein » d'âge éocène. Dans la région de Poiana—Vlădeasa, le grès carpatique est recouvert de calcaires à Lithothamnium. Les calcaires tithoniques sont également cités. Les auteurs établissent aussi la liaison entre les diabases de Poiana et celles se trouvant à l'E du village de Rimetea (Valea Ghisteagului). Outre le profil de la vallée de l'Aiud, nous trouvons aussi la description d'une coupe à travers la zone des schistes cristallins des Monts du Trăscău. La coupe poursuivie sur la route dite Drumul Băilor est la suivante : des augite-porphyres, une bande étroite de calcaires tithoniques et ensuite les schistes cristallins représentés par des schistes chloriteux et des schistes argileux alternant avec les calcaires cristallins. Le Crétacé inférieur manque, ayant probablement été englobé dans les schistes argileux du complexe cristallin. C'est également ici que les auteurs mentionnent les minerais de cuivre et de fer, ceux-ci apparaissant toujours au contact des calcaires cristallins et des schistes cristallins.

Dans sa description des roches éruptives de Transylvanie, Fr. Herbich (21) distingue, dans le groupe des roches éruptives d'âge mésozoïque, selon Tschermak, deux régions : celle de Turda—Trăscău (Rimetea) et celle des Monts Métallifères.

L'auteur signale des porphyres felsitiques et des porphyrites à Poiana, Colțești, Piatra Secuiului, dans la vallée de l'Arieș (à l'W de Buru) et à Cheile Turzii, des mélaphyres et des mélaphyres amigdaloïdes à Poiana, Piatra Secuiului et dans la vallée de l'Arieș, et finalement des trachytes granophyriques à quartz (des dacites, selon Stache) à Lunca et Piatra Cioranului.

A cette phase de préparation succède une période de levers détaillés en vue de l'établissement de la carte géologique de la Hongrie au 500.000-e. Dans notre région ce sont les travaux effectués par L. Roth von Telegd, de 1897 à 1903 (85-90), qui marquent les débuts de cette période de réalisation.

Cet auteur a commencé par l'étude de la région de Moldovenești—Rimetea—Pietroasa (85), passant ensuite aux régions de Vidolm—Ocolis (86), Ocolis—Belioara—Sălciua de Jos (87), Colțești—Poiana—Râmeți—Ponor (88) et finalement à la région Geoagiul de Sus—Aiud (89). Les rapports annuels de Roth von Telegd sont les seules descriptions détaillées

Institutul Geologic al României

faites sur la région étudiée par nous. Dans la feuille Aiud, restée à l'état de manuscrit (1 : 75.000), l'auteur a tracé le contour du cristallin des Monts du Trăscău, a figuré ensuite les calcaires tithoniques, l'éruptif de la marge de la Cuvette transylvaine et de la région de Stârnina—Șureni, le Crétacé supérieur du bassin de l'Arieș et enfin la limite transgressive des dépôts méditerranéens.

S. SZENTPÉTERY (99) a étudié et décrit les roches éruptives des Monts du Trăscău. Dans la région de Buru—Moldovenești—Rimetea—Podeni il a dressé une carte des divers types de roches séparément. En 1916 (102) il a publié une étude des roches éruptives des Monts Métallifères.

Dans son ouvrage sur la zone de klippes des Monts Métallifères, E. VADÁSZ (111) a étendu aussi ses observations sur les formations autres que le Tithonique, exprimant à cette occasion des idées originales sur la géologie des Monts Métallifères. Il a systématisé le Mésozoïque, discuté l'origine variée des éruptions et tenté une synthèse tectonique sur la base des données existantes.

J. SZÁDECZKY, qui s'était attaché au problème des schistes cristallins des Monts du Gilău, a également étendu ses recherches aux Monts du Trăscău. Il y a trouvé de nouveaux arguments en faveur du métamorphisme mésozoïque, à savoir que le cristallin du Gilău ne fait pas partie du plissement varisque mais bien du système alpin, et que les calcaires tithoniques de la crête du Bedeleu présentent des passages aux marbres de la zone des schistes cristallins.

S. SZENTPÉTERY (103) a publié récemment la suite de son étude sur les roches éruptives des Monts du Trăscău, émettant l'avis que les minerais de cuivre de Pietroasa seraient associés aux diabases et aux porphyrites triasiques. Il a observé que les diabases à augite passaient en profondeur à des diabases ophytiques-granuleux, à des gabbro-diabases et à des gabbros.

La même année, J. SZÁDECZKY (97) a publié le résultat de ses investigations dans la zone des schistes cristallins de Petridul de Jos—Buru—Ocolișș, donnant les premières descriptions pétrographiques et signalant la complexité et les transitions des divers types de roches.

Après l'étude des éléments conglomératiques, E. K. SZÁDECZKY (96) affirme en 1928 l'âge crétacé des schistes cristallins.

Dans une note parue dans le même volume, M. PÁLFY (73) répond que l'âge crétacé du métamorphisme ne saurait être soutenu du moment qu'on connaît des schistes cristallins en tant qu'éléments conglomératiques dans des dépôts plus anciens que le Crétacé supérieur.

L'année 1929 marque une nouvelle phase dans l'étude de la géologie des Monts Apuseni par suite de la publication de quelques études de synthèse tectonique et de divers levés détaillés. M. L. MRAZEC ouvre la série en faisant paraître un ouvrage intitulé « L'état de nos connais-

Institutul Geologic al României

sances actuelles sur la structure des Carpates roumaines », dans lequel il attribue aux Monts Apuseni une structure en nappe.

MM. I. P. Voiteşti (114) et L. Kober (38) s'occupent eux aussi des problèmes tectoniques généraux des Monts Apuseni, au sujet desquels nous reviendrons dans le chapitre traitant plus spécialement de la tectonique.

Historique des cartes et des coupes. Les cartes dont nous donnons la nomenclature ci-dessous sont en majeure partie des cartes d'ensemble, la région dont nous nous préoccupons n'ayant jamais fait l'objet de levers détaillés.

Dans sa carte relative à la répartition des roches éruptives en Transylvanie, Fr. Herbich figure les mélaphyres et les augite-porphyres des Monts du Trăscău, rattachant l'éruptif du Trăscău à la bande située à l'E de la crête de Bedeleu—Râmeţi.

Dans la carte géologique de la Hongrie établie à l'échelle de 1 : 900.000, les schistes cristallins de la crête du Trăscău se prolongent jusqu'au bassin du Trăscău, les massifs intrusifs gardant le même aspect général que dans la carte d'Herbich. Les calcaires jurassiques de la zone du Bedeleu sont raccordés aux calcaires jurassiques de la zone des klippes externes et forment un Y. Pour ce qui est de leur âge, les calcaires du N sont attribués au Jurassique supérieur et ceux du S au Dogger. Les conglomérats aptiens de l'W de la zone des klippes Rembeşti—Nicaia sont considérés comme permiens (Verrucano). La limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur du bassin de l'Arieş est tracée parallèlement à la bordure du massif cristallin du Gilău.

Dans la carte internationale de l'Europe dressée à l'échelle de 1 : 1.5000.000, les Monts du Trăscău conservent les mêmes limites, mais les âges subissent une modification. Tous les calcaires passent au Jurassique supérieur, tandis que les conglomérats permiens deviennent carbonifères.

L. Roth von Telegd a corrigé toutes les erreurs figurant sur les anciennes cartes. Quant à sa propre carte, il sied de faire remarquer que la limite du Crétacé inférieur — Crétacé supérieur dont nous venons de parler a été déplacée vers l'E, parallèlement à la direction de la crête du Bedeleu.

La carte géologique de la Transylvanie éditée en 1931 par l'Institut géologique de Hongrie contient, dans la région étudiée par nous, toutes les modifications effectuées par L. R. von Telegd sur les anciennes cartes.

La littérature géologique sur les Monts du Trăscău ne nous fournit qu'un nombre restreint de coupes géologiques, dont les deux premières ont été dessinées par L. R. von Telegd à l'échelle de 1 : 25.000. L'une de ces coupes passe par la crête du Trăscău en suivant la direction Vulturesele—Jidovina—Buru, l'autre coupe suit la direction Sălciua—Valea Ascunsă—Vârful Buteanului—Poiana.

Institutul Geologic al României

Lors du congrès de géographie de 1924, M. Em. de Martonne (54) a poursuivi la coupe dans la vallée de Mânăstirea et construit un bloc diagramme en vue de mettre en évidence la plate-forme du Râmeți. Il manque dans cette coupe la zone d'écailles de la Valea Inzelului. L'auteur a maintenu l'âge permien pour les conglomérats de Mănești. M. I. P. Voitești (114) enfin, lorsqu'il établit la synthèse de la structure des Carpates, donna une coupe générale passant au N de notre région par la crête de Turda et le bassin de Iara.

Institutul Geologic al României

II-e PARTIE

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE

I. SCHISTES CRISTALLINS

Historique. Sur la carte géologique hongroise (6), F. S. BEUDANT s'est borné à figurer sous la dénomination de « terrains primitifs » les granites, micaschistes et schistes argileux du massif de Muntele Mare, en omettant les schistes cristallins des Monts du Trăscău.

HAUER et STACHE (19) signalent pour la première fois les schistes cristallins des Monts du Trăscău (au NW du village de Rimetea) sur la coupe décrite le long de l'ancienne route des mineurs menant à Târnicioara ; ils observent une alternance de schistes chloriteux, de schistes argileux et de calcaires cristallins. Les auteurs englobent aussi dans la zone des schistes cristallins les marnes crétacées inférieures de la cote 663. Outre les schistes cristallins ci-dessus, L. R. VON TELEGD examine aussi les schistes cristallins de la crête Bedeleu-Râmeți. Dans ses rapports annuels il cite tous les points où il a observé une variété de roches, sans toutefois en donner une analyse précise ou tirer une conclusion générale quelconque. Sa description des schistes cristallins de la crête Bedeleu-Râmeți est assez sommaire. C'est ainsi que dans la vallée du Bedeleu nous voyons mentionner les phyllites, les schistes graphiteux et les schistes sériciteux, types qui se répètent pour chaque point cité à part. Outre les roches ci-dessus, il est souvent question des calcaires cristallins au chapitre « Schistes cristallins ». Dans la région de Ponor enfin, indépendamment des schistes chloriteux, sont également représentés des schistes sériciteux, des schistes graphiteux, des micaschistes, des amphibolites et des calcaires cristallins.

En général, L. R. VON TELEGD considère les schistes cristallins comme appartenant au II-e groupe et les compare à ceux des Monts de Caraș-Severin (Poiana Ruscă).

J. SZÁDECZKY a étudié les schistes cristallins des Monts du Trăscău en liaison avec les problèmes du massif cristallin du Gilău. Ces derniers temps il a étudié les schistes cristallins de la région Buru—Ocoliș—Petrești (Turda) et poursuivi les coupes des vallées de l'Arieș et du Iara, y trouvant une riche variété de roches et une transition entre les divers types.

Institutul Geologic al României

Extension et caractères généraux. La crête du Trăscău est constituée, sur une longueur de 15 km, par des schistes cristallins limités à l'E comme à l'W par des dépôts crétacés. Au S, la zone des schistes cristallins se rétrécit progressivement, étant recouverte par des dépôts mésozoïques. Dans la partie W, les schistes cristallins présentent une discontinuité encore plus grande. Ils forment l'anticlinal Valea Ascunsă, qui se trouve isolé aussi bien de la large zone des schistes cristallins de la crête du Trăscău, que des schistes cristallins de la région de Ponor.

La crête de Râmeți est caractérisée par la continuation des lames de schistes cristallins sur le flanc E et par leur disparition à la hauteur du village de Valea Uzii.

On remarque généralement que les schistes cristallins occupent dans la partie N toute la crête du Trăscău, alors que dans la crête Bedeleu-Râmeți ils apparaissent développés sous l'aspect de bandes étroites.

Nous pouvons distinguer dans le complexe des schistes cristallins une série stratigraphique supérieure, constituée par des calcaires cristallins, et une série inférieure, composée de phyllites, quartzites, schistes chloriteux-séricitеux, schistes quartzeux micacés et paraschistes. A l'E, les roches se présentent faiblement métamorphisées (phyllites, schistes séricito-chloriteux), tandis qu'à l'W le métamorphisme devient de plus en plus prononcé, au point que les roches de la série supérieure, en l'espèce les calcaires cristallins, se transforment, dans une zone plus puissamment métamorphisée, en calcaires cristallins à muscovite, en calcaires cristallins à biotite et en calcaires cristallins à trémolite, alors que les roches de la série inférieure, les phyllites et les schistes séricito-chloriteux passent aux schistes micacés à chlorite et à grenat et finalement aux paraschistes.

La zone des schistes cristallins des Monts du Trăscău est donc composée de deux séries stratigraphiques présentant une cristallinité qui va en croissant de l'E à l'W.

A) SÉRIE SUPÉRIEURE

CALCAIRES CRISTALLINS

Extension. Crête du Trăscău. Les calcaires cristallins, dont le développement dans la crête du Trăscău est considérable, se présentent sous la forme de synclinaux et de lames pincées dans la partie supérieure des schistes cristallins. Au N de la Valea Urdașului se développent deux synclinaux importants : le synclinal Urdașul-Iaru à l'W et le synclinal Colțul Trăscăului—Fundoaia à l'E. Ils figurent dans la carte manuscrite de L. R. von Telegd. Nous ferons cependant remarquer à ce sujet que la limite E des calcaires cristallins de Colțul Trăscăului—Fundoaia n'a pas été suffisamment précisée sur ladite carte, puisque toute la série

Institutul Geologic al României

de calcaires jurassiques et de roches éruptives a été incorporée aux phyllites. Dans la Valea Pleșoarei, les calcaires cristallins se rapprochent de la limite Cristallin-Mésozoïque. Au N du village d'Izvoarele on peut en observer la présence à Ouașul—Pietricelele, et à partir d'ici leur limite se déplace vers l'W, dans la direction de la cote 780 dans la Valea Pietrii.

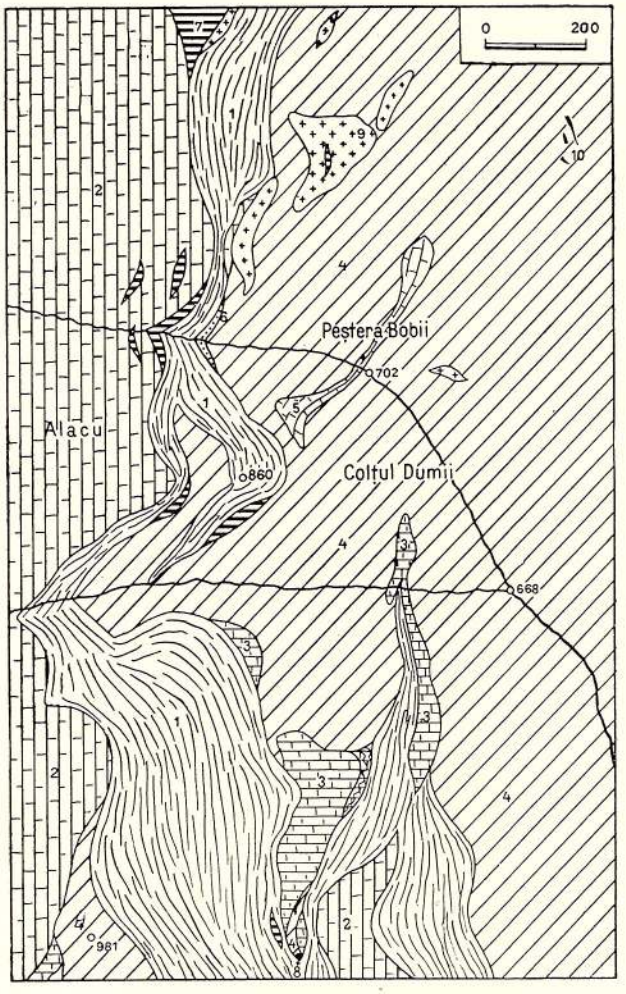


Fig. 1. — Carte géologique des environs du village de Rimetea.

1, schistes cristallins; 2, calcaires cristallins; 3, Tithonique; 4, Valanginien—Hauterivien (marnes); 5, Valanginien—Hauterivien (calcaires); 6, Valanginien — Hauterivien (grès); 7, ophiolites; 8, porphyrites; 9, dacite; 10, lamprophyres.

La lame de calcaire cristallin de Dealul cu Brazdă annexe deux nouvelles lames et forme une bande orientée SW-NE, qui atteint vers le N la cote 735 (Buha). En continuation des calcaires cristallins de Dealul cu Brazdă se développent les calcaires cristallins de Buha (cote 856) et ceux qui sont situés le long de la route carrossable Rimetea — Târnicioara. Tous les affleurements de calcaires cristallins plus ou moins développés, mentionnés jusqu'à présent, apparaissent en liaison avec la série phylliteuse sur le flanc E de la crête du Trăscău.

Les calcaires cristallins de Dealul Băieșilor affleurent au lieu dit « Groapa lui Ieremia » sous l'aspect d'une bande étroite qui va s'élargissant de plus en plus vers Colțanele en affectant la forme d'un vrai synclinal. Ils se développent vers le NE, occupent les cotes 1015, 891, 1027, 1012 et 918,

Institutul Geologic al României

subissent à Târnicioara une interruption d'une centaine de mètres pour reparaître à travers les calcaires cristallins de Dealul Pleș—Buru. Près du village de Buru, là où la chaussée passe sur le flanc gauche de la vallée de l'Arieș, les calcaires cristallins de Dealul Pleș font leur apparition dans la vallée de Trăscău, d'où ils s'élèvent de nouveau sur les crêtes en se réduisant à une simple lame.

A l'W de Dealul Băieșilor et toujours sur le flanc droit de la vallée de l'Arieș apparaissent, outre les calcaires cristallins de Vârful Stânei et du lieu dit « La Băieșul », les calcaires cristallins de Lespezi. On rencontre les calcaires cristallins, sous la forme de lames isolées, dans la masse des schistes cristallins de Corbul, Pleașa et Măzăriștea. Au NW de la vallée de l'Arieș on observe le synclinal de calcaires cristallins de Căprariu—Padina, qui traverse la vallée de l'Arieș et disparaît au S en même temps que toute la zone de schistes cristallins. Au N et au NW du village de Vidolm, les calcaires cristallins apparaissent dans la Valea Mărului et la Valea Țopului sous forme de bancs étroits. Dans la région Obârșia—Valea Morilor, les lames de calcaires sont extrêmement réduites, et on les rencontre sur les points les plus élevés des crêtes. A l'W de Vârful Căprariu, on voit des calcaires cristallins à paillettes de mica sur les surfaces de schistosité se développer en lames parallèles correspondant au maximum de largeur du synclinal Căprariu—Padina. Au N de Vârfuiata, les calcaires cristallins à gros grains deviennent horizontaux sur les crêtes, ce qui leur confère un aspect de zones larges.

Crête Bedeleu—Râmeți. Au S du village d'Izvoarele, les calcaires cristallins se retrouvent sous forme de bandes étroites. Les calcaires cristallins de Cantăș, Colții Pleșii et de la Valea Uzii occupent une étendue plus vaste. Les calcaires cristallins de la crête Bedeleu—Râmeți sont en relation avec les roches phyllitiques, tout comme ceux du flanc E de la crête du Trăscău.

L'anticlinal de Valea Ascunsă recèle les bancs de calcaires des cotes 536, 715 et 526.

Quoique faiblement représentés, les calcaires cristallins de la région de Ponor n'en ont pas moins une étendue régulière. A l'W de Rembești, on les rencontre en bancs de plusieurs mètres d'épaisseur. Dans la Valea Geogelului, entre Crucilești et Cristești, ils apparaissent en bancs intercalés dans la série des schistes cristallins. On peut voir les premiers affleurements à la limite des conglomérats aptiens. Du village de Geogel ils s'étendent à travers Dealul Trifei jusqu'à la Valea Mogoșului. On observe encore au voisinage du moulin d'Oncești un banc de calcaire cristallin à gros grains et à trémolite. Dans sa partie E, le Dealul Arsurile contient trois bancs de calcaires cristallins subordonnés aux schistes cristallins. Deux de ces bancs, situés dans la partie W, se réunissent pour constituer une bande

Institutul Geologic al României

plus large dans la Valea Mogoșului, au S de Petrușești. Les calcaires cristallins de Valea Ascunsă, tout comme ceux de la région de Ponor, correspondent à la série des schistes quartzeux, micacés, grenatifères.

Des ription pétrographique. Les calcaires cristallins se ressemblant généralement beaucoup, il nous est impossible de distinguer des types pour chaque zone. On peut cependant remarquer que dans la partie W de la crête du Trăscău dominent les calcaires cristallins à gros grain, caractérisés par la présence de la muscovite et de la biotite, minéraux témoins d'un métamorphisme plus accentué que celui des calcaires sur la pente orientale des Monts du Trăscău.

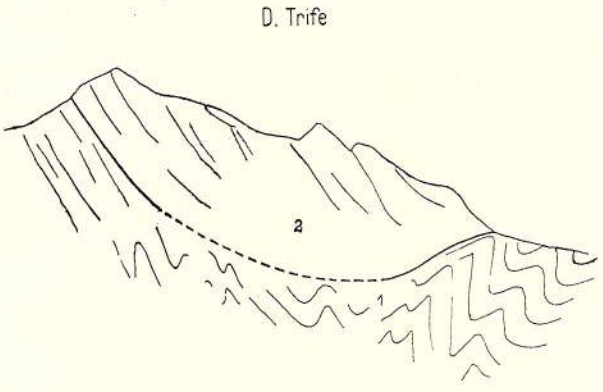


Fig. 2. — Contact disharmonique entre les calcaires (2) et les schistes (1) cristallins. (Échelle 1 : 2.500).

Les calcaires cristallins ont une structure granoblastique plus ou moins homéoblastique. La texture parallèle prédomine et elle est mise en évidence parfois par la présence de lamelles de muscovite ou de biotite. Quand les micas font défaut, la texture apparaît non orientée. Les calcaires cristallins sont constitués en majeure partie par de petits grains de calcite maclée polysynthétiquement et présentant des couleurs de polychroïsme sur la portion où les lamelles de macle se chevauchent. Les grains de calcite mesurent de 0,1 mm à 1 mm.

Les calcaires cristallins à grain plus grand se trouvent sur le flanc W de la crête du Trăscău et dans la région de Ponor. Les calcaires cristallins à petit grain apparaissent généralement dans la partie E de la crête du Trăscău.

Outre la calcite, on constate aussi parfois dans les calcaires cristallins la présence de grains de quartz aux contours incomplets et à extinction onduleuse (Colțanele, Valea Ascunsă, Colții Pleșii). La proportion des grains de quartz, généralement plus petits que les grains de calcite qui mesurent 0,04 mm, est de 2 à 6%. D'autres fois on remarque la présence de feldspaths ou de séricite et, au contact des grains de calcite, celle aussi de pigments noirs, qui peuvent être des infiltrations limonitiques. Les calcaires cristallins provenant des zones à métamorphisme plus prononcé contiennent encore d'autres minéraux, tels que par exemple la muscovite, la biotite ou la trémolite.

Institutul Geologic al României

Les calcaires cristallins à muscovite et à biotite sont connus à l'W du Dealul Băieșilor. A Căprariu, dans la Valea Mărului (Fig. 3) et dans la Valea Țopului, ils constituent le type commun des calcaires cristallins. Les roches, ordinairement blanches, présentent quelquefois des raies noires provenant de la présence de la biotite sur leurs surfaces de schistosité.

Quand on les examine au microscope, on constate que leur structure est granoblastique-homéoblastique lorsque le quartz fait défaut dans la roche et qu'elle est granoblastique-hétéroblastique quand ce minéral est présent. Par l'accroissement de la teneur en micas, la structure devient granoblastique-lépidoblastique. La texture parallèle est due le plus souvent aux micas et parfois aussi aux grains de quartz allongés. On observe quelquefois une légère orientation des grains de calcite. Les dimensions des grains de calcite, qui forment les trois quarts de la roche, vont de 0,1 à 0,4 mm.

Le quartz présente des formes polygonales à extinction onduleuse. Les grains de quartz sont éparpillés dans la masse de la calcite, et alors ils varient

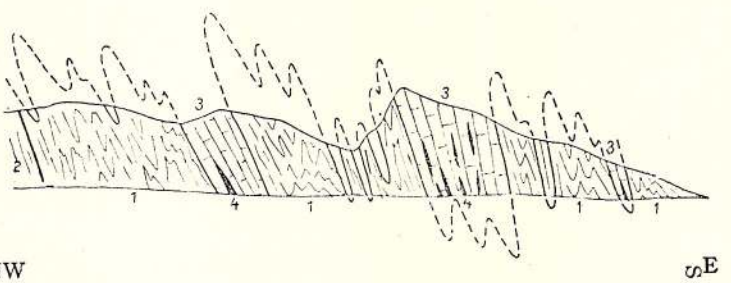


Fig. 3. — Coupe le long de la Valea Mărului. (Échelle 1 : 14.000).

1, schistes cristallins de la zone de Vidolm—Lunca; 2, schistes cristallins de la zone de Vârfuiata; 3, calcaires cristallins; 4, amphibolites.

de 0,02 à 0,2 mm. Les grains se trouvant dans les couches micacées affectent une forme allongée dans le sens de la schistosité.

La muscovite forme des couches courbées d'une épaisseur de 0,1 à 0,3 mm à extinction onduleuse. Les lamelles de mica forment des alignements interrompus et leurs interstices renferment des grains de quartz allongés.

La biotite brune à pléochroïsme ordinaire ($n\alpha$ = jaune paille, $n\gamma$ = brun) se présente sous la forme de lamelles allongées, pliées, isolées et orientées parallèlement parmi les grains de calcite, ou bien associée à la muscovite dans les couches micacées. Les dimensions des lamelles de biotite varient de 0,16 × 0,02 à 0,6 × 0,08 mm.

On rencontre les pigments limonitiques et la magnétite dans les couches micacées.

Institutul Geologic al României

Dans la Valea Mogoşului, au N du village d'Oncești, dans le complexe des schistes cristallins, sont intercalés des bancs de calcaires cristallins à gros grain, blancs et à veines jaunâtres par altération.

Le microscope révèle que leur structure est granoblastique et que leur texture n'est pas orientée. Les grains de calcite maclés polysynthétiquement mesurent de 2 à 4 mm et forment 95% de la masse de la roche. La trémolite blanche ou grise a un pléochroïsme nul, une biréfringence puissante et un angle d'extinction de 15°; le diamètre des grains varie de 0,1 à 0,5 mm.

B) SÉRIE INFÉRIEURE

Les roches de la série inférieure occupent la crête entière du Trăscău, constituant le soubassement des calcaires cristallins. Dans la crête Bedeleu—Râmeți, les schistes cristallins prédominent dans tous les affleurements dont il a été question plus haut. On peut distinguer dans cette série, plus facilement que dans la série supérieure, des zones de métamorphisme de plus en plus accentuées de l'E à l'W. Alors que la partie E des Monts du Trăscău contient des roches appartenant à la série phyllitique, au fur et à mesure qu'on passe vers l'W on rencontre des roches de plus en plus puissamment métamorphisées (schistes quartzeux à chlorite — paraschistes).

1. ZONE DU TRĂSCĂU

La zone du Trăscău englobe toute la bordure E de la zone des schistes cristallins de la crête du Trăscău, ainsi que toutes les bandes de schistes cristallins dans la partie E de la crête Bedeleu—Râmeți. La limite E de la zone correspond à la ligne de contact d'entre la zone des schistes cristallins et des dépôts crétacés. La limite W de la zone du Trăscău commence à la vallée du Trăscău (cote 457) suivant une direction NE-SW, passe par Baia Albă (cote 934), la Valea Urdașului et la cote 961. Les schistes cristallins de l'E de Vârful Sirișului (cote 1234) font eux aussi partie de la zone du Trăscău. Les roches qu'on rencontre dans la zone du Trăscău sont des roches d'épizone.

a) *QUARTZITES NOIRS*

Les quartzites noirs d'une teinte grise tirant sur le vert dans une cassure fraîche, disposés en plaques ou en bancs compacts, sont des roches dures à cassure esquilleuse et présentent un aspect rubanné par suite de l'alternance de couches de quartz blanches et noires. On remarque dans la cassure transversale des lentilles de quartz blanc caractéristiques. Les quartzites

Institutul Geologic al României

noirs sont connus à Țibloc et dans la région de la Valea Inzelului. Dans le voisinage du village d'Izvoarele, les quartzites font défaut quoique nous soyons en pleine zone de phyllites.

On constate au microscope que leur structure est homéo ou hétéroblastique. Quant à la texture, elle est plus ou moins parallèle. Dans le premier cas elle est déterminée par la présence des lamelles de mica, dans le second par l'allongement des grains de quartz.

Le quartz, qui se présente en grains polygonaux, isométriques ou allongés, forme environ 90% de la masse rocheuse. Le plus souvent les bords des grains sont dentelés et l'extinction est plus ou moins onduleuse. Parfois les grains sont irréguliers avec une tendance aux contours simples, à la structure équigranulaire. Dans ce cas l'extinction est presque limpide. Pour les quartzites noirs à structure homéoblastique, le diamètre des grains varie de 0,12 à 0,36 mm, quant aux quartzites à structure hétéroblastique, les grains de quartz mesurent 0,01 mm.

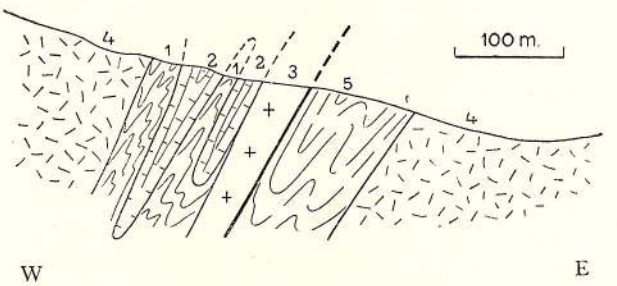


Fig. 4. — Coupe à l'W de la Valea Drăgoiului.

1, schistes cristallins; 2, calcaires cristallins; 3, porphyrites; 4, ophiolites; 5, Valanginien—Hauterivien.

On distingue, dans la masse quartzeuse, des pigments noirs qui abondent dans les couches de quartz à petits grains et sont rares dans celles à gros grains.

La séricite en paillettes, dont les dimensions varient de 0,01 à 0,16 mm, remplit les espaces libres entre les grains de quartz ou bien apparaît sous la forme d'inclusions.

b) *SCHISTES SÉRICITO-CHLORITEUX*

On rencontre les schistes séricito-chloriteux dans toute la zone du Trăscău. Ils constituent la roche prédominante dans la région d'Izvoarele et affleurent sur la route de Cantăș à Stârnina.

La roche, vert-bleu et d'un éclat argenté sur les surfaces de schistosité, est disposée en plaques. On la rencontre sous la forme de blocs parallélipipèdes répandus à la surface du sol. La couleur verte de la roche est déterminée par la présence de la chlorite et l'éclat argenté provient de la présence de la séricite sur les surfaces de schistosité.

Institutul Geologic al României

Le microscope révèle que la structure de la roche est porphyroblastique ou microporphyroblastique. Les porphyroblastes sans propre contour sont composés de quartz et de feldspath en proportions égales. Ils forment 25% de la masse rocheuse et mesurent jusqu'à 0,4 mm. Si la teneur en mica augmente, la structure devient plus ou moins lépidoblastique, et si la teneur en porphyroblastes diminue, la structure devient granoblastique-hétéro-

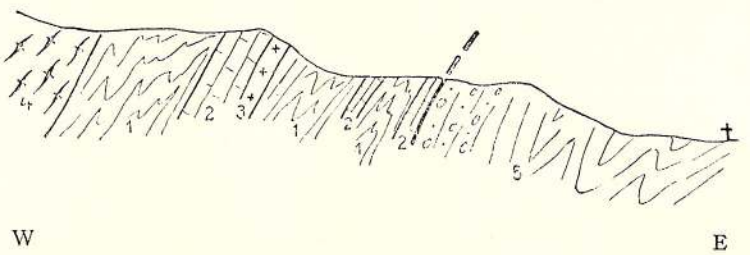


Fig. 5. — Coupe à l'W de Colţii Pleşii. (Échelle 1:2.900).
1, schistes cristallins; 2, calcaires cristallins; 3, porphyrites; 4, ophiolites; 5, Valanginien—Hauterivien.

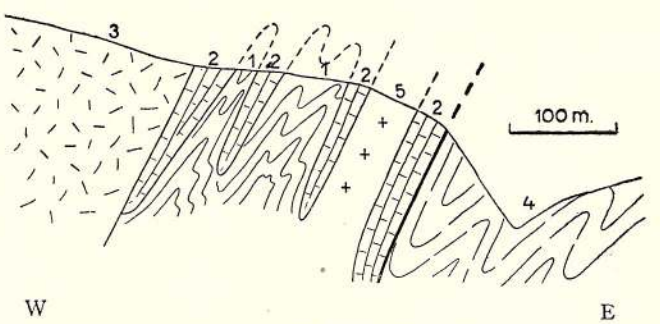


Fig. 6. — Coupe à l'W de la Valea Drăgoiului.
1, schistes cristallins; 2, calcaires cristallins; 3, ophiolites; 4, Valanginien—Hauterivien; 5, porphyrites.

blastique. La texture est schisteuse et lenticulaire. La schistosité est marquée par la présence de lamelles de mica, qui enveloppent les nodules de quartz et de mica ou bien séparent les petites couches de quartz à structure granoblastique. Les lamelles de mica apparaissent soit sous la forme de bandes continues, soit sous celle de feuilles isolées. La schistosité peut encore être déterminée par la forme allongée des grains de quartz.

Au microscope nous avons déterminé la présence dans cette roche des minéraux suivants :

Le quartz constitue près de 75% de la masse rocheuse. Il apparaît sous la forme de porphyroblastes mesurant jusqu'à 0,04 mm en diamètre, sans

Institutul Geologic al României

propre contour et sans extinction onduleuse, ou bien sous la forme de grains isométriques mesurant 0,05 mm en diamètre, polygonaux, souvent allongés et faisant de la sorte mieux ressortir encore la texture parallèle. Les bords dentelés des grains marquent une tendance à la structure equigranulaire. Le quartz ne forme pas des couches continues mais des rangées interrompues de bandes de séricite.

Le feldspath plagioclase (4—8%), maclé ou non maclé, séricitisé, a un contour détritique relicte et le diamètre des grains peut atteindre jusqu'à 0,4 mm. Conjointement avec le quartz, le feldspath donne à la roche sa structure porphyroblastique et sa texture lenticulaire. L'albite apparaît maclée et avec la structure spéciale de « Schachbrettalbit ».

La séricite (5—10%) forme des couches de 0,15 mm d'épaisseur, rapprochées les unes des autres et anastomosées au point de constituer un tissu de micas orientés parallèlement. Les vides entre les couches sont comblés par les grains de quartz allongés et à extinction onduleuse. Les lamelles peuvent atteindre parfois 0,1 mm de longueur, mais habituellement elles ne dépassent pas 0,04 mm.

La chlorite (10—15%) et la séricite, croissent imbriquées et entrelacées dans des couches le long de la schistosité. La chlorite a un polychroïsme vert clair.

La magnétite apparaît sous la forme de grains peu fréquents.

En tant que minéraux accessoires nous trouvons la tourmaline, l'apatite et le zircon.

c) *QUARTZITES ET LENTILLES DE QUARTZ*

On rencontre très souvent, dans les schistes séricito-chloriteux, des lentilles de quartzites mesurant jusqu'à 5 cm de diamètre, enveloppées dans une couche chloriteuse verte aux surfaces luisantes. On distingue dans la cassure de la roche des espaces vides tapissés de pigments limonitiques. Les quartzites apparaissent dans la région de Cantăș (Izvoarele) de Colțești et dans la Valea Inzelului.

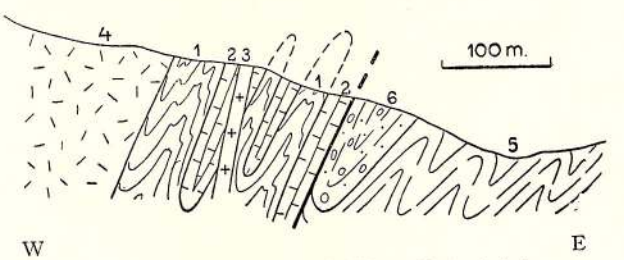


Fig. 7.— Coupe à l'W de Valea Drăgoiului.
1, schistes cristallins; 2, calcaires cristallins; 3, porphyrites; 4, ophiolites; 5, Valanginien - Hauterivien; 6, Aptien.

La structure hétéroblastique de ces quartzites provient de la présence de gros grains de quartz pincés dans une masse quartzeuse fine. Quant à la texture

Institutul Geologic al României

parallèle, elle est due tant à la présence des pailletes de mica orientées dans la masse de quartz, qu'à la présence des gros grains de quartz allongés.

Le quartz forme 90% de la masse rocheuse et se présente en gros grains, légèrement dentelés, à extinction onduleuse, allongés, mesurant de 2 — 2,2 millimètres.

La séricite se trouve en paillettes entassées autour des grains de quartz ou bien associée à la chlorite dans la pâte quartzeuse.

La chlorite se présente presque isotrope (pennine), en bandes, associée à la séricite ou sous la forme de lambeaux entre les grains de quartz.

Le feldspath plagioclase albitique (2%) affecte des formes très irrégulières provoquées par écrasement.

On distingue les pigments limonitiques dans les crevasses, entre les gros grains de quartz ou bien englobés dans la masse quartzeuse fine.

2. ZONE DE VIDOLM-LUNCA

A l'E elle est limitée par la zone du Trăscău, suivant une ligne allant de la vallée du Trăscău à Baia Albă et à Iaru, et à l'W par la zone de Vârfuiata, en direction de Vârful Căprariu—Gura Ocolișului. A l'W et au NW de la crête du Bedeleu, les schistes cristallins appartenant à cette zone peuvent être suivis jusque dans la Valea Mogoșului. Dans la partie S, les schistes cristallins disparaissent à la hauteur du village de Lunca, sous les conglomérats crétacés. Plus au S du village de Lunca, les schistes cristallins apparaissent au milieu des conglomérats, à Podurile, Valea Ascunsă et Curuna. Dans la région de Vidolm, dans les vallées affluentes de l'Arieș, on peut suivre le contact E avec la série phyllitique et le contact W avec la série des paraschistes. Dans la vallée du Vidolm, ou plus précisément dans la portion dite Valea Urdașului, on rencontre les schistes chlorito-sériciteux, qui passent graduellement aux schistes micacés à porphyroblastes de grenat. Le contact avec la série phyllitique se trouve au voisinage des sources de la vallée du Vidolm. De la cote 546 (vallée du Vidolm) au confluent avec la vallée de l'Arieș prédominent les schistes muscovito-biotitiques à grenat. La coupe dans la Valea Ursului, le second affluent principal de l'Arieș dans la région considérée, est importante par le fait qu'elle offre un bon affleurement dans la partie W des schistes cristallins de la crête du Trăscău. C'est ainsi que les schistes cristallins des sources de la Valea Ursului sont représentés par des schistes sériciteux et muscoviteux et dans la majeure partie de la vallée se sont développés les schistes muscovito-biotitiques à porphyroblastes de grenat.

Les schistes cristallins de la Valea Ascunsă commencent à la cote 490

Institutul Geologic al României

et se continuent jusqu'à l'église du village. Au N ils sont coupés par la vallée de l'Arieş, au S ils s'arrêtent immédiatement sur la rive gauche de la Valea Ascunsă.

a) *SCHISTES QUARTZEUX À CHLORITE ET GRENAT*

Ces roches sont connues à Colţanele, Obârşia (Padina), dans la Valea Vidolmului, la Valea Mărului et la Valea Ascunsă. De couleur verte tirant sur le gris, elles contiennent des lentilles de quartz qui contrastent avec le fond foncé de la roche. La roche devient noire par suite de l'apport de substances charbonneuses.

La structure granoblastique-lépidoblastique est déterminée par les grains de quartz et les couches de muscovite. La texture schisteuse et ondulée est mise en évidence par la présence du mica.

Au microscope on décèle la présence des minéraux suivants :

Le quartz forme 75% de la masse rocheuse. Il se présente en grains isométriques aux contours simples, légèrement dentelés et à extinction onduleuse, ou bien il constitue une masse finement quartzeuse sur certaines lignes de broyage.

La muscovite (15%) est plus abondante que la chlorite et apparaît en lamelles mesurant 0,1 mm de longueur, entassées dans les plans de translation, quand la roche est un peu brisée. La muscovite forme de grosses couches parallèles mesurant jusqu'à 2 mm ou bien des rangées continues, interrompues de temps à autre par les grains de quartz. Le tissu de micas renferme des lentilles de quartz. La muscovite montre parfois une tendance à passer aux porphyroblastes, qui sont disposés obliquement sur la schistosité.

La chlorite (10%), produit diaphtoritique de la biotite dont on distingue encore quelques lamelles de couleur olive, est disposée en couches conjointement avec la muscovite.

Le feldspath, un plagioclase acide plus ou moins fortement transformé en un agrégat de séricite, se présente sous la forme de porphyroblastes d'un diamètre de 0,2 mm.

La tourmaline à pléochroïsme gris-vert, blanc ou incolore, apparaît sous la forme de grains mesurant 0,1 mm en diamètre. Elle est fréquente dans les roches d'Obârşia (Vidolm).

On ne rencontre en fait d'apatite que quelques très rares grains.

La substance charbonneuse est associée à la muscovite, à la chlorite et au quartz cataclastique sur les zones de broyage de la roche.

Institutul Geologic al României

b) *SCHISTES QUARTZEUX À MUSCOVITE, CHLORITE ET PORPHYROBLASTES DE GRENAT*

Ces roches, que l'on rencontre à Colțanele, dans la Valea Vidolmului, la Valea Mărului, la Valea Ursului (Fig. 8) et la Valea Ascunsă, sont beaucoup plus fréquentes que celles décrites plus haut. Mégascopiquement, la roche ressemble aux schistes à muscovite et à chlorite, à cette différence près qu'on distingue de gros grains de grenat sur les surfaces de schistosité.

La structure est porphyroblastique et lépidoblastique. Les porphyroblastes sont représentés par des grenats et de la chlorite. La texture est schisteuse plissotée.

Au microscope nous constatons que la roche est composée des minéraux suivants :

Le quartz (55%) se présente en grains légèrement dentelés ou puissamment allongés dans le sens de la schistosité et mesurant 0,4 mm de dia-

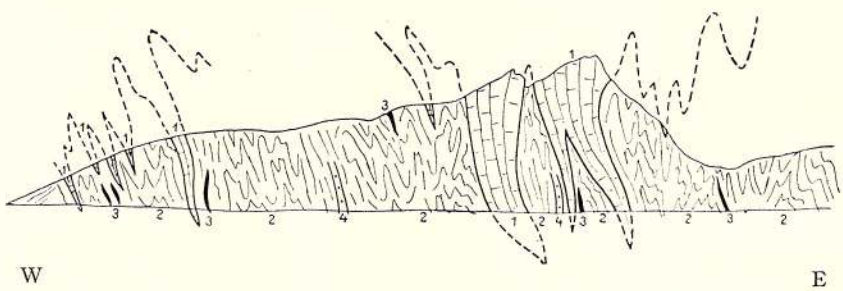


Fig. 8. — Coupe le long de la Valea Ursului. (Échelle 1 : 16.000).
1, calcaires cristallins; 2, schistes cristallins; 3, amphibolites; 4, dacite.

mètre. Sur certaines lignes il nous apparaît comme une masse finement constituée de grains d'un diamètre de 0,02 mm.

La muscovite (20—25%) est disposée en couches parallèles de 2 mm d'épaisseur, qui alternent avec les couches de quartz allongé. Elle prend parfois l'aspect de rangées parallèles et plissées pinçant des rangées de quartz interrompues. Les lamelles de mica enveloppent les porphyroblastes de grenat, mettant en relief la structure porphyroblastique de la roche, ou bien elles se trouvent isolées parmi les grains de quartz. Les porphyroblastes de muscovite sont rares et disposés obliquement sur la schistosité.

La chlorite (8—10%), sous la forme de lamelles irrégulières et criblées d'inclusions de quartz, à polychroïsme vert clair, provient très probablement, par voie de diaphtorèse, du grenat de la biotite dont les contours sont parfois distincts.

Le grenat (2—4%), sous la forme de porphyroblastes hexagonaux, arrondis ou allongés dans le sens de la schistosité, est isotrope. Les gros grains mesurent de 0,2 à 0,6 mm et les petits grains peuvent atteindre 0,04 mm

Institutul Geologic al României

de diamètre. Les porphyroblastes contiennent des inclusions de quartz. Le processus de chloritisation et de limonitisation commence sur les cassures. Le grenat est souvent transformé en chlorite, et dans ce cas les inclusions de quartz sont conservées dans la masse chloritique verdâtre. Le grenat se trouve associé aux couches de muscovite. Sous les pressions subies par les porphyroblastes, il s'est produit un déplacement dans la masse de la roche.

Le feldspath albitique (4%) a un contour détritique et se trouve isolé parmi les grains de quartz.

La tourmaline pléochroïque apparaît seulement en grains isolés.

Les pigments noirs, aux formes allongées, sont disposés parallèlement à la schistosité et se présentent en grains isolés ou associés aux bandes micacées sur certains alignements.

c) *SCHISTES QUARTZEUX MICACÉS À PORPHYROBLASTES DE GRENAT*

Ces schistes se distinguent des autres types de roches dont il a été question jusqu'à présent par le fait qu'ils sont associés à la muscovite et à la biotite. Ce sont les roches qu'on rencontre le plus fréquemment à Baia Albă, dans la Valea Vidolmului, la Valea Ursului, la Valea Mărului, la Valea Ascunsă et dans la région d'Onceşti.

La roche a une teinte verte tirant sur le noir, argentée, avec des scintillements de biotite. Elle est finement schisteuse. Dans la cassure et sur les surfaces de schistosité apparaît le grenat. La roche a soit une structure porphyroblastique, les porphyroblastes étant représentés par la biotite et le grenat, soit une structure lépidoblastique due à la présence des lamelles de mica. On observe parfois aussi une structure granoblastique. La texture est micaschisto-phyllitique.

Au microscope on constate que les grains du quartz (70%) sont plus grands que ceux des types ci-dessus.

La muscovite (6—8%) diminue proportionnellement. Elle se présente ainsi que la biotite, en couches plissées qui s'éteignent par ondulation à cause des micas infléchis.

Après le quartz et la muscovite, la biotite est l'un des principaux minéraux constituants. Elle se présente sous forme de porphyroblastes ou en lamelles associées à la muscovite. Le pléochroïsme est le pléochroïsme ordinaire : $n\alpha$ = jaunâtre, $n\gamma$ = brun. On remarque souvent une chloritisation de la biotite.

Le plagioclase maclé et zoné est rare.

Le grenat (2%) apparaît sous forme de porphyroblastes à contours cristallographiques. Ces porphyroblastes sont parfois si petits qu'on ne peut les observer qu'en sections minces. Le grenat présente un commen-

Institutul Geologic al României

cement de chloritisation sur les cassures ; il est rare qu'il soit complètement chloritisé, et dans ce cas les inclusions de quartz du grenat primaire sont conservées dans la masse chloritique.

La magnétite se trouve dans cette roche en quantité bien moindre que dans les schistes quartzeux dépourvus de biotite.

L'apatite, tout aussi fréquente que dans les types de roches ci-dessus, a des grains de dimensions un peu supérieures.

La tourmaline brune se présente en gros grains.

La substance graphiteuse, sous forme de poudre ou de grains, est répandue uniformément dans la masse de la roche.

d) *QUARTZITES À BIOTITE*

Dans la région de Ponor, à la partie supérieure des schistes micacés-grenatifères, se trouvent les quartzites à biotite, que l'on ne rencontre fréquemment que sur les crêtes. Ils n'apparaissent pas dans la Valea Mogoșului et dans la Valea Geoagiului. L. R. VON TELEGD les a décrits ici sous le nom de schistes graphiteux. On rencontre aussi les quartzites à biotite dans la crête du Trăscău, mais ils n'y sont pas développés d'une manière aussi typique que dans la région du Ponor.

La roche, d'une teinte gris-vert ou noire, avec l'éclat caractéristique que cause la présence de la biotite sur les faces de schistosité, est compacte et stratifiée. La stratification est due à l'alternance des couches de quartz blanc avec celles de quartz noir. Les lentilles de quartz recristallisé donnent à la roche un aspect caractéristique dans la cassure transversale.

La structure est granoblastique-hétéroblastique et plus rarement homéoblastique, par suite de la présence, dans un cas comme dans l'autre, des grains de quartz. La texture parallèle est déterminée par les lamelles de mica et l'allongement du quartz.

Examinée au microscope, la roche contient les minéraux suivants :

Le quartz (80%) se présente en grains polygonaux, isométriques, aux bords légèrement dentelés et à extinction roulante. On distingue dans la masse rocheuse la présence de couches de quartz à gros grains, dont les dimensions varient de 0,4 à 1,6 mm, dépourvus de pigments noirs, ainsi que des couches à petits grains allongés (0,2 mm de diamètre), riches en pigments noirs.

On peut voir la biotite (5%), brune, au pléochroïsme $n\alpha$ = jaune paille, $n\gamma$ = brun foncé, sous la forme de porphyroblastes ou de lamelles disposées en bandes interrompues et parallèles qui traversent la roche.

Les pigments noirs (10%) sont fréquents dans les couches de quartz aux grains allongés. Leur présence confère à la roche un aspect rubanné.

On rencontre la séricite en paillettes mêlées parmi les grains de quartz, et l'apatite en grains rares et isolés dans la masse rocheuse.

Institutul Geologic al României

e) *AMPHIBOLITES*

Les amphibolites de la crête du Trăscău apparaissent dans la zone de Vidolm—Lunca et celle de Vârfuiata, mais sont inconnues dans la série phyllitique du Trăscău. Elles sont intercalées en concordance dans les schistes cristallins soit comme simples lentilles, soit en bancs plus ou moins développés. Dans les schistes cristallins, les lentilles d'amphibolites ne peuvent guère être facilement suivies, surtout dans les régions recouvertes de prairies et de forêts. Tel est le cas de la région située immédiatement au S du village de Vidolm. La longueur des bancs varie de 50 à 100 m et leur épaisseur de 1 à 20 m. On rencontre dans les calcaires cristallins de Dealul Băeșilor, dans l'affleurement du Pârâul Colților, de courtes lentilles d'amphibolites rangées le long des bancs de calcaires. On les trouve aussi au N de la région, sur le sentier de la cote 981, entre Culmea Pleașa et Dealul Băeșilor. Les affleurements les plus à l'E se trouvent près de la limite W des phyllites sur la route Drumul Băeșilor (au N de la cote 662), à Baia Albă et à Dealul cu Brazdă. À Groapa lui Ieremia ils alternent avec les bancs de calcaires cristallins. Entre Culmea Băeșilor et la vallée de l'Arieș, on observe la présence des lentilles d'amphibolites à Vârful Stânei, à Corbul, au NW de Vârful Cosașului, dans la Valea Vârtopului et dans les calcaires cristallins de Lespezi (Fig. 9). Près du village de Vidolm, sur la rive droite de l'Arieș, les affleurements d'amphibolites sont très restreints. Cela tient d'une part à la couche du sol et à la végétation, qui empêchent les observations, d'autre part au fait que les amphibolites sont elles-mêmes plus faiblement représentées.

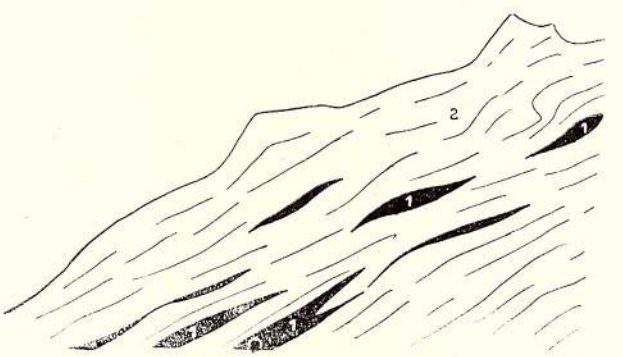


Fig. 9. — Coupe de détail à Lespezile. (Échelle 1:4.000).
1, amphibolites; 2, calcaires cristallins.

Dans la région du Ponor on les trouve à Curuna et à Onceşti. Les amphibolites d'Onceşti, quoique plus rares, sont disposées plus régulièrement en directions parallèles. Elles affleurent dans la Valea Geogelului, peuvent être suivies à Dealul Arsurile et se prolongent jusque dans la Valea Mogoșului. Dans la Valea Geogelului, les amphibolites traversent en concordance les schistes cristallins sous la forme de lentilles et de bandes d'une longueur de plusieurs dizaines ou centaines de mètres. Dans la Valea

Institutul Geologic al României

Mogoşului, à l'E d'Oncești, se développent cinq bandes d'amphibolites découvertes par des torrents sur une assez grande distance.

Au microscope on décèle la présence des types d'amphibolites suivants :

Amphibolites à plagioclases. Les amphibolites à plagioclases sont les roches les plus fréquentes dans les zones de Vidolm—Lunca et Vârfuiata et dans la région des schistes cristallins d'Oncești.

La roche vert-noir se présente comme une masse d'amphiboles à reflet soyeux, orientées ou non orientées, dans laquelle les feldspaths apparaissent sous la forme de bandes blanchâtres, surtout sur les faces d'altération. La roche est schisteuse dans la cassure, étant formée d'une alternance de couches d'une teinte noir-vert, due à la présence de la hornblende, et de couches blanchâtres composées de feldspath et de quartz.

Les taches rouilleuses sur les surfaces de schistosité et les stries rouilleuses sur les cassures ne représentent autre chose que le minerai altéré.

La structure de la roche est diorito-gabbroïde. La texture divergente rappelle la texture ophitique-diabasique.

Le plagioclase maclé, à structure zonaire et à inclusions de hornblende aciculaire et de séricite, a crû conjointement avec les porphyroblastes d'amphibole. Les espaces entre les amphiboles peuvent également être comblés par des plagioclases granoblastiques (Vârfuiata) associés à des nodules de quartz. Le plagioclase, généralement frais, est un oligoclase-andésin. La dimension des grains est de 1 mm × 0,24 mm. La teneur en plagioclases varie de 10 à 40%.

La hornblende (50—60%), noir-vert, présente rarement des inclusions de quartz. Les éléments atteignent jusqu'à 1,8 mm en longueur. La hornblende est plus ou moins idiomorphe et apparaît en formes prismatiques, orientés ou non orientés, aux bords déchiquetés. La hornblende est fraîche ou transformée en biotite et en chlorite. D'après le pléochroïsme on peut distinguer deux variétés de hornblende : la hornblende commune et la hornblende actinolitique.

La hornblende commune à pléochroïsme puissant ($n\alpha$ = vert-brun, $n\beta$ = vert, $n\gamma$ = vert-bleu) manque ordinairement d'inclusions et a une extinction variant de 12 à 22°. Elle est parfois associée à la biotite.

La hornblende verte actinolitique, à auréoles pléochroïques, généralement sans inclusions, se présente en grands cristaux aux contours réguliers. Ses extrémités finissent en faisceaux frangés laissant entre eux des interstices remplis de feldspath. Le pléochroïsme est peu prononcé ($n\alpha$ = vert-bleu, $n\gamma$ = verdâtre).

Dans la région de Vârfuiata, la hornblende passe fréquemment à la biotite et plus rarement à la chlorite.

Institutul Geologic al României

Le quartz (2%), en grains isométriques, aux contours simples, est associé au plagioclase qui remplit les intervalles entre les amphiboles.

On rencontre les minéraux de la série zoïsite-épidote en cristaux prismatiques, presque isotropes, aux couleurs de polarisation très basses (grisâtres ou bleuâtres), ou bien en petits cristaux allongés aux couleurs de polarisation plus lumineuses.

En fait de minéraux accessoires on trouve surtout la titanite, en grains isolés ou en plages, et aussi l'apatite.

Les minerais de fer (0,5%) sont limonitisés.

Amphibolites à grenat. Les lentilles d'amphibolites à grenat sont moins répandues que les amphibolites à plagioclase. Outre la hornblende et le plagioclase, qui constituent leurs éléments principaux, ces roches contiennent aussi le grenat.

L'amphibolite à grenat est une roche vert-noir stratifiée, à grains de grenat rouge (2 mm de diamètre) dans un tissu de hornblende prismatique, allongée et de plagioclases.

La structure, généralement granoblastique mais parfois aussi diablastique, est due à la présence de la hornblende et des plagioclases. La texture est schisteuse lenticulaire ou noduleuse par suite de la présence des porphyroblastes de grenat.

Le grenat (5—20%) est incolore ou rose pâle et présente en section des contours rectangulaires, rhomboédriques, hexagonaux et souvent arrondis. Le grenat se trouve isolé dans la masse rocheuse ou bien groupé plus particulièrement dans les plages de plagioclase. L'altération du grenat commence aux cassures et à partir de la périphérie. Parfois les parties fraîches se trouvent seulement à l'intérieur, d'autres fois le grenat peut être complètement transformé. Les formes arrondies et déchiquetées prédominent. Les petits grains mesurent de 0,04 à 0,2 mm en diamètre et les gros grains peuvent atteindre un diamètre de plusieurs mm.

La hornblende verte, actinolitique, prismatique-allongée, parfois maclée, a un pléochroïsme bleu-vert et un aspect pœcilitique, surtout dans le centre. Elle forme 40 à 60% de la masse rocheuse.

Les plagioclases maclés (30—55%) sont séricitisés et ont des inclusions de hornblende prismatique (0,04 mm en diamètre), de grenat et de séricite.

La biotite brune, en lamelles rares, peut constituer jusqu'à 5% de la masse de la roche.

Le quartz, en grains isométriques aux contours simples, limpide sans extinction onduleuse, se trouve dans des nodules et mesure 0,1 mm de diamètre.

En fait de minerais de fer (4%) on rencontre la titanite, l'hématite, la limonite et la magnétite en bâtonnets orientés.

Institutul Geologic al României

Amphibolites à biotite. Dans la partie N de la région, ces roches ne sont connues que dans les zones de Vârfuiata—Lunca et de Vidolm ; dans la région du Ponor on les trouve à Curuna et dans la Valea Mogoșului.

Les amphibolites à biotite sont noir-vert, à nodules ou bandes blanches dans la cassure, rouilleuses sur les surfaces exposées et à reflets de mica sur les surfaces de schistosité.

Cette roche schisteuse, à biotite sur les surfaces de schistosité, se distingue des autres amphibolites par le fait que la biotite devient l'un des éléments principaux, pouvant atteindre une proportion de 20%. D'après la structure nous pouvons distinguer deux types d'amphibolites à biotite. Le premier type possède une structure granoblastique due à la présence de la hornblende et des plagioclases ; la biotite est disposée soit régulièrement, soit sous la forme de lames discontinues. Le second type résulte du type précédent à la suite d'un processus de biotitisation de la hornblende.

L'amphibolite à biotite est formée de hornblende verte, actinolitique, sans contours cristallographiques bien définis.

Le plagioclase (55%) maclé et séricitisé contient 15 à 20% d'An.

La hornblende verte, actinolitique, fortement pléochroïque, forme 40% de la masse rocheuse.

La biotite, à pléochroïsme puissant ($n\alpha$ = jaunâtre, $n\gamma$ = brun foncé) et à auréoles pléochroïques, est répartie uniformément ou bien entassée dans certaines régions. Elle forme le plus souvent des couches alternant avec les couches de feldspath. La biotite provient de la hornblende à la suite d'un processus de biotitisation qui commence aux clivages et à partir de la périphérie. La biotite passe à son tour à la chlorite.

On rencontre le quartz, en petites quantités, dans les couches de feldspath et en inclusions à l'intérieur des amphiboles.

La chlorite, en grains isolés, résulte de la transformation de la biotite.

La titanite (2%), sous la forme de grains entassés irrégulièrement ou bien rangés selon les plans de schistosité, est également séparée de la hornblende.

En fait de minéraux accessoires on trouve : la magnétite, l'apatite et l'épidote.

3. ZONE DE VÂRFUIATA

a) *PARASCHISTES*

Nous décrirons, sous la dénomination de paraschistes, une série de roches dont la composition et la structure varient graduellement sur le terrain au point de rendre impossible toute démarcation entre elles. On constate parmi les divers paraschistes des transitions insensibles d'un type à l'autre.

Institutul Geologic al României

De la variation des quantités de quartz, feldspath et mica résultent les types de roches suivants : des paraschistes riches ou pauvres en mica, en majeure partie grenatifères, des micaschistes, des micaschistes à grenat et des quartzites.

Les paraschistes occupent la partie W de la zone des schistes cristallins des Monts du Trăscău, de la confluence de la vallée de l'Ocoliș à la crête Vârfuiata. A Gura Ocolișului, les paraschistes traversent la vallée de l'Arieș.

Les paraschistes, d'une teinte gris-vert due à la présence de la chlorite diaphtoritique, parfois aussi brune par altération, sont des roches schisteuses et puissamment plissées. Ces roches sont fortement micacées ; on y observe la muscovite et la biotite sous la forme d'écailles sur les surfaces de schistosité. On distingue, dans la cassure, des lentilles de quartz, des nodules de feldspath et des micas en couches. Sur les surfaces de schistosité, elles ont un aspect noduleux ou plan. Dans la cassure transversale apparaît la structure lenticulaire ou schisteuse. Les paraschistes sont traversés par des gneiss d'injection et des amphibolites d'origine diorito-gabbroïde. Ils sont recouverts par des bandes de calcaires cristallins à muscovite et à biotite.

La structure des roches varie selon leur composition minérale. Dans les types de roches à porphyroblastes on peut distinguer une structure hétéroblastique. Dans ce cas on peut aussi parler d'une structure superposée pœciloblastique due à la présence des plagioclases criblés par des grains de quartz. Pour les paraschistes micacés, la structure devient homéoblastique par suite de la diminution du nombre des grains de feldspath. Les types fortement micacés présentent une structure lépidoblastique due à la présence des lames de mica orientées parallèlement et disposées en couches.

La texture peut être lenticulaire schisteuse, quand la roche présente des lentilles de quartz ou des porphyroblastes de plagioclase, ou bien noduleuse lorsque les couches micacées entourent les nodules de plagioclase et les lentilles de quartz. Ce sont les paraschistes micacés qui affectent la texture schisteuse.

Le microscope révèle que les paraschistes sont composés des minéraux suivants :

Le quartz, de forme polygonale-isométrique ou allongée, forme des rangées parallèles avec les couches micacées ou bien des lentilles traversant ces couches. Les grains allongés ont l'extinction roulante. Lorsque les grains ont une structure équigranulaire, l'extinction est faiblement prononcée ou fait même totalement défaut. Les grains de quartz contiennent des inclusions de mica et des grains de minerai.

Les plagioclases sont représentés par des porphyroblastes rares.

La biotite, brune ou rougeâtre, à pléochroïsme $n\alpha$ = jaune-paille, $n\gamma$ = brun-rouge, parfois chloritisée, contient ordinairement des auréoles polychroïques.

Institutul Geologic al României

On rencontre la biotite sous forme de lamelles dans des couches parallèles, faiblement ondulées ou brusquement infléchies, en association avec la muscovite et la chlorite ou en lames tabulaires, planes ou infléchies, inclinées dans la direction des couches micacées. La quantité de biotite varie de 8 à 10%.

La muscovite, née conjointement avec les minéraux micacés, est reconnaissable d'après les reflets argentés sur les surfaces de schistosité de la roche.

La chlorite, qui est un produit diaphtoritique, formée au détriment de la biotite, contient des auréoles polychroïques et des grains de minerai.

Le grenat, sous la forme de porphyroblastes aux contours hexagonaux, rhomboédriques et arrondis, se présente compact ou à inclusions de quartz et de mica. Le phénomène de chloritisation commence à l'extérieur et sur les cassures, et bien souvent le grenat est complètement remplacé par la chlorite. De 2 à 6% dans certaines sections, le grenat peut atteindre jusqu'à 8%.

Le minerai noir est répandu parmi les autres minéraux.

En fait de minéraux secondaires nous mentionnerons l'apatite, le zircon, la magnétite et les substances graphiteuses.

b) *GNEISS D'INJECTION*

Les gneiss d'injection apparaissent en lentilles de plusieurs décimètres dans la série des paraschistes dont on ne peut les séparer. On les rencontre dans la vallée de l'Arieș, près du confluent de la vallée de l'Ocoliș et d'ici au N, vers Vârfuiata.

La zone de Vârfuiata, large d'environ 500 m, est caractérisée par la présence des pararoches injectées de gneiss glandulaire. On n'observe le gneiss d'injection ni dans la zone de Trăscău, ni dans le cristallin de la région d'Oncești.

La roche vert-noir, à nombreux reflets de mica, à aspect glandulaire dû à la présence des « yeux » de feldspath et des lentilles de quartz, est relativement compacte. A la surface du sol elle est éparpillée sous forme de blocs.

Le microscope révèle que le gneiss d'injection possède une structure granoblastique et une texture lenticulaire déterminée par la présence de porphyroblastes d'orthose ou d'agrégats lenticulaire de quartz. Outre la texture oculaire, la roche présente aussi une texture parallèle rubannée due à l'alternance du feldspath et du quartz.

Les feldspaths potassiques sont l'orthose et le microcline. L'orthose est tantôt limpide, tantôt légèrement troublée, avec des inclusions de séricite, et se présente sous la forme de grands porphyroblastes ou de grains isométriques dans des bandes de quartz. Le microcline, à maclation

Institutul Geologic al României

caractéristique, renferme des grains de quartz et des lamelles de biotite brune. Le plagioclase maclé, isométrique, trouble, riche en séricite, est un oligoclase.

On rencontre le quartz en grains allongés, faiblement dentelés et à extinction onduleuse, soit dans des couches, soit sous la forme de porphyroblastes avec des inclusions de biotite brune et des grains de zircon.

La biotite à pléochroïsme puissant ($n\alpha$ = jaunâtre, $n\gamma$ = brun foncé), parfois chloritisée, à auréoles pléochroïques, se présente sous la forme d'écailles entre les grains de quartz et de feldspath ou sous celle de lamelles formant des couches en association avec la muscovite. Les couches micacées alternent avec les couches de quartz et entourent les porphyroblastes de feldspath, quartz et grenat.

La séricite apparaît comme minéral d'altération des feldspaths.

On rencontre le grenat, aux contours incomplets, sous la forme de porphyroblastes broyés, avec des inclusions de biotite brune de quartz et de muscovite ayant subi un commencement de biotitisation sur les cassures. Les porphyroblastes inclus dans les couches micacées présentent des déplacements résultant de la rotation provoquée par les pressions.

L'apatite apparaît en gros grains isolés.

En fait de minéraux accessoires nous mentionnerons le zircon et le diopside.

La magnétite se présente sous la forme de grains et de bâtonnets associés aux couches de biotite.

Les minéraux principaux se trouvent dans les proportions suivantes : feldspath 40%, quartz 25%, mica 25—30%, grenat 4%.

D'après sa composition minéralogique, le gneiss d'injection de Vârfuiata est un gneiss à deux micas et à porphyroblastes de grenat. La biotite de ce gneiss est parfois remplacée par la chlorite.

II. ROCHES SÉDIMENTAIRES

1. PERMIEN

Dans la zone des schistes cristallins des Monts du Trăscău, nous avons observé une série de roches sédimentaires faiblement métamorphisées auxquelles, par analogie avec les dépôts des Monts du Bihor, nous avons attribué l'âge permien. Comme dans les Monts du Trăscău les dépôts permiens sont très faiblement répartis, ils ne se prêtent guère à une étude détaillée.

Dans l'éperon de schistes cristallins de la région Ouașul—Pietricelele (au N d'Izvoarele), nous avons observé en fait de dépôts : une brèche, un conglomérat quartzeux, des schistes noirs graphiteux et des quartzites noirs.

Institutul Geologic al României

A Râpa Costița existe un conglomérat quartzeux, auquel succède une brèche composée de fragments de schistes cristallins affectant des formes rectangulaires, triangulaires ou polygonales, mesurant de 2 à 4 cm et dont les plus grands peuvent atteindre de 15 à 20 cm. Par altération, cette brèche prend une patine rouilleuse. Dans la masse de la brèche sont intercalés des schistes quartzeux, graphiteux, noirs, à reflet caractéristique, qui renferment des blocs quartzeux de 10 cm de diamètre.

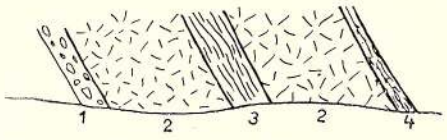


Fig. 10. — Coupe de détail le long du ravin Râpa Costiței, au nord d'Izvoarele.

1, conglomérat quartzeux; 2, brèche; 3, schistes graphiteux; 4, quartzites noirs.

Dans la partie supérieure de la rivière Râpa Costița se trouvent des quartzites noirs, compacts, massifs, constitués par une alternance de couches blanches et de couches noires.

Sur l'Ouaș, les conglomérats bréchoux se présentent sous la forme de blocs se prolongeant jusqu'à Obârșia.

Dans la région de Cantăș et à « La Hospea » on ne trouve que des conglomérats quartzeux.

2. TRIAS

Dans les ouvrages parus jusqu'ici il a été souvent question des calcaires triasiques des Monts du Trăscău, mais aucun auteur n'a encore produit des arguments d'ordre paléontologique susceptibles de prouver l'âge triasique de ces calcaires.

Chaque fois que les géologues hongrois cherchaient à établir l'âge des éruptions dans les Monts du Trăscău, ils invoquaient l'existence des calcaires triasiques. La présence des blocs de calcaires triasiques était considérée nécessaire à la détermination de l'âge triasique des éruptions.

L. KOBER, dans son ouvrage « Das alpine Europa », rappelle la présence du calcaire de Hallstatt à Cheile Turdei. Sa collection du laboratoire de géologie à l'université de Vienne contient un échantillon de calcaire rouge considérée comme l'équivalent du calcaire de Hallstatt. C'est sur la présence de ce calcaire, trouvé dans la Valea Hesdatelor, au contact entre les calcaires tithoniques et les roches éruptives, que KOBER s'est basé pour affirmer l'existence de la Nappe austro-alpine supérieure.

Les calcaires rouges, massifs ou brécheux, sont fréquents dans les Monts du Trăscău mais ne recèlent jamais de fossiles. Ils peuvent tout aussi bien représenter des calcaires de la base du Tithonique.

Bref, l'existence du Trias, nécessaire aussi bien pour établir l'âge des diabases et des mélaphyres des Monts du Trăscău que pour justifier l'existence d'une grande unité tectonique, n'est nullement prouvée au point de vue paléontologique.

Institutul Geologic al României

En ce qui concerne la répartition du Trias des Monts Apuseni, nous constatons qu'il fait défaut dans les Monts du Trăscău, mais que l'on rencontre toutes les séries de dépôts triasiques dans les Monts du Bihor (77). Le Trias n'est pas non plus connu dans les Monts Métallifères. Les dépôts triasiques n'existent pas non plus dans les régions relativement tranquilles des massifs anciens, autochtones, ou dans les régions tourmentées tectoniquement, qui eussent assuré une meilleure possibilité de conservation. Les lambeaux de laminage pincés le long des lignes d'écailles ou de dislocations importantes auraient pu échapper plus facilement à l'érosion. Dans les Monts du Bihor, le Trias est mieux développé, étant représenté par des dépôts de géosynclinal.

Ces distinctions géologiques ont déterminé KOBER (38) à séparer la zone de Turda de celle du Bihor. Alors que la première appartient aux Centralides et représente selon l'auteur la zone de racine de la Nappe austro-alpine supérieure, la zone du Bihor présente des caractères de « Zwischengebirge ».

Quant à la paléogéographie du Trias des Monts Apuseni, on peut affirmer qu'au Trias les Monts du Trăscău et les Monts Métallifères correspondaient à la limite du géosynclinal, où le dépôt aurait été fait d'une façon discontinue, puisque la limite du géosynclinal enregistrait les variations de profondeur et les lacunes de sédimentation. Les dépôts triasiques qui se sont déposés dans de pareilles conditions ont pu être facilement érodés durant les périodes d'exondation.

Contrairement aux Monts du Bihor, les Monts du Trăscău et les Monts Métallifères ont été recouverts par la transgression du Jurassique supérieur. A partir du Callovien, la partie E des Monts Apuseni fonctionne comme géosynclinal, s'enfonçant de plus en plus au fur et à mesure que nous nous approchons du commencement du Crétacé inférieur.

3. JURASSIQUE

a) *CALLOVIEN*

Aucun des anciens auteurs n'a reconnu le Callovien dans les Monts du Trăscău. Dans la littérature géologique sur les Monts Métallifères, nous trouvons cependant des données relatives à la présence du Callovien dans la région située immédiatement au S de la Valea Mânăstirei.

C'est ainsi que FR. HERBICH mentionne dans les conglomérats néocomiens un bloc de calcaire oolithique remanié, trouvé entre les villages de Cricău et de Tibru. Il a déterminé dans ce bloc la présence des Céphalopodes suivants :

Nautilus Mojsisovicsi NEUM.
Phylloceras Kudernatschi HAU.
» *Hommairei* d'ORB. (= *Ph. Demidoffi* ROUSS).

Institutul Geologic al României

Lythoceras adeloides KUD.
Oppelia fusca QU.
Peltoceras athleta PHILL.
Ancyloceras annulatum d'ORB.

Comparant cette faune à celle des Couches de Klauss, HERBICH atribue à ces calcaires l'âge Bradford-Callovien.

L. R. VON TELEGD ne cite pas dans ses travaux la présence des calcaires à silex dans les Monts du Trăscău.

E. VADÁSZ (111) attribue une importance particulière aux calcaires à silex. Les ayant reconnus dans les Monts Métallifères, il les décrit sous la forme d'inclusions dans la masse des porphyrites. Se fondant sur leurs caractères pétrographiques et sur leur aspect en coupes minces, VADÁSZ compare les calcaires à silex des Monts Métallifères aux calcaires doggériens de Hăghimaşul Mare. L. KOBER s'est servi de cette analogie pour définir les caractères de la Nappe austro-alpine supérieure.

Sur le flanc E de la zone des schistes cristallins de la crête du Trăscău et à la base des calcaires tithoniques de la crête Bedeleu—Râmeți, on rencontre de nombreux bancs de calcaires blancs tirant sur le gris, à lentilles ou bandes de silex. Les levers mettent en évidence le caractère unitaire de ces calcaires qui se distinguent aussi bien des calcaires tithoniques que des calcaires néocomiens. Ces calcaires ont été attribués par nous au Callovien, en raison de leur situation stratigraphique, des données paléontologiques connues jusqu'à présent et de leur analogie avec les dépôts du Banat.

Le Callovien des Monts du Trăscău occupe toujours une position inférieure à celle des calcaires tithoniques de la crête Bedeleu—Râmeți. Ce fait constitue une preuve de l'âge ante-tithonique des calcaires à silex.

Les bancs de calcaires à silex sont fréquents dans la zone des schistes cristallins de la crête du Trăscău et y apparaissent sous la forme de lames intercalées dans la masse des ophiolites et des porphyrites. Dans le Banat, on connaît de pareils calcaires et de telles marnes bitumineuses à silex qui, vu la présence de l'espèce *Macrocephalites macrocephalus*, ont été attribués au Callovien.

Dans une autre hypothèse, les calcaires à silex pourraient être crétacés inférieurs, mais on ne les rencontre jamais dans la zone du Crétacé inférieur. Nous ne pouvons admettre l'existence de deux facies différents du Crétacé inférieur à une aussi faible distance l'un de l'autre.

Dans les Monts du Trăscău, le Callovien est bien développé dans la crête du Trăscău comme dans celle de Bedeleu—Râmeți.

Les calcaires à silex sont les roches les plus fréquentes. Outre les calcaires à silex le Callovien est composé de conglomérats calcaires, de calcaires organogènes et de brèches volcaniques.

Institutul Geologic al României

Nous commencerons par décrire les calcaires à silex. Ces calcaires à silex gris-noir sur cassure fraîche, à bandes, lentilles ou nodules de silex, comprennent un matériel détrique très réduit. On décèle au microscope la présence de grains de quartz et de séricite dont les dimensions ne dépassent pas 0,01 mm. Le plus souvent le calcaire est pur. La structure se présente finement organogène. La texture est légèrement amigdaloïde par suite de la présence des Radiolaires allongés par aplatissement. Les substances charbonneuses impriment à la roche une teinte foncée.

En fait d'organismes on distingue des Radiolaires et des Spongiaires.

Les Radiolaires affectent des formes sphériques et ont généralement conservé leurs épines. Le contour circulaire est simple ou légèrement amigdaloïde. Le réseau se trouve soit à l'intérieur du squelette, soit isolé dans la masse rocheuse sous la forme de lambeaux relativement grands. A l'intérieur, ces Radiolaires sont comblés de carbonates de calcium et exceptionnellement aussi de quartz. Les dimensions des Radiolaires varient de 0,01 à 0,02 mm. En tant que formes déterminables on trouve les genres suivantes : *Coenosphaera*, *Phoediscida* et *Stichocapsa*.

Les spicules de Spongiaires sont bien plus fréquents que les squelettes de Radiolaires et se présentent en partie calcifiés. Le diamètre des sections circulaires mesure 0,004 mm et la longueur des spicules atteint 0,01 mm.

On peut attribuer l'origine des couches de silex à la silice provenant des spicules de Spongiaires et, dans une proportion moindre, aux squelettes des Radiolaires. Les calcaires à silex sont toujours riches en Spongiaires. La silice des spicules s'est accumulée dans certaines parties, déterminant de la sorte l'aspect rubanné ou glandulaire des calcaires. Nous ferons remarquer l'absence des intercalations de silex dans les calcaires organogènes dépourvus de spicules de Spongiaires (Obârșia).

Les calcaires organogènes sont connus à Obârșia, dans la Valea Pleșoarei et à Pe Răgoaze.

La roche, gris-jaune à la surface, gris-noir sur la cassure fraîche, rugueuse au toucher sur les surfaces exposées, avec des points vert-noir dus à la présence des éléments détritiques (porphyrites, schistes cristallins) et des organismes, est disposée en bancs de 6 à 8 cm d'épaisseur et quelques rares fois aussi en plaques de 2 à 4 cm d'épaisseur. Les calcaires contenant des éléments détritiques fréquents s'altèrent plus facilement. Par la multiplication des éléments détritiques, la roche passe à un grès calcaire grossier (Valea Pleșoarei).

En coupes minces, ces calcaires révèlent une structure organogène ou bien psammitique lorsque les éléments détritiques forment la majeure partie de la roche.

En fait d'éléments détritiques on observe des phénoéléments de feldspath plagioclase maclé polysynthétiquement, du quartz aux contours détritiques,

Institutul Geologic al României

des lambeaux de chlorite, de la muscovite, de la biotite brune, des éléments d'ophiolite, des schistes quartzeux et des phyllites.

En fait d'organismes nous distinguons des Foraminifères (*Textularia*, *Lagena*, *Miliolides*), des squelettes sphériques de Radiolaires, des spicules de Spongiaires, des fragments d'Echinides avec la structure réticulaire caractéristique, des Bryozoaires et de nombreux fragments de coquilles de Lamellibranches (Pl. I, fig. 1). Les restes organiques sont enfermés dans un ciment calcaire recristallisé en partie.

On ne rencontre les conglomérats calcaires, formés de blocs de schistes cristallins, de porphyrites et de calcaires rouges, qu'à Pe Răgoaze.

Il en va de même de la brèche volcanique, qu'on ne trouve qu'à Pe Răgoaze, au voisinage des calcaires tithoniques. La roche, de couleur jaune-rouille et d'aspect spongieux, est rugueuse au toucher. Sur la surface on observe la présence d'éléments de schistes cristallins (schistes quartzeux noirs, schistes sériciteux, schistes chloriteux) ne dépassant pas un centimètre de diamètre.

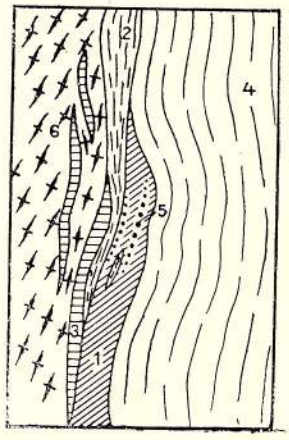


Fig. 11. — Esquisse géologique de la Valea Drăgoiului (Échelle 1 : 10.000).

1, schistes cristallins; 2, calcaires cristallins; 3, Callovien; 4, Valanginien-Hauterivien; 5, porphyrites; 6, ophiolites.

On rencontre le Callovien dans les zones des schistes cristallins, à la base des calcaires tithoniques de la crête Bedeleu—Râmeți et dans la zone des klippes tithoniques.

Sur la crête du Trăscău, à Fundoaia, le Callovien se présente sous la forme de bancs de calcaires d'environ 10 m d'épaisseur, lesquels se répètent de 8 à 10 fois et alternent avec des dolérites et de porphyrites. Au N de la Valea Muntelui, le Callovien n'apparaît qu'en blocs isolés dans la masse des porphyrites. Les bancs de calcaires de Fundoaia se prolongent vers Obârșia, traversent la Valea Pleșoarei et viennent aboutir avec leur extrémité Sud à la Valea Pietrei. Tous les affleurements de silex mentionnés jusqu'à présent sont situés sur le soubassement des schistes cristallins de la crête du Trăscău.

Dans la crête du Bedeleu, le Callovien se développe sur un échelon SW et se présente normalement, étant supporté par les schistes cristallins et recouverts par les calcaires tithoniques. Les calcaires à silex y ont la même largeur zonale et les mêmes rapports d'alternance avec les roches éruptives.

Par l'immersion axiale des plissements vers le S, on observe la disparition du Callovien de Fundoaia, en même temps que celle de la zone des schistes

Institutul Geologic al României

cristallins de la crête du Trăscău, et sa réapparition dans la crête du Bedeleu.

Dans la crête du Râmeți, le Callovien n'est connu qu'à la base des calcaires tithoniques de la zone principale.

Dans la zone d'écailles Valea Inzelului—Valea Uzii, le Callovien manque, mais on le retrouve par contre à la base des klippes de Cheile Aiudului et de Pleașa Râmețului.

b) *KIMERIDGIEN*

Bien qu'on connaisse des fossiles kimeridgiens dans les Monts du Trăscău, il n'est guère possible de séparer les calcaires tithoniques des calcaires kimeridgiens à cause de leur ressemblance pétrographique.

De la faune extrêmement rare des calcaires, nous citerons les trois espèces d'Ammonites des environs du village de Rimetea déterminées par HERBICH :

Oppelia cf. *compsa* OPP.
Phylloceras tortisulcatum d'ORB.
Phylloceras polyolcum BEN.

c) *TITHONIQUE*

Historique. HAUER et STACHE ont été les premiers à reconnaître l'âge jurassique des calcaires de Turda et des Monts du Trăscău. Dans la région de Turda, ces auteurs ne connaissaient que des restes indéterminables de Coraux et une dent de *Sphaerodus* appartenant à la collection du pharmacien G. WOLFF. L'âge des calcaires des Monts Métallifères a été déterminé sur des bases paléontologique par FR. HERBICH, qui a étudié la faune de Gastéropodes de Piatra Cetei (24).

Dans son étude sur la région de Turda, A. KOCH (40) a mentionné la présence des dents de *Sphaerodus maximus* WAGNER déjà connues de HAUER et STACHE, et, partant de ce fait, a comparé les calcaires de Turda aux calcaires de Kelheim.

Lors de levers détaillés effectués dans les Monts de Trăscău, L. R. VON TELEGD (85-86) a collectionné et déterminé dans plusieurs points une faune importante.

UHLIG (110) s'est livré à des investigations sur les calcaires tithoniques dans les Monts Métallifères en vue de résoudre le rôle tectonique des « klippes ».

K. MÜCKE (58) a cité quelques fossiles des blocs tithoniques dans la région d'Abrud.

E. VADÁSZ (111) a été le premier à avoir examiné en coupes minces les calcaires tithoniques des Monts Métallifères.

Institutul Geologic al României

L'âge tithonique des calcaires a donc été reconnu dès le commencement des recherches géologiques dans la région considérée, vu que le facies récifal du Tithonique est très étendu et facilement reconnaissable.

C'est à Fr. Herbich que nous sommes redevables de la première étude paléontologique sur les zones de klippes des Monts Métallifères. Ayant trouvé à Piatra Cetei une faune de Gastéropodes extrêmement abondante, il y a déterminé plusieurs espèces nouvelles. Herbich a également établi des comparaisons entre la faune de Piatra Cetei et les autres faunes jurassiques connues, aboutissant à la conclusion que les formes de Piatra Cetei correspondent en tant qu'âge aux Couches de Stramberg. Selon lui, les Nérinéides appartiendraient au Tithonique inférieur et 10 espèces seulement seraient connues dans le Tithonique supérieur. Il n'a pas trouvé de formes plus anciennes ou plus récentes que le Tithonique. Dans le même ouvrage, Herbich cite quelques fossiles recueillis dans les calcaires tithoniques de la région étudiée par nous. C'est ainsi qu'à Dealul Mare (Cacova) il indique les formes suivantes :

Nerinea plassenensis Peters
» *Strambergensis* P.

A Dealul Sârbu, dans la klippe de Bolovan :

Nerinea elongata Voltz
» *cerebriplicata* Zitt.

A Datele :

Itieria Staszycii Zeuschn.
» *pigmaea* Zitt.
Ptygmatis pseudo-Bruntrutana Gem.
» *carpatica* Zeuschn.
Nerinea Lorioli Zitt.
» *cerebriplicata* Zitt.
» *Zeuschneri* Pet.
» *Hoheneggeri* Pet.
Cryptoplocus consobrinus Zitt.
Diceras arietinum Lam.

Par ses recherches au N de Piatra Cetei, L. R. von Telegd a complété plus tard la liste des formes tithoniques. C'est ainsi qu'à Piatra Mică a Trăscăului il a trouvé *Rhabdophyllia* sp. et à Piatra Secuiului *Terebratula formosa* Suess. Dans les calcaires de Dealul Mare (88) il mentionne :

Ptygmatis carpatica Zeuschn (?).
Nerinea Hoheneggeri Pet (?).
Cerithium Hoheneggeri Zitt (?).
cf. *Cerithium confrater* Zitt (?).

Institutul Geologic al României

Dans la région de Brădești, L. R. von Telegd cite :

Belemnites sp.
Diceras sp.
Turbo sp.
Cerithium sp.
Nerinea aff. *Mariae* d'Orb.
» cf. *Lorioli* Zitt.
Cryptoplocus succedens Zitt.

Au SSE de la cote 1066 de Vârful Muntelui :

Itieria cf. *obtusiceps* Zitt.
Ptygmatis carpatica Zeuschn. sp.,
Nerinea cf. *dilatata* d'Orb.

Dans les calcaires de Grozești :

Diceras sp.
Pecten sp.
Ostrea sp.
Pachyrisma Beaumonti Zeusch. (?)
Nerinea Lorioli Zitt.
» cf. *cylindrica* Voltz.

E. Vadász a également trouvé à Piatra Cetei les formes suivantes :

Lytoceras municipale Opp.
Terebratula sp.
Terebratulina sp.

Caractères lithologiques et paléontologiques. Le Tithonique des Monts du Trăscău est représenté en majeure partie par des calcaires gris ou gris-noir disposés en bancs massifs ou stratifiés (Piatra Calului, Datele, Curuna, Cheia), avec des veines d'altération jaune-rouge et un aspect laiteux à la surface lorsqu'ils sont fossilifères. Les restes organiques apparaissent en relief et sont englobés dans la masse calcaire, de sorte qu'il est difficile de les détacher. Les masses de calcaires tithoniques présentent de beaux phénomènes karstiques (lapiés, grottes, cours souterrains, dolines).

Parmi les calcaires tithoniques on distingue des calcaires zoogènes appartenant au facies calcaire récifal. Les calcaires zoogènes récifaux ont de nombreux restes organiques agglutinés par un ciment calcaire recristallisé. Ils sont bien développés dans la crête Bedeleu—Râmeți. D'après leur structure nous pouvons distinguer des calcaires oolithiques, des calcaires organogènes et des calcaires coralligènes.

Les calcaires oolithiques, blancs, sont composés d'éléments à structure fibro-concentrique. Les oolithes, sphériques ou légèrement déformés et, ne s'atteignent ni ne se pénètrent réciproquement. Le noyau

Institutul Geologic al României

oolithique, qui est grand, indique parfois de faibles contours d'organismes. Les couches concentriques plus lumineuses alternent avec les couches grises. Le diamètre des éléments varie de 0,1 à 1 mm. Dans le ciment cristallisé on observe, outre des oolithes, de nombreuses sections organiques. Les calcaires oolithiques de Prislop sont dépourvus de restes organiques, alors que les calcaires du NW de Rimetea contiennent de nombreuses sections de Miliolides. (Pl. I, fig. 2).



Fig. 12. — Calcaires tithoniques à Nerinea. Datele.

Les calcaires organogènes sont d'un blanc laiteux, principalement sur les surfaces où apparaissent en relief de nombreuses coquilles de *Nerinea* et de *Diceras*. A Datele, les blocs les plus fossilifères sont formés de calcaires grumeleux.

La structure zoogène provient des restes organiques roulés et génériquement indéterminables, ainsi que de nombreux Foraminifères. Les restes organiques ont des contours arrondis et sombres et sont remplis de calcite. Ces calcaires contiennent de nombreux fragments de Lamellibranches et de Gastéropodes, de même que des restes à structure organique nette, quoique indéterminables. Le ciment est recristallisé et unit les fragments d'organismes roulés de tailles différentes.

Parmi les Foraminifères on reconnaît, par ordre d'importance, des Miliolidés, des Textularidés et des Nodosaridés.

Institutul Geologic al României

On constate au microscope que les Miliolides deviennent de plus en plus foncés à mesure que le nombre des loges augmente. On rencontre aussi les Miliolides dans les calcaires oolithiques, mais ils sont caractéristiques des calcaires zoogènes. En coupe mince on distingue les trois formes suivantes :

Biloculina, d'une forme ovale allongée, qui présente, sur un fond foncé, des plages lumineuses longitudinales qui diminuent vers l'intérieur et représentent les loges disposées à raison de deux par tour.

Triloculina, la forme la plus fréquente, a un contour triangulaire et les loges ovales inscrites concentriquement à raison de trois par tour.

Quinqueloculina est rare. Elle a un contour pentagonal. On distingue sur le fond obscur de la section des bandes lumineuses qui représentent les loges, à raison de cinq par tour.

Les Textularidés sont elles aussi fréquentes dans les calcaires organogènes. Elles ont une forme triangulaire haute *(Textularia)* ou basse *(Bigenerina)*. En sections, on distingue les deux séries de loges superposées.

Les Nodosaridés ont une forme triangulaire allongée et, contrairement aux Textularidés, sont formées d'une rangée de cellules superposées.

Outre les Foraminifères, on rencontre dans les calcaires organogènes des fragments de Bryozoaires et de Coralliaires. Dans la section d'un bloc de calcaire provenant de Colțul Murgului, nous avons pu déterminer le coralliaire *Milleporidium Remesi* STEIN., connu dans les calcaires de Stramberg.

On rencontre les calcaires coralligènes au NW de Rimetea et à Datele. En coupe mince on distingue facilement les polypiers d'après la disposition radiaire des septes. On rencontre les Coralliaires soit isolément, soit en colonies plus ou moins ramifiés. Le ciment cristallisé englobe les sections de Coraux et de Foraminifères (Miliolides).

Calcaires à oncoïdes[1]). Les calcaires tithoniques de Rimetea—Izvoarele et ceux de la région Colțul Murgului—Valea Inzelului comprennent des éléments conglomératiques, étrangers au Jurassique supérieur. Nous avons dénommé ces calcaires, calcaires à oncoïdes [1]).

A Cantăș (Colțești), Pietricelele (Colțești), Cetatea Trăscăului, Colțul Murgului (Fig. 13) et Vârful Buteanului, les éléments étrangers isolés dans la masse calcaire sont représentés par des quartzites blancs et noirs, faiblement roulés et puissamment crevassés, et par des porphyrites vertes et jaunes mesurant jusqu'à 8 cm en diamètre. A Balascheia, le calcaire tithonique, gris-blanc à la surface, gris-noir dans la cassure fraîche, traversé par de nombreuses diaclases remplies de calcite, contient des éléments quartzeux roulés qui sortent en relief sur les surfaces exposées des calcaires. Les calcaires tithoniques de Colțul Murgului comprennent en fait

[1]) Oncoïdes: fragments de roches préexistantes roulées (A. HEIM).

Institutul Geologic al României

d'éléments étrangers : des roches éruptives, des schistes quartzeux sériciteux et des quartzites. Les éléments cristallins, tout comme les éléments éruptifs, appartiennent au soubassement de la région.

Ayant examiné au microscope un spécimen provenant de Colţul Murgului, nous avons constaté que le ciment recristallisé contient des Foraminifères (Textularidés) et le coralliaire *Milleporidium Remesi* STEIN.

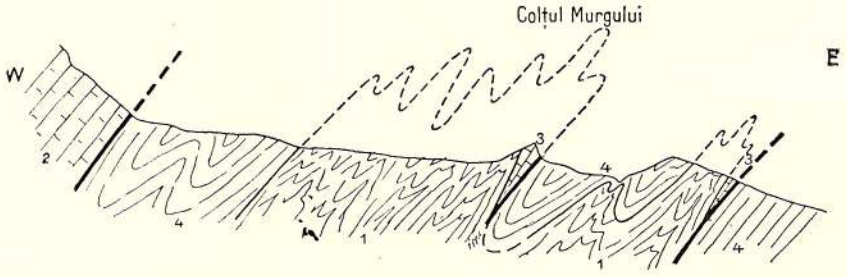


Fig. 13. — Coupe par Colţul Murgului. (Échelle 1 : 32.000).
1, schistes cristallins; 2, calcaires cristallins; 3, Tithonique; 4, Valanginien—Hauterivien.

La présence des éléments éruptifs dans les calcaires jurassiques est un argument en faveur de l'âge antéjurassique des éruptions, mais plaide en même temps contre l'âge crétacé du métamorphisme des schistes cristallins (SZÁDECZKY).

Les calcaires à oncoïdes font partie du Jurassique supérieur et représentent son facies littoral. Ce sont aussi les seuls calcaires en rapport avec le soubassement. Leur présence démontre l'existence de la cordillère du Trăscău dès le Jurassique. Les apparitions des calcaires à oncoïdes sont liées à la série des schistes cristallins des Monts du Trăscău, laquelle a joué le rôle de cordillère depuis le Jurassique supérieur.

En fait de roches détritiques nous n'avons trouvé qu'un grès rougebrique à Gaura Pietrei. Les blocs de grès apparaissent sporadiquement dans la masse des calcaires tithoniques, sans qu'il soit possible de constater leurs rapports avec les calcaires.

Le microscope révèle que la roche est constituée par du quartz (70%) en grains non uniformes, à aspect détritique, à extinction onduleuse. Les cassures de quartz sont remplies de carbonates. Outre le quartz, on trouve aussi des éléments de calcaires (25%) recristallisés.

La muscovite se présente en paillettes rares et la biotite brune seulement sous forme de quelques petites pailletes sur la coupe. La masse du ciment est constituée par des carbonates et des oxydes de fer, qui prêtent à la roche sa teinte.

En résumé, le Tithonique est représenté par le facies littoral-conglomératique de cordillère, et par le facies récifal.

Institutul Geologic al României

Nous n'avons pas essayé de déterminer la faune de mollusques des Monts du Trăscău. Le point fossilifère de Piatra Cetei, qui a formé l'objet des recherches de HERBICH, est situé au S de notre région, aussi n'avons-nous pas eu l'occasion de revoir la faune de Gastéropodes.

Le problème le plus important à résoudre dans les Monts Métallifères et les Monts du Trăscău consiste à distinguer les calcaires jurassiques des

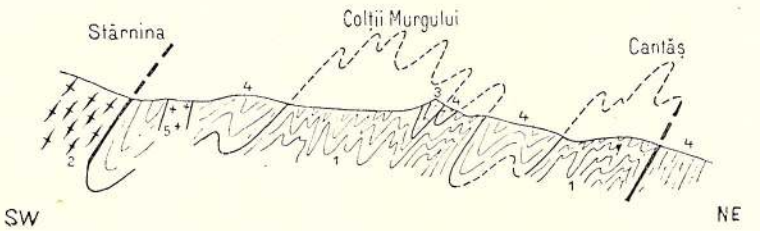


Fig. 14. — Coupe par la région de Stârnina-Cantăș. (Échelle 1 : 18.000).

1, schistes cristallins; 2, ophiolites; 3, Tithonique; 4, Valanginien-Hauterivien; 5, porphyre quartzifère.

calcaires crétacés (8). Nous y sommes parvenu par un examen comparatif de ces deux espèces de calcaires. Nos recherches avaient trait aussi bien à la manière dont ces calcaires se présentaient sur le terrain qu'à leur aspect microscopique. En ce qui concerne le mode d'apparition des calcaires tithoniques, il sied de faire observer leur présence soit dans des zones larges, soit dans des bandes plus ou moins développées. Dans ce dernier cas, on peut confondre les calcaires tithoniques avec les bancs de calcaires intercalés dans le complexe schisteux du Crétacé inférieur. Le plus souvent cependant, les calcaires tithoniques sont en relations avec les ophiolites plus anciens, ce qui n'est pas le cas pour les calcaires crétacés. A l'œil nu, on distingue facilement les calcaires tithoniques des calcaires aptiens grâce à leur couleur blanche tirant sur le gris et à l'uniformité du matériel constitutif. Les calcaires aptiens gris-noir ont de nombreux éléments détritiques apparaissant en relief sur les surfaces exposées. Les caractères microscopiques déterminés sur la base des restes organiques seront plus amplement traités au chapitre Crétacé inférieur.

Outre la microfaune et les mollusques, les calcaires tithoniques contiennent de nombreux restes de Coraux. Il résulte de la détermination des Coraux que nous avons affaire à une faune caractéristique pour les Couches de Stramberg. L'âge tithonique des calcaires est donc confirmé. Les formes de Coralliaires que nous avons pu déterminer sont les suivantes : *Aulastraea Schäferi* OGILVIE ; *Amphiastraea gracilis* KOBY ; *Stylosmilia rugosa* BECKE ; *Montlivaultia* sp. et *Stylina* sp.

Institutul Geologic al României

4. CRÉTACÉ

a) *VALANGINIEN-HAUTERIVIEN (COUCHES À APTYCHUS)*

Synonymie:
FR. HAUER, G. STACHE. Eocen Karpathensandstein (Turda), 1863.
F. HERBICH. Neocom, 1877.
L. ROTH VON TELEGD. Neocom (Mergelschiefer) Unterkreide, 1897-1903.
E. JEKELIUS. Marnes néocomiennes, 1920.
G. MACOVEI. Hauterivien, 1922.
I. P. VOITEȘTI. Marnes à Aptychus (Néocomien), 1929.
MIRCEA ILIE. Valanginien-Hauterivien (Couches à Aptychus), 1930.

Dans leur description de la coupe de Cheile Turdei, HAUER et STACHE ont indiqué la présence des grès et des marnes crétacées, qu'ils ont considérés comme des grès éocènes (Karpathensandstein).

FR. HERBICH (23) a été le premier à déterminer l'âge néocomien des dépôts des Monts du Trăscău, en se basant sur la faune récoltée entre les villages de Rimetea et de Colțești.

L. R. VON TELEGD (85) a décrit comme néocomiens les marnes calcaires et les calcaires marneux de Buiagul (cote 732), de la vallée du Trăscău (cote 457), de Mestecăniș et de la cote 662 au NW de Rimetea, les considérant comme des intercalations dans le complexe de grès et de conglomérats des Monts du Trăscău. Il a comparé les marnes néocomiennes de Datele à celles de Svinița (Banat) et aux dépôts néocomiens de la Serbie. Les fossiles que l'auteur a trouvés à Datele sont les suivants : des impressions de Fucoïdes, un *Belemnites* cf. *pistilliformis* BLAINV. et un *Hoplites* sp. Dans le voisinage du village de Rimetea, il cite les Ammonites suivantes : *Hamites (Ptychoceras)* sp. aff. *Puzosianus* d'ORB. et *Ammonites Astierianus* d'ORB. S'en tenant aux fragments d'un *Hoplites* déterminé d'une façon erronée, L. R. VON TELEGD a considéré les marnes calcaires de Gruiul Roșu comme tithoniques. Se livrant en 1900 à des recherches dans la région de Râmeți, il y constata la présence des calcaires marneux à Gruiul Horghii. Il n'a pas séparé les marnes néocomiennes, mais les a décrites sous la forme d'intercalations dans les grès et les conglomérats aptiens. A Hospea (cote 1000), L. R. VON TELEGD a cité *Aptychus seranonis* COQ. et un fragment de Bélemnite, et à Fruntea Uzii deux Bélemnites.

M. E. JEKELIUS (37) ayant revisé le genre *Hoplites*, déterminé comme tel par L. R. VON TELEGD, mentionne la présence des marnes néocomiennes dans les Monts Apuseni et les compare au point de vue tectonique aux marnes néocomiennes de la région de Brașov.

M. I. P. VOITEȘTI (114) rappelle dans la crête de Turda la présence de marnes grises ou rouge-violet à *Aptychus* (néocomiennes ?), qui participent conjointement avec le Tithonique de la région à la formation de la Nappe bucovinienne (UHLIG).

Institutul Geologic al României

Description pétrographique. Les couches à Aptychus sont représentées en majeure partie par des calcaires marneux gris-vert ou rouge-violet à intercalations faiblement gréseuses. On rencontre parfois à la base de ces calcaires un grès gris conglomératique.

Ce grès conglomératique est composé d'éléments mesurant jusqu'à 5 mm de diamètre, d'éléments de schistes cristallins et de morceaux de calcaires.

Le microscope révèle la présence de quartz détritique sous la forme de petits grains composés ou de granules fins dans les éléments de schistes cristallins. On rencontre la muscovite (5%) sous la forme de lamelles infléchies et de paillettes disséminées dans la masse quartzeuse fine. La biotite se présente sous l'aspect de lamelles brunes. Le feldspath plagioclase maclé et altéré affecte la forme de gros grains détritiques. La teneur en grenat est de 2%.

Les éléments de schistes cristallins ont des formes rectangulaires et sont représentés par des phyllites, des quartzites noirs et des schistes quartzeux à muscovite. Les éléments de calcaire sont amorphes et impurs. Le ciment calcaire comble les interstices entre les éléments de schistes cristallins.

On rencontre, dans le complexe des marnes calcaires, des intercalations de grès calcaires et des grès micacés.

Le grès calcaire, gris-vert sur cassure fraîche, présente des points noirs dus à la présence des éléments mélanocrates. La roche a des diaclases à calcite de dimensions diverses qui lui impriment son aspect caractéristique.

Au microscope on distingue, en fait d'éléments détritiques, du quartz (40%) à extinction onduleuse, en gros grains ou en masse fine, quartzeux. La muscovite se présente en paillettes, la biotite en lamelles ondulées et rares et le feldspath plagioclase apparaît altéré et maclé. Le ciment est calcaire. La calcite secondaire remplit les diaclases.

Le grès micacé gris-vert à diaclases de dimensions variables est également intercalé dans les marnes calcaires. Sur les surfaces des bancs de grès on remarque des traces de vagues. Cette roche est fréquente à Pârâul lui Gheorghiță et à Râpa Ciobănesii (Izvoarele).

L'analyse microscopique du grès révèle la présence de quartz détritique (4%), sérié et roulant, sur certains points sous la forme d'une masse fine ; de muscovite en lamelles isolées dans la masse du ciment ; de grenat en fragments rares, partiellement altéré ; de substance charbonneuse en abondance ; de carbonate de calcium, qui forme le ciment et remplit les diaclases.

La roche la plus fréquente, et qui imprime leur caractère aux Couches à Aptychus, est la marne calcaire gris-vert ou rouge-violet, gris-noir sur cassure fraîche, qui apparaît schisteuse ou sous la forme de bancs compacts de 4 à 8 cm d'épaisseur. La roche est traversée par de fines diaclases qui s'entrecoupent. Elle contient des concrétions limoniteuses, des

Institutul Geologic al României

restes de plantes incarbonisées et de nombreux fragments d'*Aptychus*, d'*Ammonites* et de *Bélemnites*.

Au microscope, on constate que la roche est composée d'une masse de carbonates à rares éléments détritiques, de petites dimensions (0,004 mm), représentés par des grains de quartz et des paillettes de séricite. En fait d'organismes on distingue des Radiolaires sphériques, calcifiés, dont les contours seuls sont conservés, les épines et les réseaux ayant disparu. Sous les nicoles croisés, leur contour s'éteint complètement par suite de la calcification. Les formes sphériques représentent probablement le genre *Cœnosphaera;* le genre *Lithocampe* est une forme rare.

Les spicules de Spongiaires sont rares.

Dans la coupe microscopique pratiquée sur un spécimen provenant d'Obârșia, nous avons trouvé quelques fragments de *Calpionella alpina* LORENZ. Dans les marnes les plus compactes on observe des *Lagena colomi* J. DE LAPP. [1]).

Au NE de Vârful Buteanului, à Calea Rănilor, nous avons trouvé une roche riche en silice, avec de nombreux restes de Radiolaires et de spicules de Spongiaires. La roche, rouge ou verte, est traversée par de fines diaclases remplies de carbonates. La masse de la roche est constituée de silice (40%) et d'oxydes de fer qui donnent à la roche sa couleur rouge. Les éléments détritiques sont le quartz et la séricite. La calcite sert de matériel de remplissage aux Radiolaires et aux diaclases.

Au microscope on constate la présence de Radiolaires et de spicules de Spongiaires.

En coupe, les squelettes de Radiolaires apparaissent circulaires ou ovales ; on distingue parfois leurs épines. Le réseau intérieur est rarement resté conservé. Les Radiolaires sont formés de silice ou calcifiés partiellement. Les formes sphériques représentent le genre *Coenosphaera*. On rencontre également les genres *Lithocampe* et *Trochodiscus*, dont les dimensions varient de 0,03 à 0,01 mm. Sous l'effet des pressions subies, les Radiolaires s'applatissent et deviennent ovales, avec l'axe d'allongement orienté dans le sens de l'applatissement.

Les spicules de Spongiaires sont siliceux. Les sections longitudinales, au canal central visible, sont orientées parallèlement à l'axe d'allongement des Radiolaires. Leurs sections circulaires se distinguent des Radiolaires par leurs dimensions plus réduites.

A Pârâul lui Gheorghiță, au N du village d'Izvoarele, on peut suivre le complexe des Couches à Aptychus et observer les relations entre les divers types de roches constituant ce complexe. A la partie supérieure de la vallée, au voisinage des schistes cristallins, se trouvent les marnes gris-

[1]) Déterminés par M. G. MURGEANU.

Institutul Geologic al României

vert, à aspect schisteux, à diaclases, fortement plissées et avec de faibles intercalations de grès micacés. Viennent ensuite, en bancs mesurant jusqu'à 50 cm d'épaisseur, les grès gris-noir à la surface et gris sur cassure fraîche. Dans les variétés conglomératiques on distingue les éléments quartzeux blancs et noirs dont le diamètre varie de quelques mm à 4 à 6 cm. La muscovite apparaît sur les surfaces de stratification sous la forme de paillettes. Les grès sont traversés par de nombreuses veines de calcite, qui facilitent leur désagrégation.

La partie médiane de la vallée est coupée de grès pleins de concrétions gréseuses et calcaires, dont les débris s'accumulent dans le talweg. Les concrétions gréseuses sont grises ou rouilleuses et affectent l'aspect des concrétions limoniteuses. Leur forme est sphéroïdale (8 à 10 cm en diamètre) ou ellipsoïdale (15 à 20 cm le grand axe). Les concrétions calcaires sont blanchâtres à la surface et grises sur cassure fraîche. Toujours à Pârâul lui Gheorghiță se trouvent de faibles intercalations de calcaires blanchâtres et compacts. Près du village d'Izvoarele apparaît une alternance de marnes et de grès. Les marnes jaune-vert sont rouilleuses quand l'altération se trouve à un état avancé et gris-noir sur cassure fraîche. A Drumul Muntelui, les Couches à Aptychus présentent à la base le grès conglomératique décrit ci-dessus. Ici, tout comme dans le Pârâul lui Gheorghiță, prédominent les marnes gris-vert à cassure esquilleuse. Elles deviennent violacées vers le contact des schistes cristallins. On remarque sur les surfaces exposées la présence de lapiès et de nodules lenticulaires de calcite. Quand les marnes sont schisteuses, elles se détachent en plaques. Vers le village d'Izvoarele se développent les grès micacés, qui correspondent aux grès micacés rencontrés à Pârâul lui Gheorghiță.

A Piatra Târhașului apparaissent des calcaires organogènes blancs, jaunes sur les faces altérées, compacts, disposés en bancs d'un demi-mètre. On rencontre les mêmes calcaires aussi dans la vallée du Bedeleu, sur la rive gauche à Peștera Dumii et sur la rive droite, à Goroniște.

Entre la vallée du Bedeleu et « Drumul Muntelui » se trouvent des calcaires noirs, bitumineux, durs, compacts, avec des miroirs de friction. Dans le Pârâul Soiului apparaissent des marnes noires avec des blocs de calcaires gris, diaclasés. Au lieu dit Alacu affleurent, outre les marnes ordinaires, les grès micacés. On rencontre les mêmes grès au contact avec les schistes cristallins (cote 860) et dans le voisinage de la lame de diabases à la lisière de la forêt. On voit sur la route menant de Dumbrăvița à Bențea, outre des marnes schisteuses communes, des grès et des conglomérats quartzeux. A proximité de la crête Dumbrăvița se développent les marnes ordinaires en alternance avec les grès et les conglomérats de la cote 773, de Vârful Țicului et de Vârful Olanului. A l'E de Vârful Olanului se trouve la limite avec les conglomérats du Flysch crétacé. Les conglomérats et les grès, qui

Institutul Geologic al României

alternent à la partie supéreure des Couches à Aptychus, se distinguent en tant qu'aspect mégascopique des conglomérats aptiens et font partie du complexe des Couches à Aptychus. L'existence des synclinaux de conglomérats aptiens ne semble pas admissible.

Dans le S de la région, les Couches à Aptychus ont un caractère uniforme, étant représentées uniquement par des marnes gris-vert disposées en bancs, lesquelles sont fossilifères aux points dits Hospea et Toplița.

Les marnes grises ou violacées sont généralement schisteuses et fortement plissées, et quant aux fossiles, ils sont puissamment courbés et laminés.

Faune. La faune provenant des Couches à Aptychus appartient au Valanginien Hauterivien et correspond au facies bathyal de la région alpine-méditerranéenne (voir tableau ci-dessous). Les formes les plus fréquentes sont

NOM DES ESPÈCES	Rimetea	Valea Mare	Gruiul Roșu	Datele	Drumul Muntelui	Valea Drăgoiului	Calea Rânilor	La Hospea
Holcostephanus (Astieria) astierianus d'ORB.	+							
H. jeannotti d'ORB.	+							
Hamites (Ptychoceras) sp. aff. *puzosianus* d'ORB.	+							
Hamulina subcylindrica d'ORB.		+						
Hoplites sp.		+		+				
Lissoceras grassianum d'ORB.	+	+						
Phylloceras infundibulum d'ORB.			+					
Phylloceras sp.						+		+
Silesites sp.		+						
Lamellaptychus seranonis d'ORB.			+		+	+	+	+
L. angulicostatus PICTET, LORIOL		+						
L. mortilleti PICTET, LORIOL								
Belemnites (Duvalia) dilatatus BLAINV.						+		
B. (Hibolites) jaculum PHILL. (= *pistilliformis* BLAINV.)				+				
Belemnites sp.		+					+	+

les coquilles d'Aptychus, auxquelles le complexe entier doit sa dénomination. Parmi ces formes, nous avons pu déterminer les espèces suivantes :

Institutul Geologic al României

Lamellaptychus angulicostatus PICT. et LOR.[1]).

(Pl. III, fig. 8).

La coquille affecte la forme d'un triangle allongé, et l'angle décrit par la ligne symphysale avec le côté de la base est un angle droit (90°). Elle présente deux surfaces (a, b) sur deux plans différents ; la surface triangulaire du plan supérieur a la pointe effilée vers le bas. A la partie supérieure, on remarque les stries disposées en angle aigu avec l'ouverture dirigée vers la base. Les stries supérieures sont taillées obliquement par le contour extérieur, qui est presque rectiligne. Les deux surfaces triangulaires se raccordent par une surface courbe, après quoi les stries se moulent en affectant la forme d'un S allongé. Les stries de la surface triangulaire du plan inférieur deviennent de plus en plus fines à mesure qu'elles se rapprochent de la base et sont disposées parallèlement au bord extérieur.

La coquille mesure 30 mm en longueur et la largeur maximum de la surface supérieure est de 7 mm. Quant à la largeur de base, nous n'avons pu la mesurer parce que l'exemplaire était incomplet.

Lamellaptychus seranonis COQ.[1]).

(Pl. III, fig. 6).

C'est la forme la plus fréquente dans les Couches à Aptychus. Ses valves sont triangulaires et moins allongées que chez les *Lamellaptychus angulicostatus*. Le bord symphysal est droit ; le contour extérieur, en forme d'arc de cercle, présente dans la moitié supérieure de la coquille un angle rentrant. La base de la coquille est une ligne droite. Les surfaces triangulaires inégales sont séparées d'une surface courbe. La surface triangulaire (a) est beaucoup plus courte que chez *L. angulicostatus*. Les stries sinueuses suivent la courbure du contour extérieur et la surface médiane courbe. A la partie supérieure de la valve, vers la ligne symphysale, les stries deviennent courbes. Ces stries, qui vers la partie supérieure sont rares et parallèles au bord extérieur, s'entassent vers la base et se rapprochent de l'angle symphysale. La coquille mesure 22 mm en longueur et 8 mm en largeur. Le contour général des formes jeunes tend vers la forme d'un cercle, les stries étant d'une épaisseur égale tandis que les sinuosités sont plus larges. *Lamellaptychus seranonis* est la forme le mieux représentée dans le Valanginien-Hauterivien, contrairement à *L. didayi*, forme fréquente dans les Couches de Sinaia où *L. seranonis* n'a pas été cité jusqu'à présent. *L. seranonis* semble être une forme caractéristique pour le facies des Couches à Aptychus.

[1]) F. J. PICTET et P. DE LORIOL. Description des fossiles contenus dans le terrain néocomien des Voirons. *Paléontologie Suisse*. Deuxième série. Genève 1858.

Institutul Geologic al României

Lamellaptychus mortilleti PICT. et LOR. [1])
(Pl. III, fig. 7).

La valve affecte une forme trapézoïdale, sa base se présente sous la forme d'un demi-cercle et sa partie supérieure est arrondie. Chez cette forme, les stries ne présentent plus sur le bord extérieur un angle rentrant, mais suivent parallèlement le contour extérieur et sont coupées parallèlement par la ligne de base. La forme est relativement rare. Le spécimen provenant de la Valea Drăgoiului mesure 15 mm en longueur et 6 mm en largeur.

Les Bélemnites connues dans notre région sont les suivantes :

Belemnites dilatatus BLAINV.
Belemnites jaculum PHILL. *(=pistilliformis)* BLAINV.

La plupart des Ammonites étant sectionnées, on observe clairement le contour de la coquille et des septes grâce à la présence des raies limoniteuses. Ces formes déterminent le facies bathyal des régions alpines-méditerranéennes. Nous avons recueilli la majeure partie des formes dans la Valea Mare (Izvoarele) et dans Valea Drăgoiului (Vălișoara).

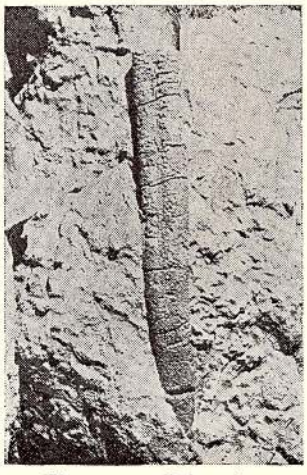


Fig. 15. — *Belemnites jaculum* PHILL.

Hamulina subcylindrica d'ORB. [1])
(Pl. III, fig. 10).

Nous avons recueilli un fragment de cette espèce barrémienne dans la Valea Mare. Ce spécimen mesure 36 mm en longueur, son épaisseur maximum est de 10 mm et son épaisseur minimum de 7 mm. L'angle de croissance de la coquille est de 5° à 6°. La section transversale est presque cylindrique. Les ornementations se réduisent à une série de stries également distantes les unes des autres. La coquille est dépourvue de tubercule ou d'épines. Les stries sont obliques et dirigées vers la partie antérieure de la coquille.

La faune d'Ammonites déterminée jusqu'à présent comprend des formes caractéristiques pour le Valanginien-Hauterivien. Ce sont les suivantes :

Holcostephanus (Astieria) astierianus d'ORB.
» » *jeannoti* d'ORB.
Lissoceras grassianum d'ORB.
Phylloceras infundibulum d'ORB.

[1]) Op. cit.

Institutul Geologic al României

Hamites sp.
Hoplites sp.
Phylloceras sp.
Silesites sp.

L'association d'Ammonites : *Holcostephanus (Astieria) astierianus*, *Holcostephanus (Astieria) jeannoti*, *Lissoceras grassianum* et *Neocomites neocomiensis* est caractéristique pour le Valanginien supérieur.

Des Céphalopodes cités, seuls *Lissoceras grassianum*, *H. (Astieria) astierianus* et *H. (Astieria) jeannoti* sont des formes de passage du Valanginien à l'Hauterivien.

L'espèce *Phylloceras infundibulum*, connue dans l'Hauterivien, est une forme indifférente, pouvant passer aussi au Barrémien.

Des Aptychus, *Lamellaptychus angulicostatus* est une forme caractéristique et répandue dans l'Hauterivien.

Sont également caractéristiques pour l'Hauterivien les Bélemnites suivantes : *Belemnites (Duvalia) dilatatus* BLAINV. de la zone à *Duvalia dilatata*, dans la partie supérieure de l'Hauterivien, et *Belemnites pistilliformis*.

La faune des Couches à Aptychus nous porte donc à conclure en faveur de l'âge valanginien-hauterivien.

Les Couches à Aptychus ressemblent tant au point de vue pétrographique que paléontologique aux dépôts néocomiens des Carpates occidentales et de la Slovaquie centrale (1) (Valanginien-Hauterivien de facies pienninique de transition de la vallée de l'Orava). Ici, le Valanginien-Hauterivien est représenté par des calcaires gris alternant avec des schistes marneux et une faune composée de *Phylloceras infundibulum*, *Lissoceras grassianum*, *Hoplites (Neocomites) neocomiensis*, *Lamellaptychus seranonis*, *Lamellaptychus angulicostatus* et *Duvalia dilatata*. Le Valanginien-Hauterivien dans le facies pienninique typique de la vallée du Vah contient la faune suivante : *Holcostephanus (Astieria) jeannoti*, *Hoplites (Neocomites) neocomiensis* et *Duvalia dilatata*.

Outre la microfaune et les restes de Céphalopodes, on connaît encore dans les Couches à Aptychus les formes suivantes : *Spatangus ?*, *Ostrea macroptera* SOW., *Perna mulleti* DESH., *Inoceramus* cfr. *neocomiensis* d'ORB., *Janira atava* d'ORB. (111) et une dent de Poisson provenant de la Valea Mare.

Extension des Couches à Aptychus. Les Couches à Aptychus atteignent leur maximum de développement au S du village d'Izvoarele, là où la zone s'élargit jusqu'à 1,5 km. Au point dit « Drumul Muntelui », on peut les suivre depuis l'E du contact avec les schistes cristallins de la crête du Bedeleu jusqu'au contact avec les conglomérats aptiens. Au N du village d'Izvoarele, la zone des Couches à Aptychus se décompose en 2 synclinaux : le premier, celui de la Valea Mare, dont l'extrémité N aboutit à Obârșia, est

Institutul Geologic al României

limité à l'W par les calcaires à silex et à l'E par les schistes cristallins de Pietricelele-Ouaşul ; le second synclinal est tout simplement la continuation, vers le N, de la zone principale des Couches à Aptychus chevauchées par les schistes cristallins du flanc E de la crête du Trăscău. La coupe par Culmea Pietricelele (Fig. 16) montre les relations entre les schistes cristallins et les Couches à Aptychus.

Le long de la ligne de chevauchement entre les schistes cristallins et le Mésozoïque, on rencontre les Couches à Aptychus sous la forme d'une bande se rétrécissant de plus en plus vers le N jusqu'à ce qu'elle se réduise à de simples lambeaux de laminage. A Chişcău, les Couches à Aptychus

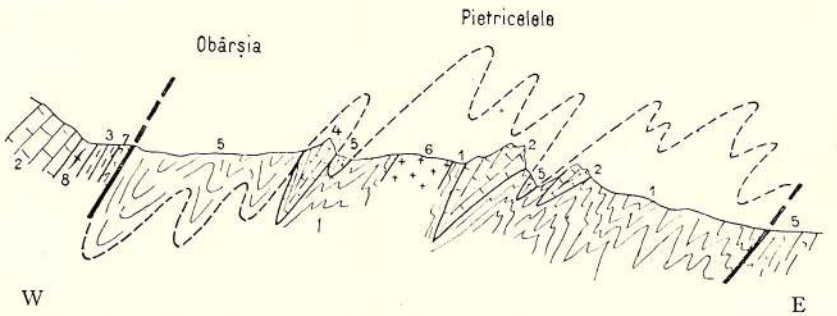


Fig. 16. — Coupe à l'W de Colţeşti. (Échelle 1 : 30.000).

1, schistes cristallins; 2, calcaires cristallins; 3, Callovien; 4, Tithonique; 5, Valanginien-Hauterivien; 6, porphyrites; 7, porphyres quartzifères; 8, ophiolites.

accompagnent les calcaires tithoniques ou envahissent la zone des schistes cristallins sous la forme de lambeaux (entre les cotes 904 et 897). A Piatra Lungă, le Valanginien-Hauterivien entoure les blocs de calcaires tithoniques. On observe les dernières apparitions au N, au coude décrit par la route reliant Rimetea à Lunca et sur la route dite Drumul Băilor, immédiatement au-dessous de la cote 663.

Au S du village d'Izvoarele, entre la Valea Bedeleului et le Pârâul Soiului, les Couches à Aptychus sont pincées dans les schistes cristallins d'Alacu (cote 800). A Gornești, les schistes cristallins séparent les Couches à Aptychus en deux synclinaux : le synclinal Stârnina—Valea Drăgoiului, qui commence à Chicera Christii et s'enfonce au S graduellement jusqu'à ce qu'il disparaisse sous les conglomérats du Flysch crétacé, et le synclinal extérieur, traversé par la Valea Inzelului à la cote 696, lequel entoure les klippes tithoniques de Vârful Buteanului et disparaît au N du village de Balascheia.

A la hauteur du village de Balascheia, la région présente un maximum d'immersion axiale. On n'observe pas ce fait uniquement pour les calcaires tithoniques, mais aussi pour les Couches à Aptychus qui disparaissent sur

Institutul Geologic al României

la ligne de Balascheia. Le village de Valea Inzelului est le point où réapparaissent les zones de Couches à Aptychus. D'ici jusqu'au S, on peut poursuivre les deux synclinaux jusque dans la Valea Mânăstirei. Au S de celle-ci, les Couches à Aptychus disparaissent sous les conglomérats aptiens.

Dans le N de la région étudiée par nous, à Cheile Turdei, les Couches à Aptychus se développent normalement au-dessus des calcaires tithoniques. Dans toute cette région on ne connaît aucun point où ces Couches occupent une position normale par rapport au Tithonique. Les affleurements le plus à l'E qu'on connaisse sont ceux situés à la base des calcaires tithoniques de Datele et de Cheile Aiudului. On ne connaît pas de Couches à Aptychus dans l'axe des anticlinaux de conglomérats crétacés inférieurs de la zone du Flysch.

b) *BARRÉMIEN*

La littérature antérieure à la présente étude ne contient aucune indication précise quant à l'existence du Barrémien. Celui-ci pourrait cependant exister sous la forme de couches de transition que nous trouvons dans la partie supérieure des Couches à Aptychus (Vârful Buteanului, « La Hospea »). *Hamulina subcylindrica* d'ORB. et *Phylloceras infundibulum* d'ORB., trouvé par L. R. VON TELEGD et déterminé comme tel par M. E. JEKELIUS (37), constituent un indice de la présence dudit étage.

Vu l'impossibilité de séparer sur place, avec suffisamment de précision, les Couches à Aptychus de celles du Barrémien, nous avons englobé dans notre carte ces couches dans le complexe des Couches à Aptychus.

c) *APTIEN*

Les dépôts du Flysch crétacé occupent la majeure partie de la région et sont de plus en plus développés à mesure qu'on avance vers le S.

FR. HERBICH a été le premier à reconnaître l'âge néocomien de ces dépôts. L. R. VON TELEGD (85-88) a attribué le même âge à tous les dépôts situés à l'E de Culmea Trăscău—Râmeți. Dans la Valea Rachișului (Poiana) il cite *Orbitolina bulgarica* DESH.

Des preuves paléontologiques indiscutables concernant l'existence du Crétacé inférieur existent cependant dans les Monts Métallifères. C'est ainsi que M. PÁLFY a trouvé *Orbitolina (lenticularis?)* à Muntele Pietricelul. K. PAPP (75) a déterminé, dans les bancs de calcaires intercalés dans les dépôts du Flysch, *Orbitolina lenticularis* BLUM., qu'il a décrite comme étant de petite forme, lenticulaire, conique et mesurant jusqu'à 3 mm en diamètre. K. MÜCKE (58) a lui aussi trouvé dans les calcaires de Valea Cerbului et dans le ruisseau Plaiul de nombreuses *Orbitolina* sp. et *Orbitolina lenticularis*. VADÁSZ (111) a déterminé l'espèce *Orbitolina bulgarica* DESH., trouvée dans un banc de calcaire de la Valea Țelnei.

Institutul Geologic al României

Dans les Monts du Trăscău, nous avons séparé les Couches à Aptychus des dépôts de Flysch, que nous avons attribués à l'Aptien.

L'Aptien est composé, en majeure partie, de conglomérats, de grès et d'argiles.

Les conglomérats occupent presque toute la surface comprise entre la bordure W de la Cuvette transylvaine, la région Culmea Trăscău—Râmeți et la Valea Mânăstirei. On les rencontre généralement autour de l'ancien massif du Trăscău. A partir du bassin du Trăscău, entièrement occupé par des conglomérats, la zone de conglomérats aptiens s'élargit de plus en plus vers le S, atteignant le maximum de développement sur la crête Olteni. D'ici vers le S commencent à apparaître les grès et les argiles bien développés. La bordure W de la crête du Trăscău—Râmeți est flanquée, du N au S, d'une bande étroite de conglomérats aptiens.

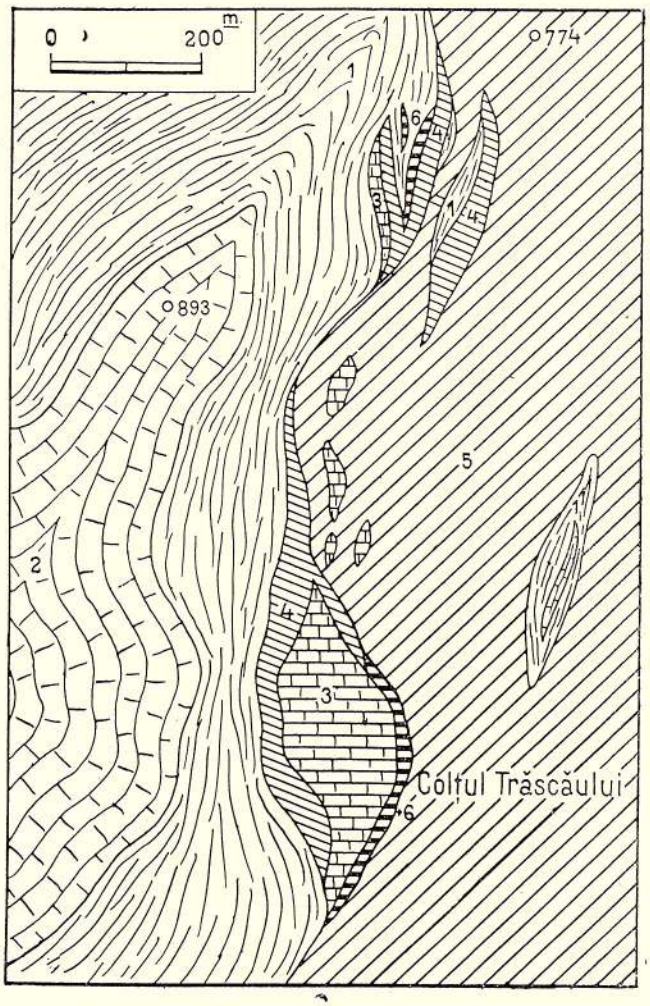


Fig. 17. — Carte géologique des environs du village de Rimetea. 1, schistes cristallins; 2, calcaires cristallins; 3, Tithonique; 4, Valanginien-Hauterivien; 5, Aptien; 6, porphyrites.

Il ne saurait être question ici de faire des séparations dans l'Aptien tel qu'on le fait dans les Carpates orientales, c'est-à-dire de séparer un horizon marneux, un horizon gréseux et un horizon conglomératique.

Institutul Geologic al României

Quoique les conglomérats semblent former un horizon inférieur aux grès, nous constatons cependant, vu les conditions de sédimentation, avoir affaire à un simple changement de facies. Alors qu'en effet, dans le voisinage des anciens massifs, on rencontre uniquement des conglomérats, en pleine zone du Flysch prédominent les grès et les argiles.

Les fossiles étant extrêmement rares, nous nous sommes surtout attaché à l'étude des éléments conglomératiques dont la nature et l'origine pouvaient nous fournir quelques indications sur la répartition des facies en liaison avec le soubassement. Nous décrirons maintenant les principaux affleurements, en commençant par le N.

Dans le bassin du Trăscău, à Gruiul Roșu (Izvoarele), les conglomérats polygènes sont composés d'éléments dont le diamètre varie de quelques mm à 1 m. Les dimensions de la majeure partie des éléments ne dépassent pas celles d'une noix. Par l'altération des conglomérats, le sol prend une teinte rouge, d'où provient le nom populaire de Gruiul Roșu. Le ciment gréseux-calcaire unit les éléments polygènes entre eux ; la masse du ciment s'accroît lorsque les blocs de quartzites deviennent plus fréquents. Par l'altération, le ciment a été détruit et les éléments apparaissent en relief et peuvent être détachés aisément. Les éléments qui s'altèrent les premiers sont les blocs éruptifs et les amphibolites. Dans les grands affleurements, les éléments sont disséminés dans la masse gréseuse désagrégée et rouilleuse. De grandes diaclases à calcite, d'une épaisseur de 6 à 12 cm, traversent la masse des conglomérats dans toutes les directions. Les conglomérats contiennent des intercalations de grès schisteux, gris, micacés, disposés en bancs de 1,5 m d'épaisseur.

Nous distinguons dans la masse des conglomérats de Gruiul Roșu les éléments suivants : des calcaires tithoniques gris, des calcaires cristallins blancs, des calcaires conglomératiques rouges, des quartzites blancs et noirs qui, avec les blocs de calcaires gris, forment la majeure partie de ces éléments, des amphibolites vertes, présentant des taches blanches produites par l'altération des feldspaths, et des schistes amphiboliques. Les fragments de Couches à Aptychus sont rares, et nous n'en avons rencontré qu'à Gruiul Roșu et dans la Valea Inzelului.

En fait d'éléments de roches éruptives, remaniées dans les conglomérats de Gruiul Roșu, nous avons pu distinguer :

Du porphyre quartzifère, gris-blanc, à phénoéléments de quartz et de feldspath rose, qui deviennent verts du fait de leur enrichissement en chlorite.

Du porphyre quartzifère à biotite, rose, à phénoéléments de quartz, feldspath et biotite.

Du porphyre quartzifère à amphiboles, vert-gris, avec des

Institutul Geologic al României

vacuoles provenant du feldspath altéré. Au microscope, on distingue la présence de hornblende commune à structure criblée et on constate que la chlorite, résultée de l'altération de l'élément mélanocrate, conserve souvent le contour de l'élément primaire.

Toutes ces roches éruptives, qui apparaissent sous la forme d'éléments remaniés dans les conglomérats aptiens, appartiennent au soubassement.

Toujours à Gruiul Roşu, nous avons, parmi les éléments conglomératiques, pu déterminer la présence des types de schistes cristallins suivants :

Du schiste quartzifère noir, à aspect schisteux, dur, à cassure esquilleuse et à veines de calcite.

Du schiste quartzifère sériciteux, gris-noir, dur et à reflets de muscovite ;

Du schiste amphibolique, vert-gris, à raies blanches dues à la présence des couches de quartz et de feldspath.

Les schistes cristallins sont généralement représentés par des roches phyllitiques et des roches appartenant à la série grenatifère.

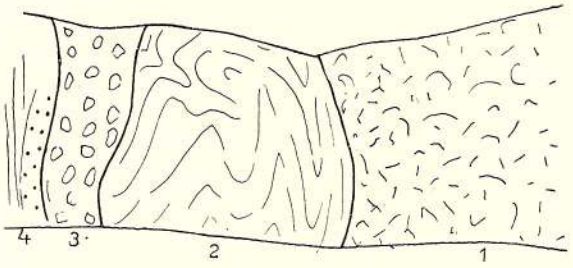


Fig. 18. — Coupe de détail le long de la Valea Rachişului.
1, roches éruptives; 2, schistes argileux aptiens; 3, conglomérats aptiens; 4, grés aptiens. (Échelle 1 : 600).

En fait d'éléments contenus dans les conglomérats, nous avons également trouvé à Gruiul Roşu un bloc de pegmatite à tourmaline.

La Valea Rachişului, qui, dans la partie NW de la région traverse obliquement les conglomérats et les grès transgressifs sur le massif éruptif du Trăscău, constitue elle aussi un point important pour l'étude des éléments conglomératiques.

Les conglomérats gris, rouilleux sur les surfaces exposées, disposés en bancs puissants, peuvent être poursuivis dans le talweg depuis le contact avec l'éruptif jusqu'à la cote 831, d'où les conglomérats passent sur la rive droite de la Valea Rachişului.

Les éléments constitutifs sont les suivants : des calcaires tithoniques blancs et gris, des roches éruptives noires et vertes (diabases et porphyrites), des porphyres quartzifères avec des taches blanches provenant de l'altération du feldspath, rouilleuses sur les surfaces exposées, rarement complètement altérées. Les éléments de ces conglomérats mesurent de 2 à 15 cm en diamètre. Alors que sur la crête du Rachiş les conglomérats sont composés d'éléments éruptifs roulés, englobés dans un abondant ciment gréseux, et de très rares morceaux de

Institutul Geologic al României

calcaires tithoniques, dans la Valea Rachișului les éléments de calcaire tithonique deviennent de plus en plus fréquents, jusqu'à ce qu'ils arrivent, vers le village de Poiana, à prédominer les éléments éruptifs.

Ayant étudié au microscope le matériel entrant dans la composition des conglomérats, nous y avons distingué les types d'éléments éruptifs suivants :

Du porphyre quartzifère rouge à taches vertes. Le quartz de cette roche est corrodé magmatiquement, tandis que le feldspath, très rarement frais, est altéré et transformé en carbonates.

De la porphyrite verte, composée d'une pâte verdâtre contenant des phénoéléments uniformes de feldspath maclé et altéré.

De la diabase et de la diabase à augite d'une teinte noir-vert.

L'ensemble des roches éruptives entrant dans la constitution des conglomérats de la Valea Rachișului est aussi connu dans le soubassement éruptif du Trăscău.

En fait d'éléments conglomératiques on ne rencontre que les types de roches appartenant aux séries d'éruptions anciennes, antéaptiennes. Les roches lamprophyriques qui injectent le Crétacé et les roches daco-andésitiques sont inconnues dans les conglomérats de la Valea Rachișului, et nous ne les avons pas non plus rencontrées ailleurs.

De la cote 381, sur la même Valea Rachișului, vers le village de Poiana, suivent les grès auxquels succède une alternance de grès et d'argiles. Les grès gris-vert ou gris-noir, micacés, rouilleux par altération, à fragments de plantes incarbonisées, hiéroglyphes, traversés par des diaclases, deviennent par endroit conglomératiques, et alors on distingue dans leur masse des fragments de calcaires et de roches éruptives vertes. Ces grès se présentent sous la forme de bancs de 1 à 2 m d'épaisseur ou de plaques de 2 à 10 cm. Quand ils sont calcaires, ils contiennent des Fucoïdes. Les argiles grises, gris-vert, schisteuses, alternent avec les bancs de grès.

Le troisième point caractéristique pour l'étude des éléments conglomératiques est la Valea Inzelului. Les conglomérats sont formés de blocs de calcaires tithoniques blanc-gris, de quartzites blancs ou noirs, de gneiss, granites, micaschistes, amphibolites, roches éruptives vertes ou violettes, diabases et de grands morceaux de Couches à Aptychus. Les éléments peuvent atteindre 1 m de diamètre, mais le plus souvent ils ne dépassent pas 5 cm. Dans la masse des conglomérats sont intercalés des grès disposés en plaques, gris-vert, micacés et avec des traces de vagues. Parmi les éléments conglomératiques, nous avons pu distinguer au microscope les types de schistes cristallins suivants, que nous rencontrons dans la zone des schistes cristallins du Trăscău ;

Institutul Geologic al României

Du schiste quartzeux séricito-chloriteux, à porphyroblastes de grenat gris-vert et à reflets de séricite ;

Du schiste quartzeux micacé, gris-vert, à reflets de mica sur les surfaces de schistosité.

Dans la Valea Mogoşului, à l'E du village de Măneşti, les conglomérats renferment de nombreux éléments de schistes cristallins provenant du noyau cristallin d'Onceşti. La majeure partie des éléments qui composent ces conglomérats mesurent de 3 à 4 dm en diamètre, et quelques-uns peuvent parfois atteindre un volume d'un mètre cube. Les conglomérats sont constitués de calcaires cristallins, de schistes quartzeux à muscovite et à biotite, de schistes amphiboliques et d'amphibolites en gros blocs mesurant jusqu'à un demi-mètre d'épaisseur. Lorsque les éléments de schistes cristallins prédominent, les conglomérats affectent une teinte verte. Dans ces conglomérats apparaissent également de faibles intercalations de grès gris-vert, micacés, calcaires, diaclasés, disposés en bancs d'un décimètre d'épaisseur, ainsi que des intercalations d'argiles rouges schisteuses. Au contact avec les schistes cristallins apparaissent des grès rouges, disposés en bancs de 0,5 m avec des lentilles conglomératiques.

Les grès et les argiles atteignent leur maximum de développement dans la partie S de la région. Ainsi, dans la Valea Mânăstirei, les affleurements sont faits d'une alternance de grès et d'argiles à faibles intercalations conglomératiques.

Les grès gris-noir ou gris-vert sur cassure fraîche, rouilleux sur les surfaces altérées, à lamelles de mica, avec traces de vagues, à fragments de plantes incarbonisées, à grands Fucoïdes, se présentent en couches de 1 à 6 cm d'épaisseur ou en bancs compacts mesurent jusqu'à 4 m de diamètre. Quand les grès deviennent conglomératiques, ils contiennent des éléments verts.

Sur la chaussée départementale Aiud—Abrud, dans le voisinage de la Valea Geogelului, on rencontre ces mêmes grès cendrés, en alternance avec des argiles gris-vert ou rouge-violet, schisteux, en plaques de 2 à 4 cm d'épaisseur ou en bancs compacts, rouilleux à la surface et à cassure régulière. On observe aussi la même alternance de grès et d'argiles dans la partie W de la région, entre la Valea Bucurului, la Valea Mogoşului et Vârful Cioranului.

Calcaires aptiens. Les calcaires aptiens, gris-noir ou rouge-brique, se trouvent sous la forme de bancs intercalés dans les grès et les schistes argileux aptiens. Ils sont plissés, et on peut les poursuivre sur une distance de plusieurs dizaines de mètres.

Leur position stratigraphique et leur aspect mégascopique permettent de les différencier facilement des calcaires jurassiques blancs, qui affleu-

Institutul Geologic al României

rent en zones puissantes ou sous l'aspect de lambeaux importants sur les cotes élevées.

Les calcaires aptiens ont une structure zoogène produite par des débris organiques plus ou moins roulés. En tant qu'organismes déterminables, on constate la présence de Foraminifères et d'Algues calcaires.

Parmi les Foraminifères prédominent les Miliolidés, représentées par les genres *Triloculina* et *Quinqueloculina*, qui se trouvent aussi dans les calcaires tithoniques du même facies zoogène récifal. On rencontre aussi les Rotalides et les Textularidés dans les calcaires aptiens, sans qu'ils aient toutefois un caractère particulier.

Orbitolina est le seul Foraminifère caractéristique. Dans une coupe mince de calcaire aptien on observe la présence de rares sections transversales et de très fréquentes sections circulaires et ovales. Les sections transversales affectent une forme triangulaire (1 : 1 ½ mm) aux angles arrondis. Les sections non-orientées, circulaires ou ovales (1 : 1,6 mm), apparaissent plus sombres et avec le lumen des loges réduit, sur le fond obscur de la coquille. On distingue les espaces lumineux des loges régulièrement superposées.

La présence de l'èspece *Orbitolina lenticularis* BLUM. prouve l'âge aptien des calcaires et des schistes gréseux et argileux situés entre la vallée de l'Arieș et celle de l'Ampoi, qu'UHLIG et L. R. VON TELEGD attribuaient en partie au Crétacé supérieur.

Les Polypiers, les Lamellibranches et les Gastéropodes, tellement fréquents dans les calcaires jurassiques, font défaut dans les calcaires aptiens.

Au microscope, on distingue les algues calcaires facilement d'après la section transversale étoilée. Le centre foncé représente le canal central, et les stries radiaires qui donnent l'aspect étoilé sont elles-mêmes des canaux radiaires. On constate la même disposition des canaux dans les sections longitudinales baculiformes : le canal axial est central, allongé et sombre, tandis que les canaux radiaires apparaissent sur le fond limpide de l'algue. Les algues ont un diamètre de 0,32 mm, alors que l'ouverture du canal central mesure 0,08 mm.

La présence des algues calcaires *(Diplopora)* est liée uniquement à celle des calcaires à *Orbitolina* (8). Les calcaires tithoniques du même facies zoogène ne contiennent pas d'algues calcaires.

Extension de l'Aptien. Les conglomérats aptiens sont bien développés dans le N de la région et aux alentours de Culmea Bedeleu—Râmeți. Dans la partie E des Monts du Trăscău, ils s'étendent jusqu'à la bordure de la Cuvette transylvaine. Le bassin du Trăscău et la région située entre les klippes Piatra Calului—Bolovan sont également occupés par les conglomérats aptiens. Au S de la Valea Neamului la zone des conglomérats disparaît

Institutul Geologic al României

peu à peu, pour ne plus émerger que comme de simples intercalations entre les grès et les argiles. Dans le Dealul Sultanului les grès et les conglomérats sont développés d'une manière presque égale, alors que dans la Valea Mânăstirei affleurent seulement des bandes étroites de conglomérats. Dans la région comprise entre le Dealul Boului—Olteni et la Valea Mânăstirei, nous avons affaire à un engrenage de facies. Les conglomérats y apparaissent sous la forme de bandes étroites dans l'axe des anticlinaux de grès. Nous déduisons du développement maximum des conglomérats dans la région située entre Culmea Trăscău—Bedeleu et le massif éruptif du Trăscău qu'ils sont en liaison avec le substratum. Plus loin vers le S, les conglomérats cèdent la place à l'alternance de grès et d'argiles.

A l'W de Culmea Trăscău—Râmeți, les conglomérats sont représentés plus faiblement. Ils y suivent la partie W des Monts du Trăscău, de Vârfuiata à la Valea Mânăstirei. Entre les villages de Vidolm et de Sălciua de Jos, la vallée de l'Arieș se fraie un cours sinueux dans les conglomérats aptiens. On rencontre également les conglomérats sur le flanc occidental des schistes cristallins d'Oncești. A la limite avec les schistes cristallins du massif du Gilău, leur développement va en décroissant. Dans les régions où le géosynclinal s'ennoie on constate le développement du facies schisteux de l'Aptien, accompagné de bancs calcaires.

En général, les dépôts aptiens sont répandus aussi bien dans la partie E que dans la partie W des Monts du Trăscău.

Dans les Monts Métallifères, les conglomérats se présentent seulement sous la forme de simples intercalations dans le complexe schisteux de l'Aptien.

d) *ASPECTS PALÉOGÉOGRAPHIQUES AU CRÉTACÉ INFÉRIEUR*

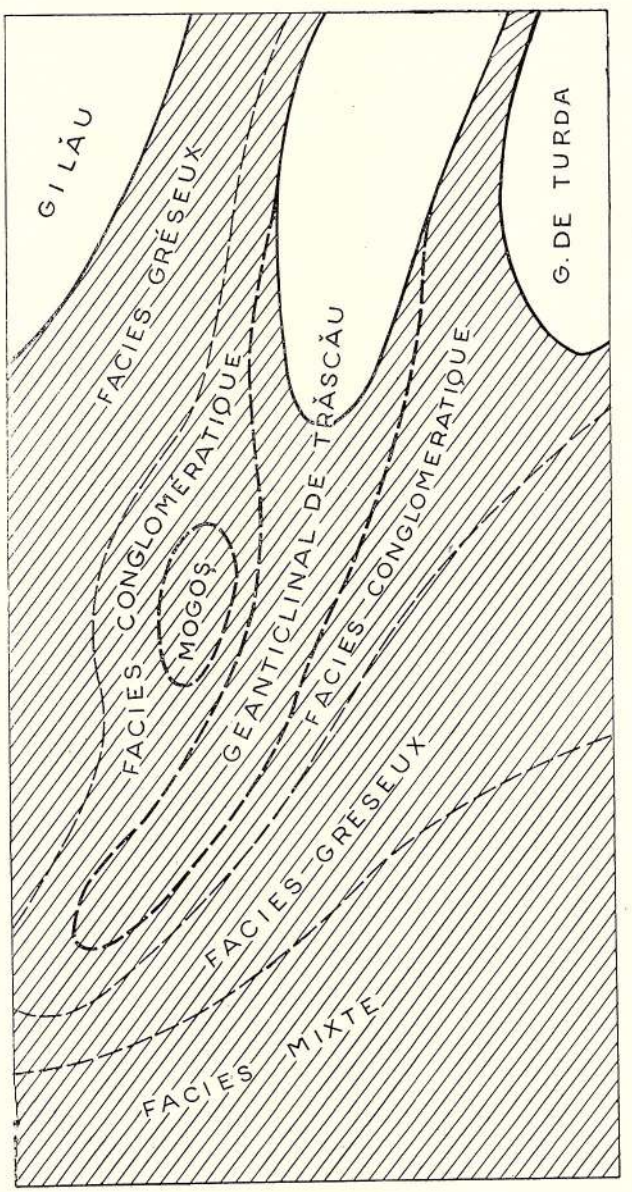
Dès le Jurassique supérieur, la crête Trăscău—Bedeleu—Râmeți a joué le rôle de cordillère et donné naissance au facies de cordillère du Tithonique, représenté par les calcaires à oncoïdes dont on constate la présence le long des Monts du Trăscău, de Piatra Mică au village de Valea Inzelului. Le caractère de cordillère de la crête du Trăscău s'est de plus en plus accentué durant le Crétacé.

Les Couches à Aptychus (Valanginien-Hauterivien) accompagnent la partie E de la crête du Trăscău—Râmeți, alors qu'elles font défaut à l'W. Ce fait prouve l'existence d'un obstacle durant leur sédimentation. A notre avis, le facies même des Couches à Aptychus caractérise l'existence d'une cordillère en profondeur, puisque partout où l'on rencontre ces couches elles sont en liaison avec une cordillère.

Le géanticlinal du Trăscău a continuellement accru son aire, se mettant de plus en plus en évidence, de sorte qu'à l'Aptien il a joué

Institutul Geologic al României

un rôle important. Les conglomérats aptiens couvrent les Monts du Trăscău tout au long. On les rencontre aussi bien à l'E qu'à l'W de la crête de Trăscău — Râmeți. A l'E, les conglomérats occupent le bassin du Trăscău, s'appuyant sur les anciens massifs. Au fur et à mesure qu'on s'éloigne vers le S, les conglomérats sont remplacés par des grès et des argiles. La ligne d'engrenage de facies est située à Dealul Oltenilor. A l'W, vers le bassin de l'Arieș de Vârfuiata à Grozești, les conglomérats se présentent sous la forme d'une bande étroite. La région du Ponor est presque entièrement occupée par les grès. La distribution des facies de l'Aptien est en liaison avec l'axe des Monts du Trăscău. Les conglomérats entourent la crête de Trăscău—Râmeți, tandis que les grès et les argiles se trouvent plus à l'extérieur.



Limite des terres fermes.
Contours des cordillères immergées.
Contours des facies.

Fig. 19. — Esquisse paléogéographique des Monts du Trăscău et des Monts Métallifères à l'Aptien.

Au Valanginien-Hauterivien, la sédimentation s'est produite dans des profondeurs considérables, puisque nous constatons l'existence de quelques roches à faune bathyale.

Institutul Geologic al României

Avec la venue du Barrémien on enregistre un changement des conditions de sédimentation, les dépôts de Flysch ayant entièrement envahi les Monts du Trăscău. Le soulèvement du géanticlinal au commencement de l'Aptien a provoqué un changement dans les conditions de sédimentation. Avec le début de l'Aptien, les dépôts de Flysch dépassent la limite des Couches à Aptychus et couvrent le massif cristallin du Gilău. Le soulèvement du géanticlinal de Trăscău a provoqué une sédimentation intense durant l'Aptien, caractérisée par des dépôts néritico-récifaux.

La formation de l'avant-fosse de l'Arieș, qui est une dépression interne envahie par les eaux de la mer aptienne, est également une conséquence de l'individualisation du géanticlinal, ce qui explique l'aspect transgressif de l'Aptien. L'avant-fosse de l'Arieș a repris son caractère paléogéographique durant le Crétacé supérieur.

En ce qui concerne les rapports paléogéographiques du Crétacé inférieur des Monts Métallifères avec celui des Carpates Orientales, nous croyons à l'existence d'une continuité, en admettant bien entendu aussi la présence d'une série de cordillères sur le fond de la mer crétacée inférieure. Les dépôts mio-pliocènes masquent complètement la structure de soubassement de la Cuvette transylvaine. Cela explique les deux interprétations différentes fournies par les géologues. Selon les uns, il faudrait admettre l'existence d'un bloc ancien qui aurait empêché le développement normal des chaînes. L'immersion post-oligocène de ce bloc aurait donné naissance à la Cuvette transylvaine. Comme à l'époque du Crétacé inférieur le bloc était exondé, on a supposé l'absence du Crétacé inférieur sur l'emplacement de la Cuvette transylvaine. Dans la seconde hypothèse, les dépôts crétacés inférieurs auraient participé à la constitution du soubassement de la Cuvette transylvaine.

En résumé, au Crétacé inférieur on peut constater l'aspect paléogéographique suivant :

1. La majorité des dépôts ont été sédimentés dans le géosynclinal des Monts Métallifères, dont les liaisons avec le géosynclinal carpatique sont masquées par l'effondrement de la Cuvette transylvaine.

2. Dans les phases embryonnaires, l'existence du géanticlinal du Trăscău a été constatée dès le commencement du Jurassique supérieur. Le soulèvement s'est produit d'une manière rythmique durant tout le Crétacé inférieur. Le géanticlinal a aussi fonctionné comme tel durant le Crétacé supérieur.

La structure compliquée du géanticlinal provient en grande partie des phénomènes tectoniques qui se sont produits ultérieurement. Nous distinguons dans ce géanticlinal deux structures différentes : la première, celle du massif autochtone, formé de schistes cristallins, de massifs ophiolitiques et de calcaires mésozoïques, la seconde, la structure superposée de la Nappe mésocrétacée. C'est avec ces caractères que se présente le

Institutul Geologic al României

ticlinal dans la région de Trăscău—Râmeți—Necrilești. Dans le bassin de l'Ampoi, nous constatons une solution de continuité du géanticlinal, laquelle provient de l'immersion axiale qui s'est produit sur la ligne Zlatna—Abrud.

3. L'avant-fosse de l'Arieș remonte au commencement de l'Aptien. A mesure que le géanticlinal du Trăscău s'élève, la dépression de l'Arieș s'accentue. Pour ce qui est de l'existence du géanticlinal du Trăscău, nous possédons à ce sujet des preuves s'étendant du Jurassique supérieur à l'Aptien inclusivement, et quant à l'avant-fosse de l'Arieș, nous en avons des preuves du commencement de l'Aptien à la fin du Crétacé supérieur. Le mouvement d'immersion de l'avant-fosse atteint son ampleur maximum au Crétacé supérieur.

e) *CRÉTACÉ SUPÉRIEUR (TURONIEN—SÉNONIEN)*

Le Crétacé supérieur qui occupe la région comprise entre les deux massifs cristallins, le massif du Gilău à l'W et le massif du Trăscău à l'E, est formé des roches suivantes : conglomérats, grès, marnes sableuses et marnes grises ou rouge-violet.

Le conglomérat rouge-violet, à aspect verrucanique, est brécheux. En fait d'éléments constitutifs nous distinguons des amphibolites, des micaschistes, des gneiss et des quartzites, englobés dans une masse gréseuse rouge-violet. Le ciment est légèrement calcaire. Les conglomérats apparaissent au contact avec les schistes cristallins du massif du Gilău, entre la Valea Runcului et la vallée de l'Arieș. Dans les vallées Poșaga, Sălciuța, Coșaga et Arieș, de même que sur les crêtes intermédiaires, on observe, au contact avec les schistes cristallins, ce conglomérat à aspect verrucanique que nous avons considéré comme formant la base du Crétacé supérieur du bassin moyen de l'Arieș.

Le conglomérat crétacé diffère du conglomérat permien du bassin supérieur de l'Arieș par son aspect schisteux, facilement désagrégeable, et par son faible développement, et au point de vue pétrographique par le manque des intercalations de porphyres quartzifères. L'existence de lambeaux de conglomérats verrucanique est exclue, étant donné que les conglomérats crétacés se développent sous la forme d'un horizon continu d'environ 10 m d'épaisseur. Partant de ces faits, nous avons considéré le conglomérat de base, semblable au type Verrucano, comme représentant le commencement de la transgression du Crétacé supérieur du bassin moyen de l'Arieș.

Au conglomérat se superpose un banc de grès conglomératiques, diaclasés, âpres au toucher, que nous avons dénommés grès à Actaeonella (Fig. 20). Ce grès a une teinte gris-vert — gris-noir sur les surfaces exposées.

Institutul Geologic al României

En fait d'éléments conglomératiques répandus dans la masse gréseuse, nous distinguons des quartzites, des schistes cristallins et des morceaux de calcaires blancs.

Parmi les restes organiques prédominent les Gastéropodes, dont les coquilles sont remplies de matière gréseuse. On observe, sur la surface des bancs de grès diaclasés, de nombreuses sections transversales ou non orientées d'*Actaeonella*. Outre les Gastéropodes, on trouve aussi des fragments d'Echinodermes à structure spathique et des fragments de Coraux.

On constate au microscope que la roche présente du quartz roulant (40%) aux contours incomplets, sériés et à inclusions. La calcite pénètre par les fissures du quartz. On rencontre le feldspath plagioclase maclé sous la forme de phénoéléments fracturés. Le microline apparaît avec sa structure spéciale. La muscovite en paillettes isolées est englobée dans la masse calcaire du ciment. La biotite brune se trouve à l'état de lamelles isolées, et en fait de grenat on ne rencontre que de rares granules. On trouve le carbonate de calcium à l'état amorphe dans les fragments de coquilles et dans la masse du ciment, et cristallisé secondairement dans les diaclases.



Fig. 20. — Grès à Actaeonella (coupes transversales). Crétacé supérieur de la Valea Runcului.

Au-dessus des grès à Actaeonella se développent les grès à Inocérames qui, dans leur partie supérieure, alternent avec des marnes sableuses gris-vert ou rouges.

Les grès à Inocérames, gris-vert sur cassure fraîche, présentent des traces de vagues, de la muscovite et des éléments mélanocrates visibles sur les surfaces des couches. Par la dissolution de la calcite remplissant les diaclases, la roche acquiert un aspect caractéristique.

Le microscope révèle que ces grès à Inocérames sont des grès calcaires micacés. Le quartz (45%) détritique, roulant et frais, est rarement recristallisé. Le feldspath plagioclase (2%), maclé, se trouve sous forme de grains fracturés et à aspect détritique. La muscovite (10%), en lamelles ou en paillettes, conserve un parallélisme dû à la sédimentation. La biotite brune, en grains incomplets, montre le phénomène de chloritisation. Le diopside (4 à 6%), diaclasé et aux contours puissants, apparaît assez fréquemment. La chlorite (2%), produite par l'altération de la roche, donne à la roche une teinte verte. Le minerai noir, en grains uniformes, est

Institutul Geologic al României

fréquent. Il est formé de magnétite, en partie limonitisée, et d'hématite rouge-sang, en rares grains isolés. Les matières charbonneuses abondent. Le ciment du grès est calcaire.

L'abondance des minéraux dans tous ces types de roches s'explique par leur sédimentation dans le voisinage immédiat du massif cristallin du Gilău. A mesure qu'on s'éloigne des schistes cristallins, le nombre et la fréquence des minéraux du grès diminuent, au point que la roche finit par n'être plus constituée que de grains de quartz englobés dans le ciment calcaire, chose qui ressort clairement de l'examen d'une coupe microscopique partiquée sur un grès provenant du centre du bassin, au NE de Jidovina. En comparant le grès de Jidovina au grès de la Valea Runcului, on constate d'une part l'absence de certains minéraux tels que la hornblende, le diopside, le grenat et l'hématite, d'une autre la diminution de la teneur en feldspath et en mica.

Pour compléter la description de la série de roches qui composent le Crétacé supérieur, nous mentionnerons encore l'existence d'une marne rouge, sableuse, qui, avec les marnes vertes, forme la majeure partie des dépôts du bassin moyen de l'Arieș. Ces marnes sont disposées en plaques d'une épaisseur de 2 à 4 cm, schisteuses et micacées.

La composition minéralogique de ces marnes est la suivante. Le quartz détritique, à extinction ouduleuse, se présente sous la forme de gros grains ou sous celle d'une masse finement quartzeuse, dans les éléments de schistes quartzeux remaniés. La biotite, sous l'aspect de lamelles partiellement chloritisées, et la muscovite représentent ensemble 5% de la masse desdites marnes. La chlorite, en grands lambeaux isolés, provient de l'altération de la biotite. On rencontre la magnétite sous la forme de grains.

Le ciment, constitué par du carbonate de calcium, réunit les éléments composants et pénètre dans l'intérieur des coquilles. Les oxydes de fer imprègnent le ciment calcaire et impriment à la roche une teinte rouge. Le matériel détritique provient des schistes cristallins du massif du Gilău.

Les organismes, très fréquents, sont représentés principalement par des Foraminifères. Parmi les Foraminifères, dont les sections microscopiques révèlent des contours limpides, nous citerons les genres suivants : *Lagena*, *Nodosaria*, *Rosalina* et *Rotalina*.

Au microscope, nous distinguons la présence des espèces suivantes : *Lagena sphaerica*, *Lagena orbulinaria* et *Lagena diffrigens*. La fréquence des *Lagena* est en rapport inverse avec l'abondance du matériel détritique.

Nodosaria est associée avec le genre *Lagena*. Elle est facilement reconnaissable d'après la superposition des loges sur un axe vertical.

Le genre *Rosalina* est représenté par les espèces *Rosalina linnéi* d'Orb. et *Rosalina Stuarti* J. de Lapparent. Au microscope, on observe de nombreuses sections parallèles ou perpendiculaires sur l'axe d'enroulement de la coquille,

Institutul Geologic al României

dans lesquelles on distingue la forme sphérique des loges et la callosité carénale. On distingue également dans les coupes microscopiques la partie ombilicale et la partie spirale de la coquille (44).

Parmi les Foraminifères à teste granulaire trouble nous citerons les Textularidés et les Rotalidés. L'importance de ces Foraminifères pluriloculaires est restreinte. On les distingue aisément au microscope grâce à leur aspect laiteux trouble.

Dans la section microscopique, *Textularia* affecte une forme triangulaire résultant de la superposition de deux séries de loges *(Textularia, Grammostomum)*.

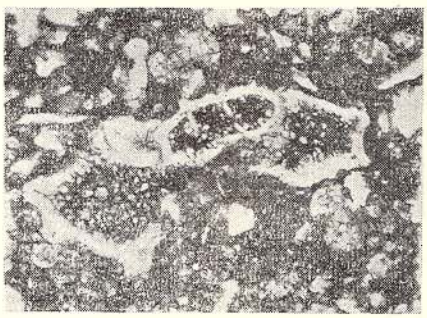


Fig. 21. — *Rosalina linnéi* d'ORB. Crétacé supérieur de la Valea Runcului.

Le genre *Rotalina* est caractérisé par la disposition des loges en spirales. Les Miliolides font défaut.

Le ciment, qui assemble les restes organiques en question et le matériel détritique pénètre dans l'intérieur des loges des Foraminifères.

Outre les Foraminifères on rencontre encore des Radiolaires et des spicules de Spongiaires. Les squelettes de Radiolaires sont complètement calcifiés et entre les nicols croisés leurs contours apparaissent effacés. Quoique, rare le genre *Stichocapsa* n'en est pas moins parfaitement conservé.

Les Spicules de Spongiaires sont de grande taille, fragmentés et présentent une teinte jaunâtre provenant de la calcification. On distingue aussi bien leurs sections circulaires, avec le canal central, que les sections longitudinales complètement calcifiées et orientées parallèlement.

Outre les Foraminifères et les Spongiaires, on rencontre des fragments d'Inocérames à structure prismatique caractéristique et des plaques d'Echinides à aspect réticulaire.

De l'examen des sections pratiquées dans ces marnes rouges résulte un rapport inverse entre la fréquence des divers restes organiques et l'abondance du matériel détritique. *Rosalina* est fréquente dans les marnes rouges sableuses, riches en éléments détritiques, tels que nous les avons décrits plus haut. Les *Lagena*, tout comme les Spongiaires et les Radiolaires, sont fréquents dans les marnes rouges à éléments détritiques rares et de petites dimensions. Dans ces dernières roches, les fragments de *Rosalina* sont excessivement rares (44).

Pour conclure, nous pouvons distinguer deux types de roches, à savoir des marnes rouges sablonneuses, avec *Rosalina linnéi*, et des marnes rouges riches en Foraminifères uniloculaires *(Lagena)*, en Spicules de Spongi-

Institutul Geologic al României

aires et en Radiolaires et présentant quelques rares fragments de *Rosalina*.

En ce qui concerne la couleur rouge des marnes, voici ce que nous devons faire observer. Partout où les dépôts sédimentaires présentent une teinte rouge, nous avons affaire à des transgressions importantes qui ont succédé à des phases d'exondation. Tel est le cas pour la transgression du Crétacé supérieur des Monts Métallifères de Transylvanie. La couleur rouge est due au lavage des sols latéritiques sur le continent, fait confirmé par la disparition graduelle de cette teinte à mesure qu'on s'éloigne de la bordure des bassins de sédimentation.

Au contact de la dacite de Jidovina se trouve une marne blanche à taches grisâtres ou verdâtres, à fines paillettes de mica, à cassure irrégulière, esquilleuse et à fines fissures remplies d'une matière blanchâtre.

Au microscope on distingue, outre la masse amorphe d'argile et de carbonates, la présence des minéraux suivants : du quartz (5%), en fragments petits et isolés, à extinction onduleuse, et des paillettes de séricite, qui constituent les seuls éléments détritiques.

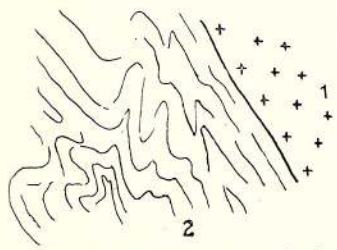


Fig. 22. – Le contact entre la dacite de Jidovina et le Crétacé supérieur.
1, dacite; 2, Crétacé supérieur.

L'opale isotrope pénètre par toutes les fissures de la roche et englobe dans sa masse de la calcite cristallisée secondairement et un minéral aciculaire, incolore et réfringent.

Le grenat, en grains isolés, est englobé dans la masse de l'opale.

La wollastonite tapisse les parois des petits filons, et ses cristaux aciculaires disposés en rayons traversent parfois deux milieux différents : l'opale et la calcite cristallisée secondairement.

Outre la faune de Foraminifères des marnes rouges, le Crétacé supérieur du bassin de l'Arieș contient de nombreuses coquilles de Gastéropodes, des fragments d'Inocérames et des Ammonites.

Parmi les Gastéropodes nous avons déterminé les formes suivantes : *Actaeonella gigantea* d'ORB. et *Actaeonella Lamarcki* ZK. L. R. VON TELEGD a trouvé *Omphalia Kefersteini* GOLDF. dans les environs de village de Sălciua. Les Ammonites sont représentées par une seule forme :

Sonneratia Rejaudryi GROS.

(Pl. III, fig. 9 a et b).

A l'W du village de Sălciua de Sus (cote 893), nous avons trouvé un fragment de coquille discoïdale, comprimée latéralement, aux flancs droits ou très légèrement convexes. Le bord extérieur de la coquille est lui aussi

Institutul Geologic al României

légèrement convexe. La coquille est ornée de nombreuses côtes prononcées, qui partent de la région ombilicale et se dirigent obliquement vers l'avant en esquissant une légère courbe. Au quart de la longueur des flancs, les côtes bifurquent ou trifurquent même le plus souvent. A partir du point de ramification des côtes, l'obliquité s'accentue de plus en plus vers la bordure extérieure. Dans leur partie centrale, les côtes présentent une courbure antérieure. La ligne lobaire fait défaut.

Selon GROSSOUVRE (16) cette forme peut être rapprochée d'*Ammonites Haueri* des Couches de Gosau, dont elle se distingue uniquement par les flancs plats et la bordure externe légèrement convexe.

Transgression crétacée supérieure. Le caractère transgressif du Crétacé supérieur, qui apparaît nettement sur le flanc W du bassin de l'Arieș, ne peut plus être observé à l'E où, à cause des accidents tectoniques, les schistes cristallins chevauchent les dépôts crétacés en laminant les conglomérats et les grès qui se trouvent à leur base. La direction générale des plissements est NE-SW. Les plissements sont de plus en plus inclinés à l'E à mesure qu'ils s'éloignent de la bordure du massif du Gilău.

La transgression crétacée supérieure a commencé par le conglomérat rouge-violet, après lequel se sont déposés immédiatement des bancs de grès à Actaeonella. Le conglomérat est caractérisé par une épaisseur restreinte et des éléments faiblement roulés, produits sur place à la suite de l'ingression marine. A l'W de Vârfuiata, le Crétacé supérieur est chevauché par les schistes cristallins. Dans la vallée de l'Arieș, entre la confluence de la Valea Ocolișului et le village de Lunca, la limite E du Crétacé supérieur est couverte d'alluvions.

Il est malaisé de distinguer les dépôts crétacés supérieurs qui se développent dans tout le bassin de Valea Largă, des dépôts crétacés inférieurs situés en dessous, puisqu'on a affaire ici à la superposition des mêmes types de roches mais d'âge différent. Dans la région de Meghierc, on observe en effet le même conglomérat rouge-violet. Dans le reste de la région, les grès aptiens sont surmontés d'un grès conglomératique vert-gris à Actaeonella qui, quoique fort caractéristique, ne peut nous servir d'horizon conducteur, vu le manque d'affleurements de la région.

On distingue dans le bassin de l'Arieș, sur presque toute son étendue, 5 anticlinaux normaux ou faiblement inclinés vers l'E. Au S de la vallée de l'Arieș, les plissements se réduisent aux 4 synclinaux suivants :

1. Le synclinal Crocani—Cornul Poienilor qui est le synclinal situé le plus à l'W. Avec son flanc W il s'appuie au Cristallin du Gilău, tandis qu'à l'E il est supporté par les grès aptiens. Son extrémité S dépasse la limite de la carte et atteint la Valea Ciorii.

2. Le synclinal Valea Largă et

Institutul Geologic al României

3. Le synclinal Valea Muntelui lesquels ne prennent contact qu'avec les grès aptiens qui les supportent normalement.

4. Le synclinal Valea Bochii—Citera Crambii, qui prend contact avec les grès aptiens à l'W et les conglomérats du même âge à l'E. L'extrémité méridionale de ce synclinal atteint Vârful Tomnatecului.

Il est difficile de tracer la limite S de ces synclinaux en raison du faible développement des grès à Actaeonella.

La transgression de la mer crétacée supérieure a dépassé la crête actuelle Trăscău—Râmeți et a atteint le massif cristallin de Muntele Mare. Les dépôts crétacés supérieurs n'affleurent dans cette région que dans l'avant-fosse de l'Arieș, qui s'est accentuée et a fonctionné comme telle après les plissements austriques, lorsque les eaux ont été poussées vers l'W par le soulèvement du noyau cristallin-mésozoïque de la crête Trăscău—Râmeți. Dans la partie E des Monts du Trăscău, le Crétacé supérieur n'est pas connu. Les dépôts sédimentaires du géosynclinal des Monts Métallifères ont fort probablement été érodés ultérieurement. La présence du Crétacé supérieur dans la région de Bucerdea Vinoasă (I. P. Voiteşti), au N de la vallée de l'Ampoiu, plaide en faveur de cette dernière hypothèse.

Extension du Crétacé supérieur. Dans le chapitre traitant du Crétacé supérieur, L. R. von Telegd n'a pas seulement décrit les conglomérats, les grès et les marnes de la partie W de la vallée de l'Arieș, mais aussi les conglomérats et les grès aptiens du Pârâul Morilor—Podurile et de Valea Ascunsă. Cet auteur a mentionné le Crétacé supérieur dans toutes les coupes des vallées transversales de la partie W de la vallée de l'Arieș. De toutes les coupes qu'il a décrites, nous ne maintiendrons comme exactes que celles du bassin de l'Arieș. Les coupes de la région du Ponor appartiennent en réalité à l'Aptien.

Une séparation du Crétacé supérieur du Crétacé inférieur du bassin de l'Arieș ne figure pas dans la carte manuscrite de L. R. von Telegd. Il a considéré toute la région comprise entre la crête du Trăscău—Râmeți et la bordure orientale du massif du Gilău comme étant entièrement occupée par les dépôts du Crétacé supérieur. L. R. von Telegd a compliqué la stratigraphie en attribuant au Crétacé supérieur des facies identiques mais d'âge différent. Selon lui, la crête du Trăscău constituait la limite W du Néocomien, quoique les conglomérats aptiens de la région Valea Poienii—Valea Brădeștilor et ceux situés à l'W des klippes de Vânătara—Nicaia présentent les mêmes caractères que les conglomérats néocomiens. Dans la partie E de la crête du Trăscău—Râmeți, l'auteur attribue aux conglomérats de Vârful Mihăița un âge crétacé supérieur en alléguant qu'ils auraient été remaniés des conglomérats aptiens. Les conglomérats décrits au chapitre

Institutul Geologic al României

Crétacé supérieur, aux points dits Brădeşti, Valea Brădeştilor, Vârful Mihăiţa, Chirileşti, appartiennent, à notre avis, au Crétacé inférieur.

La limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur a été tracée dans les cartes générales de deux façons différentes. La limite entre le facies marneux du Crétacé supérieur et les conglomérats aptiens situés entre Vârfuiata et Sălciua de Sus, orientée parallèlement à la bordure W de la crête Trăscău—Râmeţi, a été continuée vers le S dans la même direction, sauf qu'on a omis les complications géologiques survenant dans la région du Ponor. Les données connues de la région de Vidra—Câmpeni étaient toutefois incompatibles avec cette hypothèse, puisque la limite Crétacé inférieur — Crétacé supérieur apparaît beaucoup plus à l'W. La seconde interprétation envisage l'éperon de schistes cristallins détaché du massif du Gilău (Baia Arieşului—Poienița), et la limite a été moulée de la sorte selon la bordure SE du Cristallin du Gilău.

Il résulte de nos recherches qu'entre Poienița et Vârful Tomnatecului disparaissent les extrémités S des synclinaux de Crétacé supérieur, à la suite de la surélévation axiale, laquelle entraîne du soubassement la masse des grès aptiens.

Aspects paléogéographiques au Crétacé supérieur. Le Crétacé supérieur est développé autour du bloc des Monts Apuseni, sur une aire beaucoup plus étendue que le Crétacé inférieur. La transgression du Crétacé supérieur a commencé au Turonien supérieur et a continué au Sénonien inférieur. Les conglomérats rouge-violet de la base accompagnent toujours la limite W des dépôts crétacés du bassin de l'Arieş et représentent le commencement de la transgression. On observe, tant sur la verticale que sur l'horizontale, des changements rapides de facies. Au contact avec les schistes cristallins apparaissent les conglomérats avec de grands éléments de schistes cristallins et de blocs de quartzites, auxquels succèdent un grès conglomératique, une alternance de grès à Inocérames et à marnes argileuses et finalement, à la partie supérieure, des marnes gris-vert et rouges. On observe la même transition aussi sur l'horizontale. De l'W à l'E, c'est-à-dire en allant du littoral vers le large de la mer, les conglomérats et les grès disparaissent et les marnes seules restent, tandis qu'on constate dans la constitution pétrographique une diminution graduelle des éléments minéraux et une diminution continuelle de leur fréquence.

Au Crétacé supérieur, la mer sédimentait à l'E aussi bien qu'au SW des Monts Métallifères. Après les plissements qui se sont produits durant l'orogène alpin, le géosynclinal crétacé s'est déplacé vers l'E à la suite de l'exondation des Monts du Trăscău. L'avant-fosse de l'Arieş représente un renforcement de la dépression interne de la masse cristalline du Gilău et remonte à une époque anté-aptienne. L'avant-fosse a été ensuite exagérée, durant la

Institutul Geologic al României

phase austrique, par le soulèvement continu du géanticlinal du Trăscău. Le mouvement d'approfondissement de l'avant-fosse a continué aussi durant la sédimentation crétacée supérieure, déterminant la variation des facies sur la verticale. La crête Trăscău—Râmeți a joué le rôle de géanticlinal durant le Crétacé supérieur, son aire étant beaucoup plus développée qu'au commencement du Crétacé inférieur.

La mer crétacée supérieure a sédimenté dans l'avant-fosse de l'Arieș, où les dépôts ont été ménagés par l'érosion, ainsi que dans le géosynclinal des Monts Métallifères, où ses dépôts ne se sont conservés que dans la région de Bucerdea Vinoasă. Si les dépôts des environs du géanticlinal n'étaient pas érodés, nous pourrions nous rendre compte plus aisément de la répartition des facies du Crétacé supérieur.

La limite W de la mer crétacée supérieure correspond à la bordure du Cristallin du Gilău. Ses rives n'étaient guère éloignées de la limite actuelle des dépôts crétacés supérieurs. Au S de la région considérée, dans les Monts Métallifères, la mer crétacée a sédimenté en continuation. Le géanticlinal du Trăscău disparaissait à la limite entre les Monts du Trăscău et les Monts Métallifères.

En ce qui concerne la répartition générale des dépôts crétacés supérieurs, on constate un développement du facies de Gosau sur toute la bordure du Cristallin du Gilău, dans les Monts Poiana Ruscă et les Monts Pădurea Craiului. Le Crétacé supérieur prend contact avec les schistes cristallins et avec les dépôts mésozoïques les plus anciens.

La transgression du Crétacé supérieur commence au Turonien supérieur qui a été déterminé sur la base d'une faune de Gastéropodes, Lamellibranches et Coraux, et se continue avec les marnes à Inocérames sénoniennes. Cette association de faune a pu faire croire à certains auteurs qu'ils étaient en présence de deux mers différentes et leur laisser supposer l'existence d'une discordance qui aurait correspondu à la phase des plissements subhercynienne (STILLE). Il résulte, des observations directement effectuées sur le terrain, que le passage du grès à Gastéropodes aux grès et aux marnes à Inocérames a lieu graduellement, par une alternance de grès et de marnes argileuses. En outre, nous avons trouvé aussi l'ammonite *Sonneratia Rejaudryi*, également connue dans le facies de Gosau. Il résulte donc de tout ce que nous venons de dire que le facies de Gosau et le facies à Inocérames ne sauraient être attribués à deux mers différentes.

A notre avis, le facies de Gosau, qui se développe à la périphérie, correspond à la région littorale. Il affleure en effet sur toute la bordure du Cristallin du Gilău, dans des zones continues ou sous la forme de lambeaux de transgression. La faune à Gastéropodes est une faune de facies. Tandis que dans la zone littorale se développaient les Gastéropodes et les récifs à Hippurites, dans la zone pélagique se déposaient les marnes à Ammonites et à Inocérames.

Institutul Geologic al României

On a tenté d'établir une séparation du facies de Gosau et du facies Flysch en prenant comme point de départ l'intensité différente des plissements. PÁLFY et LÓCZY ont en effet admis que le facies de Gosau et le facies Flysch sont synchrones, mais qu'ils ont été plissés à des époques différentes. L. VON LÓCZY JUN. (45) a expliqué la disharmonie des plissements en partant de l'hypothèse générale des orogènes.

Par le rapprochement des blocs continentaux, les sédiments du géosynclinal sont plissés alors que les sédiments des blocs sont simplement faillés. Par conséquent, selon LÓCZY, les dépôts de Flysch de l'intérieur du géosynclinal sont intensément plissés et les plissements sont déversés sur les dépôts de Gosau des blocs continentaux.

Nous admettons avec LÓCZY que, comme nous l'avons déjà dit, le facies de Gosau a été déposé en même temps que le facies Flysch, mais si l'on comprend sous le terme de Flysch, outre les grès et les marnes à Inocérames, aussi les grès aptiens de la région d'Abrud—Bucium, alors les choses changent. Dans la région d'Abrud, M. VON PÁLFY s'est borné à représenter le Crétacé supérieur, sans dire quoi que ce soit du Crétacé inférieur. Par conséquent, selon LÓCZY, le facies Flysch comprend aussi bien le Crétacé supérieur que le Crétacé inférieur. Dans ce cas, la disharmonie du plissement du facies de Gosau et du facies Flysch s'explique par une différence de phase. Le facies de Gosau a subi un plissement durant une phase anté-méditerranéenne et le facies Flysch durant une phase austrique. La différence de plissement qu'on constate dans le bassin de l'Arieș, entre le facies de Gosau et les marnes à Inocérames, a été déterminée aussi bien par la nature du matériel sédimentogène que par ses relations avec le soubassement cristallin voisin. Le facies de Gosau, qui correspond à la région littorale, se trouve toujours en liaison étroite avec la masse des schistes cristallins, dont la rigidité a empêché le plissement des dépôts discordants et transgressifs du Crétacé supérieur. La couverture sédimentaires n'a été influencée que par les failles simples du bloc cristallin. A la même époque, dans l'avant-fosse de l'Arieș comme dans le géosynclinal des Monts Métallifères, les marnes à Inocérames ont subi des pressions tangentielles, sous l'effet desquelles elles ont été plissées d'une manière relativement intense.

Conclusions. Dans la partie E des Monts Apuseni, le Crétacé supérieur est représenté par le f a c i e s d e G o s a u — qui n'est autre chose qu'un f a c i e s l i t t o r a l ou un f a c i e s d e c o r d i l l è r e — et l e f a c i e s n é r i t i q u e (Flysch).

Après les plissements anté-sénoniens, la mer crétacée supérieure vient s'installer dans les Monts du Trăscău, couvrant entièrement l'emplacement du Flysch crétacé inférieur qu'elle a parfois dépassé en prenant directement contact avec le Cristallin du Gilău. A la suite des plissements austriques

Institutul Geologic al României

se sont formées des dépressions internes que la mer sénonienne est venue occuper. La transgression crétacé-supérieure avance de la sorte vers l'intérieur du bloc W. Par l'immersion continuelle du géosynclinal et de l'avant-fosse, les sédiments, qui généralement sont néritiques, deviennent pélagiques et presque bathyaux. La sédimentation se prolonge sans interruption du Turonien supérieur au Sénonien inférieur inclusivement.

Il n'existe pas de phase de plissement subhercynienne (STILLE), puisqu'il manque une discordance angulaire entre les conglomérats et le grès à Actaeonella d'une part et les marnes rouges à Inocérames d'autre part. Là où l'on observe une discordance angulaire, elle provient d'un plissement disharmonique provoqué tant par la différence de plasticité des roches, que par le rapprochement ou l'éloignement des dépôts de la masse cristalline.

La phase de plissement laramienne (STILLE) est évidente dans les Monts Apuseni, puisque le Crétacé supérieur est plissé d'une manière relativement intense, alors que le Paléogène n'a subi que de faibles déformations.

Suivant la sédimentation à l'époque du Crétacé supérieur, nous en déduisons l'aspect paléogéographique suivant :

a) L'avant-fosse de l'Arieș, qui est située sur le soubassement cristallin du Gilău, présente des variations de facies tant sur la verticale que sur l'horizontale ;

b) Le géanticlinal du Trăscău, dont l'aire s'est accrue durant le Crétacé supérieur ;

c) Le géosynclinal des Monts Métallifères a fonctionné comme tel aussi au Crétacé supérieur.

5. NÉOGÈNE (TORTONIEN)

Dans la partie E de la région dont nous nous occupons se développent les dépôts méditerranéens de la Cuvette transylvaine, transgressifs au N sur le massif éruptif du Trăscău (Popa Toma, Pleașa, Pădurea Domnească) et au S sur la zone du Flysch.

Le Tortonien est représenté par des roches appartenant aux facies littoral-détritique, littoral-récifal et littoral-néritique.

Facies littoral-détritique. Dans la région de Pietroasa—Podeni—Rachiș, le Tortonien est représenté à la base par des graviers bien développés, constitués en majeure partie par des éléments quartzeux et des porphyrites réunis par un faible ciment. A Dealul Roșu, ces graviers ont une stratification torrentielle, sont ferrugineux et contiennent des roches d'argile cendrée. Les graviers apparaissent répandus à la surface du sol, à la limite avec les dépôts mésozoïques. Les éléments des graviers sont formés de blocs roulés de quartzites blancs

Institutul Geologic al României

et noirs, de diabases et de porphyrites quartzifères et feldspathiques brunes, vert-blanc ou noires. Tous ces éléments proviennent du remaniement du matériel conglomératique du Flysch. Les éléments éruptifs ont une double origine, provenant soit du remaniement des conglomérats crétacés, soit directement du substratum éruptif du Trăscău. Les dimensions habituelles des éléments sont de 2 à 4 cm. Parfois les graviers sont cimentés et alors ils forment un vrai conglomérat calcaire. A Dealul Boului on observe un pareil conglomérat reposant directement sur les conglomérats du Flysch. Le ciment formé de concrétions de Lithothamnium se dégage facilement et les éléments conglomératiques sont les suivants : des quartzites blancs et noirâtres, des schistes cristallins et des roches éruptives.

Facies récifal. Il est représenté par des calcaires à Lithothamnium (Fig. 23) blanc-jaune, gris sur les surfaces exposées, à aspect cérébriforme, dû au lavage de la roche, et à saillie en relief des colonies d'algues. Ces calcaires se présentent en bancs d'un demi-mètre d'épaisseur, aux surfaces irrégulières, ou en blocs de la grosseur d'un poing. Quand les calcaires sont compacts, on voit apparaître dans la masse jaunâtre de la roche des algues isolées avec des fragments d'Echinides.

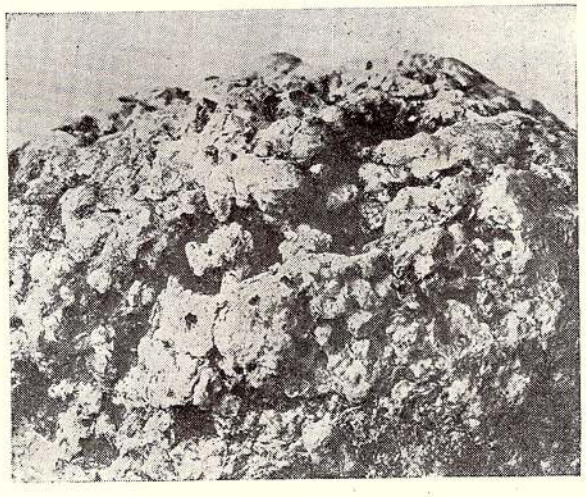


Fig. 23. – Calcaires à Lithothamnium. Tortonien, Rachiș.

On rencontre les calcaires coralligènes sporadiquement. La colonie de coraux est englobée dans le calcaire ordinaire à Lithothamnium. Sur les surfaces exposées, la roche présente une patine rouilleuse.

Les calcaires à Heterostegina costata (Fig. 24), blanc-jaune avec des points d'altération rouilleux, présentent des fragments isolés de quartz, de la muscovite et de nombreuses coquilles d'*Heterostegina costata* entassées dans des bancs de 5 à 15 cm d'épaisseur.

Les grès calcaires organogènes, gris-jaune, rouilleux par altération, avec de petits éléments de quartz et de muscovite, sont constitués par les coquilles des organismes suivants : *Heterostegina costata*, *Serpula* et des Bryozoaires. Sur les surfaces exposées, grises, apparais-

Institutul Geologic al României

sent en saillie, outre les éléments détritiques, des fragments de *Pecten* et d'*Ostrea*.

Les calcaires à Foraminifères, blanc-jaune à patine grise, friables, âpres au toucher, poreux, présentent, outre de nombreux Foraminifères, des coquilles de Lamellibranches et de Gastéropodes.

Les calcaires récifaux à oncoïdes se trouvent ordinairement à la base des calcaires à Lithothamnium. Outre des éléments de porphyrites brunes ou vertes, avec des taches blanches provenant de l'altération du feldspath, ils contiennent aussi des fragments d'Echinides et des coquilles de Mollusques. On observe, autour des éléments éruptifs, une zone rouilleuse due à l'altération des oncoïdes, grâce à laquelle ils peuvent se détacher aisément de la masse de la roche.

Facies littoral néritique. Il est représenté par des argiles grises ou jaunes stratifiées et contient parfois du lignite.

Au N, le Tortonien est représenté par des graviers à la base et des calcaires récifaux à la partie supérieure. Au S du village de Poiana, les graviers de la base disparaissent et en échange apparaît le facies littoral, représenté par des argiles et des marnes grises, lignitifères. Dans la colline dite Dealul Frevaselor, à la base des calcaires à Lithothamnium, apparaît la couche de graviers durcis, d'une épaisseur de 10 à 15 cm, formée d'éléments quartzeux blancs ou fuligineux et d'éléments éruptifs, altérés en majeure partie. Au-dessous de Vârful Bâlii, les calcaires, riches en Cardiacées et en Pectinidés, présentent, à la base, de petits conglomérats formés d'éléments quartzeux, faiblement cimentés et fossilifères, qui reposent sur des sables calcaires. A l'E du village de Rachiș, sur la route menant de Rachiș à Lopadea, le Tortonien est représenté, en commençant par la base, par : des sables jaunes, un banc de gravier d'un mètre d'épaisseur, avec des intercalations de tuf dacitique gris, friable, qui se rétrécit graduellement vers l'E, des sables jaune-gris avec des séparations gréseuses et des éléments quartzeux plus grands, isolés dans leur masse. Dans la partie supérieure se développe un conglomérat calcaire, disposé en bancs, aux surfaces irrégulières, à ciment calcaire gris, blanc-jaune sur la cassure, facilement désagrégeable, et avec des éléments conglomératiques formés de quartzites blancs et noirâtres et d'éléments éruptifs. Ce conglomérat est extrêmement fossilifère et contient de nombreux fragments

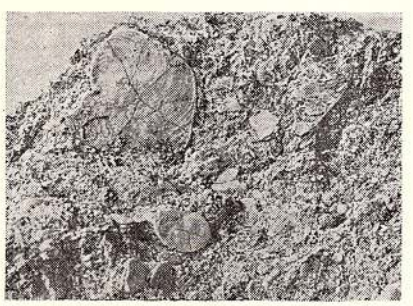


Fig. 24. – Calcaires à Heteroseginat costata d'ORB. Tortonien, Rachiș.

Institutul Geologic al României

de Serpules, d'Ostréides, de Pectinidés, d'Echinides et de Foraminifères. Vers le village de Rachiș, on observe dans les sables de la base une nouvelle intercalation de tuf dacitique d'une épaisseur de 4 à 6 cm.

Généralement, les calcaires à Lithothamnium constituent le type de roche le plus répandu dans le Tortonien. C'est ainsi qu'on rencontre à Măgura Geoagiului, point de la région situé le plus au S, les mêmes calcaires à Lithothamnium.

Transgression et sédimentation du Tortonien. Le Tortonien est développé dans la partie E des Monts Apuseni, de la région de Turda jusqu'à la Valea Ampoiului. Dans la région du Trăscău, de l'W de Turda et jusqu'au coude principal de la Valea Rachișului, le Tortonien est transgressif sur le massif éruptif du Trăscău. Alors qu'en effet Valea Imbru et Valea Hidișului ont un talweg creusé dans l'éruptif, on voit dans leurs flancs se développer des bancs de calcaires récifaux. La limite de transgression du Méditerranéen sur la crête Popa Toma se rapproche des calcaires tithoniques de Piatra Secuiului. Au S, le Tortonien se maintient sur le flanc gauche des Valea Pleșei, Valea Hidișului et Valea Rachișului.

A l'W de la limite continue des calcaires, le Tortonien apparaît sous la forme de lambeaux restés après l'érosion. C'est ainsi qu'à Grădina Mare affleure un lambeau de transgression au-dessus des dépôts du Flysch crétacé, tandis qu'à Dealul Pleș—Stăuini se trouve le lambeau le plus développé, qui surmonte le substratum éruptif. De pareils lambeaux de transgression sont également connus à Vadul Pleș, à la cote 856, à Dealul Chicuieț, à Vârful Bedeleului et à Vârful Coposului. Dans la Valea Rachișului, au-dessous de la cote 453, le Tortonien masque la limite entre l'éruptif et les dépôts crétacés. D'ici vers le S, le Tortonien est transgressif sur les dépôts de Flysch.

A Poiana, les calcaires tortoniens occupent Dealul Mare et Dealul Sârbu et environnent les klippes de Bolovan, tandis que dans la Valea Aiudului ils sont couverts par la terrasse de Poiana—Măjina.

Dans la Valea Neamului, les bancs de calcaires se trouvent à proximité de la route d'Aiud à Râmeți. Au S de la Valea Neamului, ils occupent la crête Pe Deal—Pădurea Școlii et les cotes 695 et 645. A Valea Mare, le contact entre le Tortonien et les grès aptiens est couvert par des alluvions. Au S du village de Gârbova, les dépôts tortoniens s'élèvent sur la crête « La Poiana » et dans le Râpa Iepii, le contact apparaît à la cote 453. Au N du village de Geoagiul de Sus, les calcaires tortoniens environnent la klippe tithonique de Măgura Giomalului à la base et la couvrent dans sa partie supérieure. On observe ici la manière dont la limite transgressive du Tortonien a dépassé la zone des klippes marginales. Les dépôts tortoniens situés le plus à l'W occupent les cotes 713 et 733.

Institutul Geologic al României

CATALOGUE DES FOSSILES TORTONIENS [1]).

NOM DES ESPÈCES	Pietroasa	Podeni	Rachiș	Cacova	Mâjina	Aiud	Gârbova de Sus
Leda nitida BROCC.	+	+					
Arca diluvii LK.			+				
Isocardia cor L.	+	+	+				
Cardium discrepans BAST.	+	+					
» *turonicum* MAY.			+				
Venus marginata M. HÖRN. juv.	+		+				
» *multilamella* LK.		+	+				
» vel. *Lucina* sp.	+	+					
» *Haidingeri* HÖRN.			+				
» sp.			+				
Circe minima MAY			+				
Tapes Basteroti MAY	+	+					
Corbula gibba OLIVE		+	+	+			
» *carinata*				+			
Thracia ventricosa PHILL.			+				
Pholadomya Purchii GOLDF.			+				
Teredo norvegica SPENG.		+	+	+			
Chlamis (Pecten) Malvinae DUB.			+	+			
» *aduncus* EICHW.	+		+				
Pecten cristatus BRONN.	+		+				
» cf. *macrotus* GOLDF.			+				
» sp.			+				
» cf. *scabridus* EICHW.			+	+			
Ostrea cf. *lamelosa* BROCC.				+			
» cf. *Hörnesi* REUSS.		+	+				
» *cochlear* POLI	+	+					
» *digitalina* DUB.	+	+	+				
» sp.		+	+				
Modiola Hörnesi REUSS.		+	+				
Lithodomus Avitensis MAY.		+	+				
Natica helicina BR.			+				
Turitella turris BAST.			+				
» *Archimedis* BROGN.			+				
Chenopus pespelicani PHILL.			+				
Dentalium entalis L.			+				
Basterotia corbuloides MAY.	+						
Cypricardia transsylvanica HÖRN.		+	+				

[1]) D'après A. KOCH, L. ROTH VON TELEGD, E. VADÁSZ et MIRCEA ILIE.

Institutul Geologic al României

NOM DES ESPÈCES	Pietroasa	Podeni	Rachiș	Cacova	Mâjina	Aiud	Gârbova de Sus
Anomya striata BROCC.			+				
Ervillia pusilla PHILL.			+				
Lucina columbella LAM.			+				
» *Dujardini* DESH.			+	+			
Gastrochaena cf. *intermedia* HÖRN.				+			
Clavagella bacillaria DESH.							
BRACHIOPODIS							
Terebratula grandis BLUMB.	+	+					
ECHINODERMES							
Fibularia pusilla MÜLL.							+
» *calariensis* LAMB.			+				
Scutella leogmanensis LAMB.						+	
» *paulensis* AG.							
Clypeaster grandiflorus BRONN.							+
» *Scillae* DESMOULINS							+
» *crassus* AG.					+		+
» *digitalis* VAD.					+		+
» *acclivis* POMEL							+
» *campanulatus* SCHLOTH							+
» *Reidii* WRIGHT							+
» *myriophyma* POM.							+
» *depressus* VAD.							+
» cf. *parvituberculatus*, POM.							+
» *altus* KLEIN	+	+					+
» *Gauthieri* LOV.	+						+
» *Segnerzai* VAD.							+
» *magnus* VAD.	+						+
» *subacutus* POM.				+			+
» *Agassizi* SISM.			+				+
» *subconoideus* VAD.							+
» *dacicus* VAD.							+
» *hemisphaericus* VAD.							+
» *transsylvanicus* VAD.							+
» *angulatus* VAD.							+
» *megastoma* var. POM.							+
» *mediterraneus* VAD. var.							+

Institutul Geologic al României

NOMS DES ESPÈCES	Pietroasa	Podeni	Rachiș	Cacova	Măjina	Aiud	Gârbova de Sus
Clypeaster subaltus VAD.							+
» *Partschii* MICH. . .							+
» *tenuipelatus* SEGU var.							+
» *melitensis* MICH. . . .							+
» *gracilis* VAD.							+
» *periplanus* VAD. . . .							+
» *folium* AG.							+
» *subfolium* POM. . . .							+
» *sublagonoides* VAD. .							+
» cf. *parvus* DUSCH. .	+	+					
» *pyramidalis* MICHL. .				+			
» *acuminatus* DESH. .			+				
» cf. *gibossus* RISS. . .			+				
Echinolampas (Heteroclypeus) subpentagonalis GREG. .							+
» *Nevianii* AIR. . .							+
» *hemisphaericus* LAM.	+						+
» *barcinensis* LAMB. .							+
» *transsylvanicum* VAD.			+				
» *dacicus* VAD. . . .				+			
» *Lamillardi* AG. . .				+			
» *Linkii* GOLDF. . .		+					
Schizaster eurinotus AG.							+
» *calceolus* LAMB. . .							+
» *Ilattoi* LAMB. . . .							+
» *barcinensis* LAMB. var..							+
Trachyaster Lovisatoi COTT. . .							+
» *Cotteaui* WRIGHT. .							+
Pericosmus latus AG.							+
Brissopsis crescenticus WRIGHT .							+
» *comobrinus* LAMB. . .							+
Plagiobrissus hungaricus VAD. . .							+
Prospatangus hungaricus VAD. . .							+
» cfr. *corsicus* COTT. .							+
Echinocyanus ovatus AG.			+				+
Goniaster sp.			+				
Scutella vindobonensis LK. . . .	+						
» *subrotundata* LAM. . . .			+				

Institutul Geologic al României

NOM DES ESPÈCES	Pietroasa	Podeni	Rachiș	Cacova	Măjina	Aiud	Gârbova de Sus
BRYOZOAIRES							
Defrancia prolifera REUSS. . . .			+	+			
» *formosa* REUSS. . . .			+				
Retepora celulosa L.			+	+			
Cellepora globulus REUSS.	+	+	+	+			
» *globularis* REUSS. . . .		+					
» *polyphyma* REUSS. . .		+					
» *arrecta* REUSS.		+					
Ceriopora arbuscula REUSS. . . .			+				
VERS							
Serpula sp.			+				
FORAMINIFÈRES							
Heterostegina costata d'ORB. . .			+	+			
Discorbina cf. *euimia* HOUTK. . .			+				
PLANTES. CONIFÈRES							
Pinus sp.			+				
ALGUES CALCAIRES							
Lithothamnium ramosissimum, REUSS.	+	+	+		+		

Aux plissements post-sénoniens a succédé la transgression éocène. Les dépôts paléogènes connus dans la région de Cluj ont été érodés sur la bordure E des Monts Métallifères, à l'exception de la région de Bucerdea Vinoasă, où les grès gris micacés de Dealul Râpei couvrent en transgression les marnes rouges sénoniennes et supportent à leur tour les calcaires tortoniens de Dealul Boierului.

L'ingression tortonienne est l'ingression la plus importante qui se soit produite durant le Néogène. Les dépôts tortoniens représentent la limite W des dépôts néogènes de la Cuvette transylvaine ; ils prennent directement contact avec les dépôts mésozoïques des Monts Métallifères. La ligne de rivage du Tortonien correspond à la limite W des dépôts existants. Le facies récifal, de même que le facies détritique représenté par des graviers, sont une preuve de la proximité du rivage marin. M. I. P. VOITEȘTI (114) a figuré les calcaires tortoniens de l'W de Turda sous la forme de type de

Institutul Geologic al României

sédiment de plage. La phase transgressive du Tortonien se trouve généralement dans les Monts Apuseni. Les dépôts récifaux se sont établis aux alentours du massif des Monts Apuseni. Les conditions requises par la formation des récifs étaient accomplies, puisqu'en dehors du climat chaud, la mer, étant dépourvue de tout détritus, favorisait dans une grande mesure le développement des colonies de récifs.

Après la transgression tortonienne, les eaux de la Cuvette transylvaine n'ont plus atteint les Monts Métallifères ni les Monts du Trăscău. Après le dépôt des calcaires tortoniens, le bloc des Monts Apuseni n'a subi que des mouvements sur la verticale, puisque les dépôts méditerranéens apparaissent faiblement inclinés.

III. ROCHES ÉRUPTIVES

A) ROCHES ÉRUPTIVES ANCIENNES

Aperçu historique. Étant donné le rôle tellement important des roches éruptives dans les Monts du Trăscău, il était tout naturel que les premiers chercheurs s'en occupassent. Dès le début elles ont été attribuées partiellement ou totalement au Trias. C'est ainsi que HERBICH et A. KOCH ont considéré toute la série de roches éruptives comme appartenant au Trias. PRIMICS et INKEY ont distingué une série de roches crétacées (porphyrites et porphyres quartzifères) et une série de roches triasiques (mélaphyres).

Dans une étude récente (102), S. SZENTPÉTERY mentionne les analyses microscopiques des types de roches qu'il attribue entièrement au Trias supérieur. Il montre l'existence de plusieurs types d'âge différent dont les plus anciens seraient les diabases et les diabase-porphyrites, auxquelles succéderaient les porphyrites quartzifères, les porphyrites à amphibole et à biotite, les porphyrites à oligoclase et finalement les porphyrites et les porphyres quartzifères, qui seraient par conséquent les plus récents.

E. VADÁSZ, qui s'est attaché à l'étude de la zone de klippes des Monts Métallifères, insiste sur l'âge crétacé des éruptions, se basant à cet effet sur les apparitions de roches éruptives en pleine zone du Flysch crétacé et sur la présence d'une brèche volcanique au contact entre les calcaires jurassiques et les diabases de l'W d'Izvoarele. Voici ce qu'il écrit à ce sujet : « Aus diesen Daten muss auf jüngere unterkretazische Eruptionen geschlossen werden, deren Material mit jenem der älteren Eruption grösstenteils ident ist » (111).

Dans des notes antérieures parues dans les Comptes Rendus de l'Institut Géologique de Roumanie, nous avons séparé les anciennes roches triasiques, remaniées dans le Crétacé inférieur, des roches filoniennes crétacées, et

Institutul Geologic al României

récemment nous avons montré (35) le rôle tectonique des ophiolites triasiques des Monts Métallifères.

1. OPHIOLITES

L'un des principaux problèmes touchant la géologie des Monts du Trăscău concerne l'âge des ophiolites, fort discuté à cause de la manière tellement variée dont elles se présentent. Si l'on commence les investigations par le N de la région, l'âge des éruptions semble étroitement lié à la zone des schistes cristallins, de sorte qu'on ne peut en toute logique que leur attribuer un âge ancien.

A notre avis, les ophiolites appartiennent à des laccolites de demi-profondeur, d'âge triasique supérieur. Par conséquent, nous sommes d'accord avec la majeure partie des géologues hongrois quant à l'âge triasique d'une partie seulement des éruptions des Monts du Trăscău, mais nous sommes en désaccord au sujet des caractères pétrographiques et des conditions tectoniques de ces éruptions.

Les roches ophiolitiques ont une structure granuleuse ophitique et appartiennent aux types de nature laccolitique. Les contours des gisements affectent l'aspect de masses larges, intrusives, la forme de filon étant inconnue ou seulement apparente. Les massifs ophiolitiques intrusifs des Monts du Trăscău et des Monts Métallifères avec les rapports initiaux de gisement plus ou moins conservés, ne peuvent jamais être confondus avec les filons crétacés dont ils diffèrent tant par leur position géologique que par leurs caractères pétrographiques.

Répartition des gisements. Dans la crête du Trăscău, les ophiolites ne sont développées que dans la partie E, et on les rencontre de la Valea Rimetei jusqu'à Obârșia. Dans la Valea Muntelui (cote 742), les ophiolites sont fraîches, compactes et présentent une teinte noire tirant sur le vert. Dans la Valea Rimetei, elles sont transformées en une masse pulvérulente brune, dans laquelle se trouvent de rares blocs de roche fraîche brun-vert avec des taches blanc-vert.

Entre la Valea Muntelui et la Valea Pleșoaraei, à l'E des calcaires cristallins de Fundoaia, se trouvent des ophiolites et des ophiolites à olivine, sous la forme de lames, en alternance avec des calcaires à silex. La roche est généralement fraîche. L'augite est observable à l'œil nu. La chloritisation est avancée. Par altération, la roche passe dans une masse granuleuse brune renfermant des blocs frais à formes sphéroïdales qui atteignent jusqu'à 1 dm de diamètre.

Généralement fraîches, les ophiolites de la crête du Trăscău ont une structure allant de la structure intersertale-ophitique à la structure granuleuse (gabbroïde), avec un phénomène de chloritisation peu prononcé. La

Institutul Geologic al României

grandeur des porphyroblastes d'augite, l'état de fraîcheur, l'aspect lamellaire et l'alternance avec les bancs de calcaires calloviens constituent les caractères qui facilitent la reconnaissance sur le terrain des ophiolites dans la partie E de la crête du Trăscău.

Dans la crête du Bedeleu, les ophiolites affleurent d'une part au contact entre les schistes cristallins et le Crétacé inférieur, d'autre part entre les calcaires jurassiques et les calcaires cristallins. Dans la Valea Pietrii (cote 780), les ophiolites traversent les calcaires cristallins. On les rencontre dans les mêmes conditions à Drumul Muntelui et dans la Valea Bedeleului (cote 702).

Dans la masse éruptive de la crête Bedeleu—Râmeți, les ophiolites apparaissent sous la forme de blocs dans le talweg des vallées. A Dealul Mărului et à Intre Colibi, on peut également observer la présence de blocs noir-vert, à aspect criblé, dû à la solution des amandes de calcite. A Dealul Mărului, les ophiolites sont altérées et se présentent sous la forme d'une masse brune granuleuse. A «Pe Răgoaze» existent des ophiolites à quartz en alternance avec des bancs de calcaires jurassiques.

A Culmea Râmețului, les ophiolites ne peuvent être séparées des autres types de roches éruptives. La variété amigdaloïde accompagne les calcaires tithoniques. On rencontre les ophiolites aussi bien en continuation de la bande de la crête du Bedeleu (Valea Pietrei—Stârnina) que dans la zone d'écailles de Valea Uzii—Valea Inzelului.

Caractères pétrographiques. Nous entendons sous la dénomination d'ophiolites, des roches dont la structure va de la structure ophitique à la structure diabase-granuleuse, composées d'augite et d'un plagioclase, indifféremment si les phénomènes pneumatolytiques ont ou n'ont pas altéré ces éléments composants (113).

S. SZENTPÉTERY a décrit ces roches comme étant des gabbros, des gabbros-diabases, des diabases et des diabase-porphyrites.

La roche fraîche, dont la teinte va du vert-noir au noir, avec des taches blanchâtres ou verdâtres, est généralement altérée à la surface sur une épaisseur variant de quelques centimètres à un demi-mètre. La partie altérée est brune, brun-vert ou brun-rouge et présente un aspect granuleux. Dans ce cas on peut facilement détacher ces blocs frais de la masse de la roche. La teinte foncée aussi bien que le mode d'altération des roches font que leurs affleurements peuvent être observés aisément même à de grandes distances. Lorsque la roche a un caractère amigdaloïde dû à la solution des amigdales, elle affecte un aspect vacuolaire. L'altération des ophiolites ne se réduit pas à une couche superficielle, mais se manifeste parfois aussi dans la masse de la roche. Cette altération profonde est provoquée par les processus métasomatiques d'origine endogène des phénomènes hydrothermaux. La variété amigdaloïde, surtout fréquente dans le voisi-

Institutul Geologic al României

nage immédiat des calcaires jurassiques, est due à l'action des eaux d'infiltration. On constate au microscope que la structure de la roche est diabase-granuleuse, intersertale ou ophitique (113).

Le microscope révèle également la présence des minéraux constituants suivants :

Le plagioclase (50 à 70%), en baguettes prismatiques allongées, ou sous la forme de phénoéléments broyés et à extinction onduleuse, à lames d'augite à l'intérieur, avec de nombreuses macles sur la face d'albite, passe, par altération, dans une masse brune tirant sur le gris, dans laquelle on distingue l'épidote et la zoïsite. Le noyau foncé et frais révèle une teneur de 65% d'An. Le plagioclase correspond à un labrador-bitownit. Le noyau foncé est entouré d'un contour clair qui, à la suite de mesurages effectuées par la méthode Fedoroff, révèle une teneur de 50% d'An.

L'augite se présente en grains isométriques. Incolore, elle présente des fissures d'une teinte brune tirant sur le violet due à la teneur en titan. L'angle d'extinction varie de 35 à 45 degrés. A l'extérieur de l'augite, on observe qu'elle se transforme successivement en hornblende et en chlorite. Parfois la chlorite remplace complètement le contour de l'augite. Le phénomène d'ouralitisation est commun aux ophiolites.

La présence d'olivine caractérise les roches de Fundoaia. On rencontre ce minéral en plages informes entourant le pyroxène.

La biotite, à polychroïsme puissant ($n\alpha$ = jaune, $n\beta$ = brun, $n\gamma$ = brun foncé) qui n'apparaît que très rarement et en petites quantités, remplit les interstices de la roche conjointement avec le quartz et le minerai.

La chlorite secondaire, sous la forme d'agrégats de sphérolites à faible biréfringence, provient de la transformation de la biotite.

En fait de minéraux secondaires nous distinguons la présence de la séricite, de l'épidote, de la zoïsite, de la calcite et du quartz, qu'on rencontre sous forme de pigments et qui proviennent de la transformation du noyau basique des plagioclases. Le quartz secondaire, à contour irrégulier, en vacuoles, est produit par l'action hydrothermale. La calcite, en vacuoles ou sous la forme de lambeaux isolés, tout comme les minéraux, résulte des mêmes phénomènes hydrothermaux.

Les ophiolites sont des roches à structure ophitique, dans la composition desquelles entrent, en tant qu'éléments principaux, des plagioclases basiques et de l'augite. La biotite est rare, de même que le quartz.

Dans des conditions normales, les ophiolites se présentent sous la forme d'importants massifs intrusifs. C'est ainsi que dans la partie E des Monts du Trăscău apparaît le massif ophiolitique du Trăscău, qui s'étend de la région de Turda à la Valea Rachișului, recouvert à l'E par les dépôts méditerranéens de la Cuvette transylvaine, tandis qu'à l'W se développe le second massif intrusif important de la crête Bedeleu—Râmeți. Lorsqu'elles

Institutul Geologic al României

se trouvent à la base d'un élément charrié, les ophiolites se présentent sous la forme de lames à aspect filonien. Tel est le cas des affleurements de la vallée du Bedeleu, de Bogdanul, Colții Pleșii, La Frunte, Balascheia, Gruiul Horghii, La Hospea, Topliţa, Podurile, de la Valea Ascunsă, de Rembești, Curuna et Nicaia.

Les ophiolites à aspect filonien, pincées dans la masse des schistes cristallins, se trouvent au contact entre les schistes cristallins et le Crétacé inférieur (Gornești, Balascheia, Gruiul Horghii) ou bien entre les dépôts crétacés (La Hospea, Topliţa).

Dans les Monts Métallifères, les massifs ophiolitiques intrusifs sont déplacés et plissés conjointement avec le Crétacé inférieur, formant le plus souvent, avec les calcaires tithoniques, des lambeaux de recouvrement.

Bien que les ophiolites aient eu un rôle tectonique important, puisqu'elles ont jalonné les contacts anormaux et supporté la nappe mésocrétacée, elles ne présentent pas le caractère de mylonitisation des roches acides.

2. PORPHYRITES ET PORPHYRES

S. SZENTPÉTERY considère comme porphyrites tous les types de roches à structure porphyrique rencontrées dans les Monts du Trăscău aussi bien que dans les Monts Métallifères. Quant à nous, nous avons distingué les séries de porphyrites suivantes : les porphyrites anté-aptiennes et les porphyrites post-aptiennes.

Les porphyrites anté-aptiennes, qui traversent les schistes cristallins, sont postérieures à la phase hercynienne, puisque nous ne les trouvons pas métamorphisées. Il est malaisé de déterminer l'âge des porphyrites anciennes, vu le manque de dépôts plus anciens que le Jurassique. Elles peuvent toutefois être comparées, en partie tout au moins, aux porphyres quartzifères des dépôts permiens (Verrucano) du bassin supérieur de la vallée de l'Arieș. Ces porphyres se trouvent remaniées dans les conglomérats aptiens.

Les porphyrites nouvelles post-aptiennes peuvent être divisées à leur tour en une série crétacée et en une série tertiaire.

A la série crétacée appartiendraient les porphyrites feldspathiques, les porphyrites à amphibole et les porphyres à pyroxène, déjà décrites par S. SZENTPÉTERY.

En raison des phénomènes d'altération intense, les éruptions tertiaires ont été considérées comme des porphyrites et des porphyres et attribuées au groupe des éruptions anciennes mésozoïques.

Les porphyrites et leurs tufs ayant déjà fait l'objet d'études de la part de SZENTPÉTÉRY, nous ne reviendrons plus sur ce sujet.

Sur la carte ces roches sont representées, en partie, dans les mêmes contours que les ophiolites.

Institutul Geologic al României

B) ROCHES ÉRUPTIVES CRÉTACÉES

1. ROCHES LAMPROPHYRIQUES

Ces types de roches, qui n'ont été jusqu'à présent décrites par aucun auteur, passent pour appartenir à la catégorie des diabases et des porphyrites.

Les filons lamprophyriques ne sont connus que dans le Crétacé inférieur, en l'espèce à Poiana, à la confluence de la vallée du Rachiș et de la vallée de l'Aiud, et au S du village d'Izvoarele (Fig. 25). A Poiana affleurent deux filons, dont le premier, d'une épaisseur de 10 m, se trouve à proximité de la vallée de l'Aiud et le second immédiatement au-dessus, sur la courbe de niveau de 360 m. Le filon de Bențea mesure 40 cm d'épaisseur et est secondé par un filon de dimensions similaires fracturé entre les Couches à Aptychus.

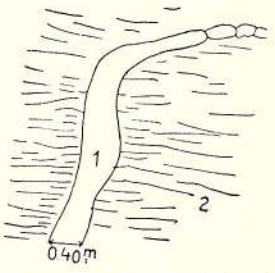


Fig. 25. — Coupe de détail le long de la route Izvoarele-Cantăș.

1, roches lamprophyriques;
2, Valanginien-Hauterivien.

Les roches lamprophyriques traversent le Crétacé inférieur, ce qui nous incite à leur attribuer l'âge crétacé.

Du fait qu'on n'a pas établi dès le début une distinction entre une série ophitique ancienne, sous la forme de massifs intrusifs, et une série de roches lamprophyriques d'âge crétacé, des controverses se sont produites au sujet de l'âge des éruptions. Dernièrement VADÁSZ a abouti à la conclusion, apparemment fort vraisemblable, que les éruptions se sont prolongées durant tout le Mésozoïque, mais qu'il est impossible de séparer les divers types par suite de l'identité du matériel éruptif. Cette confusion a également abouti à l'impossibilité d'une interprétation tectonique plus générale.

A la suite de recherches minutieuses, nous avons réussi à séparer deux types de roches :

a) Des ophiolites anciennes à caractère intrusif, dont le rôle a été des plus importants dans la tectonique mésocrétacée ;

b) Des lamprophyres à caractère filonien, d'âge crétacé. En fait de roches lamprophyriques, nous avons pu distinguer les types suivants :

a) *SPESSARTITE-ODINITE (TYPE A)*

Au microscope on observe une structure doléritique divergente.

Le plagioclase altéré, très rarement frais, souvent à inclusions de hornblende et de biotite de la pâte, constitue 50% de la masse rocheuse. Le plagioclase est un oligoclase contenant 25 à 35% d'An.

L'augite (10 à 20%), incolore ou légèrement verte, fraîche, zonée, parfois

Institutul Geologic al României

broyée, présente de nombreuses macles. La masse brune de la pâte s'infiltre par les fissures de l'augite.

La hornblende verte (20%), en prismes allongés et à polychroïsme puissant (na = vert, $n\gamma$ = brun-olive), contient des lames de biotite et des grains de minerai.

La biotite brune (10%), la magnétite en grains uniformes, l'apatite et la chlorite sont les éléments qui viennent compléter la composition de ce type de roche.

b) *SPESSARTITE-ODINITE (TYPE B)*

La roche gris-noir, à patine rouilleuse sur les faces exposées, à phénoéléments de biotite et à « yeux » de calcite, dont la solution produit l'aspect caractéristique, a une structure porphyrique.

Le plagioclase (50%) séricitisé, rarement frais, en éléments sériés, est un labrador contenant 65% d'An.

On rencontre la hornblende pléochroïque ($n\alpha$ = vert, $n\beta$ = brun, $n\gamma$ = vert) sous la forme de lames prismatiques ou de baguettes allongées et maclées. A la périphérie, la hornblende est remplacée par de la chlorite et du minerai.

La magnétite (5%) se trouve en grains isométriques uniformément répartis.

Le quartz secondaire est légèrement dentelé et à extinction uniforme. La calcite secondaire est agglomérée sur certains points. La chlorite en plage est répandue dans toute la masse de la roche. L'apatite figure en tant qu'élément accessoire.

Le pourcentage des principaux minéraux entrant dans la constitution de la roche est le suivant : plagioclases 60%, hornblende 5%, biotite 15 à 20%.

c) *MONCHIQUITE*

La roche noire, compacte, a une cassure esquilleuse lorsqu'elle est fraîche. On ne la trouve qu'à Dealul Stânei, dans le voisinage du dyke dacitique de Jidovina.

La roche a une structure porphyrique et sa texture est faiblement orientée.

Le plagioclase maclé, zoné, à noyau rarement altéré, est une andésine.

L'augite (40%), en tant qu'élément sérié, idiomorphe, incolore, maclée, au contour légèrement broyé, présente vers la périphérie des passages à la hornblende.

On trouve la biotite brune, sous forme de lamelles faiblement orientées et courbées. Elle se transforme parfois entièrement en chlorite.

Le quartz, en gros grains isolés, à extinction onduleuse et à auréole de pigments impossible à identifier, a un contour irrégulier.

Institutul Geologic al României

La chlorite se présente sous forme de lambeaux, à moins qu'elle n'occupe entièrement le contour de la biotite ou de l'augite. La chlorite à contour cristallographique est environnée de grains de minerai.

On rencontre la magnétite en gros grains isolés ou en grains fins dans la pâte et autour de la chlorite.

La pâte est vitreuse et microgranulitique, avec des écailles d'élément noir.

2. PORPHYRE DIORITIQUE

Dans la Valea Mânăstirei, à Râpa Râmeţului, existe un filon de porphyre dioritique qui traverse les grès et les argiles aptiennes. HERBICH le fait figurer sur la carte des roches éruptives de Transylvanie sous la dénomination de trachyte. L. R. VON TELEGD l'a englobé dans les roches éruptives antécrétacées.

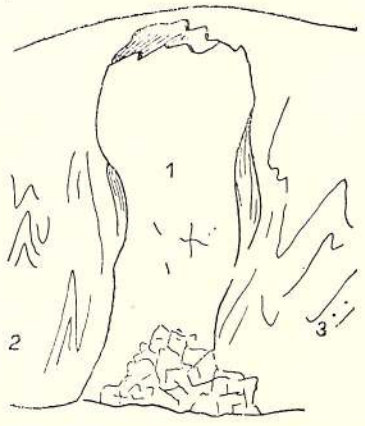


Fig. 26. — Coupe de détail dans la Valea Mânăstirei. (Échelle 1 : 2.500).

1, porphyre dioritique; 2, schistes aptiens; 3, grés aptiens.

A notre avis, le porphyre dioritique a un âge post-aptien. Ses relations avec le Flysch ressortent clairement dans la fig. 26.

La roche gris-noir, à phénoéléments de feldspath, de biotite et de hornblende, à cassure esquilleuse, à surfaces altérées et à fissures rouilleuses, est massive et dure.

Le microscope révèle une structure porphyrique. En fait d'éléments nous distinguons :

Le plagioclase tabulaire, maclé, zoné, en grains sériés, à intérieur altéré par suite des infiltrations de calcite, de quartz et de minerai de la pâte, devient brun. Le plagioclase est un labrador bytownite contenant 50 à 60% d'An. Les parties périphériques contiennent 35% d'An.

La hornblende prismatique, maclée, puissament polychroïque (na = jaune, ny = vert-olive), en partie chloritisé, présente des inclusions abondantes de minerai.

Le quartz présente un contour faiblement dentelé et une extinction uniforme.

La biotite, en lamelles isométriques, à auréoles pléochroïques, est parfois transformée en chlorite.

La magnétite est répandue dans toute la masse de la roche.

La pâte à structure microgranitique, qui forme un tiers de la masse rocheuse, est composée de plagioclase, d'orthose, de hornblende, de biotite, de quartz, de grenat, de calcite secondaire, d'apatite et de magnétite.

Institutul Geologic al României

Le pourcentage des minéraux entrant dans la constitution de la roche est le suivant :

Plagioclase 80%, hornblende 10%, biotite 5%, éléments accessoires 5%.

C) ROCHES ÉRUPTIVES TERTIAIRES

Au chapitre traitant des porphyrites nous avons montré la difficulté de séparer les roches tertiaires des roches anciennes, étant donné la progression des phénomènes d'altération. Une autre cause qui rend assez malaisée la différenciation des types de roches nouvelles des types de roches anciennes consiste dans le fait que les roches tertiaires traversent une bonne partie des massifs éruptifs anciens. La dépendance et le degré d'altération sont par conséquent les facteurs qui rendent la séparation difficile.

Les andésites remplissent le massif éruptif du Trăscău, traversent les ophiolites de la crête Bedeleu—Râmeți et affleurent sur de nombreux points des Monts du Trăscău, sans qu'il soit possible d'en dresser la carte séparément.

Les dacites sont les seules roches éruptives dont on puisse dresser la carte séparément. On les rencontre tantôt sous forme de dyke (Jidovina), tantôt sous forme de filons traversant les schistes cristallins ou le Crétacé. De petits filons de la zone des schistes cristallins affleurent dans la Valea Ursului sur la rive droite de la vallée du Vidolm, dans le bassin supérieur de la Valea Muntelui (Boieriștea) et dans la Valea Pleșoarei (Groapa Frenții). Dans le Crétacé inférieur, les dacites se trouvent dans la partie W et SW du village d'Izvoarele (La Frunte, Drumul Muntelui, Peștera Dumii), et dans le Crétacé supérieur on les rencontre à l'W de Vârfuiata, à Dealul Baciului (Fig. 27) et à Dealul Jidovina.

1. DACITE (TYPE JIDOVINA)

La dacite de Jidovina a été dénommée par HAUER et STACHE « trachyte à quartz ».

Dans la roche fraîche, grise, on distingue à l'œil nu des phénoéléments de feldspath, de quartz et de biotite. La roche altérée se présente soit en blocs de couleur brun foncé, à aspect gréseux et à arêtes tranchantes, soit sous forme d'une masse granuleuse brune.

Au microscope on observe que la dacite a une structure porphyrique sériée.

Dans la composition minéralogique de la roche, nous distinguons les minéraux suivants :

Le plagioclase maclé, parfois selon la macle de l'albite, zoné et corrodé, s'altère à partir du centre. D'autres fois l'altération est complète, à ceci

Institutul Geologic al României

près qu'à la périphérie des cristaux de plagioclase le contour reste net. Le plagioclase appartient à la série de l'andésine ; sa zone centrale est composée de 45 à 50% d'An, sa zone externe de 25 à 35% d'An.

Le quartz corrodé magmatiquement et légèrement fracturé présente des inclusions rares et des infiltrations de pâte sur les fissures.

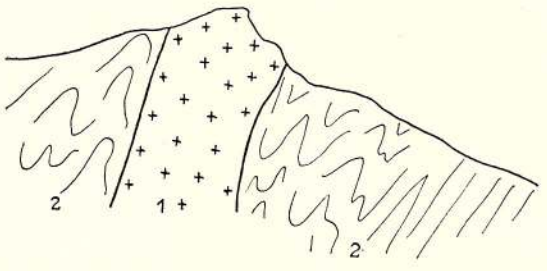


Fig. 27.– Coupe par le Dealul Baciului. (Échelle 1 : 8.000).
1, dacite; 2, Crétacé supérieur.

La biotite tabulaire brune et puissamment polychroïque, apparaît sous forme de lamelles à bordure frangée, entourée de grains de magnétite. A l'intérieur de la biotite on observe des inclusions de plagioclase et des lambeaux chloriteux. Parfois la biotite est complètement chloritisée.

La chlorite à contour cristallographique ou sous forme de lambeaux provient de la transformation de la biotite.

La magnétite apparaît en gros grains isolés ou en petits grains répartis d'une manière uniforme.

L'apatite figure comme élément accessoire.

La pâte, d'une structure microgranulitique, est composée de plagioclase, quartz, biotite, chlorite et magnétite. Lorsque la roche est profondément altérée, la pâte prend une teinte brun-vert due à l'action des minéraux de transformation non susceptibles d'être identifiés, qui pénètrent dans l'intérieur du plagioclase. L'élément noir disparaît.

Le pourcentage des minéraux entrant dans la constitution du dacite est le suivant : phénoéléments : 30 à 45% (plagioclase 15 à 20%, biotite 10%, quartz 5%) ; pâte : 40 à 55% (feldspath, quartz, biotite).

2. DACITE À AMPHIBOLE (TYPE DE LA VALEA URDAȘULUI)

Sur la rive droite de la Valea Urdașului se développent deux filons de dacite qui, contrairement aux filons de Jidovina, contiennent des amphiboles. Le premier filon, celui de Dealul cu Brazdă, suit la rive droite de la Valea Urdașului. Le second filon, d'un développement moindre, qui affleure dans le talweg (cote 502), traverse le lieu dit Groapa lui Ieremia et se prolonge sur la rive droite de la vallée du Vidolm.

Par altération, la roche acquiert une patine brune, tandis que sur cassure fraîche elle est grise et se transforme en une masse pulvérulente.

La structure est porphyrique.

Institutul Geologic al României

Sous le microscope on voit que l'intérieur du plagioclase maclé, zoné et corrodé est entièrement altéré et rempli de lambeaux chloriteux et de carbonates. Le quartz corrodé magmatiquement présente des infiltrations

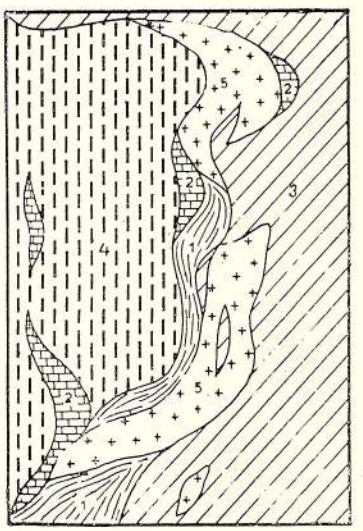


Fig. 28. — Carte géologique des environs d'Izvoarele (Échelle 1 : 10.000).

1, schistes cristallins; 2, calcaires cristallins; 3, Valanginien - Hauterivien ; 4, ophiolites ; 5, dacite.

de pâte sur les fissures. On rencontre la biotite brune, à rares inclusions de feldspath et de pigments de magnétite, sous forme tabulaire ou en lamelles, parfois entièrement chloritisée. La hornblende verte ($n\alpha$ = jaune, $n\gamma$ = vert) passe à l'extérieur dans la biotite. La pâte vert-brun est formée de quartz, de feldspath et d'éléments noirs en partie altérés.

Institutul Geologic al României

III-e PARTIE

TECTONIQUE

I. ANALYSE STRUCTURALE DÉTAILLÉE

A) ZONE DES SCHISTES CRISTALLINS

Les schistes cristallins de la crête du Trăscău, représentés par un complexe de roches gréseuses-argileuses à la partie inférieure et par des calcaires à la partie supérieure, sont d'âge paléozoïque.

Ces dépôts ont été plissés durant l'ère hercynienne et replissés ensuite durant l'orogène alpin mésocrétacée.

Plissements hercyniens. On ne constate nulle part la présence d'une série continue allant du Paléozoïque au Mésozoïque. Le Permien, représenté par les conglomérats du Verrucano, démontre l'existence d'une phase de plissement anté-permienne. Il en résulte donc que les dépôts sédimentaires paléozoïques, quartzeux à la base et calcaires à la partie supérieure, traversés par des filons de roches basiques, ont été affectés par les plissements hercyniens anté-permiens. C'est à l'époque de ces plissements que se sont produites les injections orthogneissiques. Nous n'avons pas pu constater l'effet tectonique des plissements hercyniens dans les Monts du Trăscău. Le problème des unités tectoniques pouvant être étudié dans le massif cristallin de Muntele Mare, la solution de ce problème dépasse le but de la présente étude.

Après les plissements paléozoïques, les schistes cristallins exondés entrent dans une phase de dénudation intense. Vient aussitôt après la transgression permienne, représentée par les conglomérats permiens (Verrucano) du bassin supérieur de l'Arieș. Le Permien de la masse cristalline de Muntele Mare présente des intrusions et des filons de porphyrites associées à leurs tufs.

Une reconstitution des phases orogéniques n'est guère possible dans cette région, par suite du manque total des dépôts triasiques et liasiques. Pour cette raison on ne saurait déterminer avec suffisamment de précision l'âge des éruptions des Monts du Trăscău et des Monts Métallifères.

Le plan général de la répartition des schistes cristallins avant les plissements alpins, quand les schistes cristallins des Monts du Trăscău ne formaient avec les régions cristallines attenantes qu'une seule unité, était le suivant : la masse granitique principale de Muntele Mare occupait une

Institutul Geologic al României

position centrale, tandis que les schistes cristallins se développaient à la périphérie. Étant donné que les lignes tectoniques sont dépourvues de Mésozoïque, nous leur attribuerons l'âge hercynien. Les microplissements des schistes cristallins en discordance avec la direction actuelle des couches peuvent représenter des réminiscences hercyniennes.

Plissements alpins. L'aspect actuel des plissements est déterminé par les phases orogéniques alpines. Il est impossible de reconstituer les rapports entre les plissements de la zone cristalline ancienne et des plissements alpins, en raison de la reprise des plissements hercyniens dans les plissements nouveaux alpins. Les rares discordances angulaires entre les schistes cristallins et le Mésozoïque qu'ils supportent sont dues aux phénomènes tectoniques.

La partie E des Monts du Trăscău présente une série de synclinaux et d'écailles à pendage général vers l'W. Du N au S nous distinguons les éléments tectoniques suivants :

a) Le synclinal Dealul Băieşilor—Vârful Cosaşului, d'une largeur de 2 km, commence à Târnicioara et disparaît dans la Valea Colţanelor. Le fond de ce synclinal est profondément pincé et présente le même pendage général vers l'W ;

b) Le synclinal Colţul Trăscăului—Dealul Mare est développé normalement dans la Valea Muntelui, qui le coupe sur une largeur de 500 à 600 m. A Pădurea Oprită, sur le flanc E de ce synclinal, on observe une série d'écailles secondaires.

c) Le synclinal Muntele Iaru—Vârful Cornul se ferme périclinalement au N, tandis que sur le flanc E il s'unit au synclinal Fundoaia (au S de la Valea Pleşoarei). Au S il disparaît sous la couverture mésozoïque qui recouvre successivement le flanc E et le flanc W. Sur le flanc E de la crête du Trăscău, on sépare les écailles suivantes :

1. L'écaille située au SE de Târnicioara, traversée sur toute sa longueur par l'ancienne route des mineurs, est perforée par les travaux primitifs de mine qui y ont été exécutés.

2. L'écaille de Baia Albă, qui a les mêmes caractères que l'écaille de Târnicioara, est traversée par des amphibolites, abonde en minerai de fer et se détache en lamelles secondaires (Baia Albă).

A proximité du contact avec les schistes cristallins se développent de nombreuses écailles secondaires.

3. Les écailles de Culmea Cantăş. Entre les cotes 957 et 830 se trouvent une série de lames de calcaires cristallins qu'on rencontre également au S de la Valea Muntelui, à savoir :

4. Les écailles de la crête de Fundoaia.

5. Les écailles de Pietricelele.

Institutul Geologic al României

La partie W des Monts du Trăscău est caractérisée par les séries d'écailles suivantes, déversées à l'W :

1. Les écailles situées à l'W de Dealul Băieşilor, qui affleurent sous forme de lames de dimensions variées.

2. L'écaille de Căprariu—Padina, la mieux développée de toute la région, commence à la Valea Mărului et s'étend jusqu'à la Valea Ursului, en traversant la vallée de l'Arieş. A Vârful Căprariu et à Padina, ces écailles atteignent leur maximum de développement et manifestent une certaine tendance vers la forme synclinale.

3. Les écailles de la vallée de l'Arieş, parmi lesquelles nous rangeons aussi les lames de la vallée de l'Arieş et les écailles de la Valea Mărului, de « La Coastă » et de la région comprise entre Vârtejul et le village de Lunca.

4. Les écailles de Vârfuiata, à aspect de faisceau, sont beaucoup mieux développées. A la cote 866 les calcaires cristallins prennent la forme de synclinal.

5. Le synclinal de Piatra Corbului—Lespezi indique un retour local au sens général de pendage W.

Avec ceci, nous avons terminé la description des aspects tectoniques constatés dans la zone des schistes cristallins, selon le mode d'apparition des calcaires cristallins, et nous exposerons maintenant les rapports de ces schistes avec le Mésozoïque.

Le contact des schistes cristallins avec les dépôts mésozoïques. Crête du Trăscău. La zone des schistes cristallins de la crête du Trăscău chevauche, dans la partie E, les dépôts mésozoïques, le plan de chevauchement ayant tout le long de son tracé un pendage de 60 à 85°W. Les schistes cristallins chevauchent en majeure partie les conglomérats aptiens. Sur la ligne de chevauchement affleurent souvent des blocs de calcaires tithoniques (Piatra Mică, Cantăş, Cetatea Trăscăului) et des Couches à Aptychus laminées.

Le contact avec les dépôts aptiens et la présence des lames de calcaires tithoniques et de Couches à Aptychus forment la caractéristique du versant E de la crête du Trăscău. La ligne de chevauchement Buiagul—Ţibloc—Cantăş—Cetatea Trăscăului a un âge post-aptien, correspondant à l'orogène alpin méso-crétacé, et a été accentuée par des mouvements post-sénoniens plus récents.

Crête de Bedeleu—Râmeţi. Ici la ligne de chevauchement entre la zone des schistes cristallins et le Mésozoïque perd son caractère de continuité. La partie E de la crête de Bedeleu—Râmeţi est caractérisée par une structure en écailles et la ligne de chevauchement des schistes cristallins de la crête du Trăscău se décompose en une série de lignes d'écailles de moindre importance.

Institutul Geologic al României

Rapports de la zone des schistes cristallins avec les accidents connexes dans la partie W. On observe les mêmes rapports anormaux dans la partie W de la zone cristalline, où les schistes cristallins chevauchent également les dépôts crétacés, le chevauchement étant orienté vers l'W. La ligne de contact anormal va de Vârfuiata (cote 926) à la vallée de l'Arieș, où elle est recouverte par les dépôts alluvionnaires. Cet important accident tectonique n'intéresse pas seulement le Crétacé inférieur, comme dans la partie E de la crête du Trăscău, mais aussi le Crétacé supérieur. A Podurile, les marnes rouges et gris-vert sénoniennes affleurent sous les schistes cristallins. L'âge du chevauchement est donc post-sénonien. Les causes qui ont déterminé ces déviations du sens général des plissements seront expliquées plus loin.

Au NW du village de Lunca, les schistes cristallins se décomposent en écailles. C'est ainsi qu'au S de la Valea Ursului prend naissance une première écaille dont l'extrémité méridionale s'arrête à Lunca. Les conglomérats aptiens sont pincés entre la masse principale des schistes cristallins et l'écaille détachée. Dans la Valea Morilor on observe un pendage des plissements vers l'E, alors que le phénomène de superposition inverse se répète à deux reprises.

La partie W des Monts du Trăscău est donc caractérisée par le chevauchement des dépôts crétacés par les schistes cristallins dans la région de Vârfuiata—Lunca et par une série d'anticlinaux de schistes cristallins déversés vers le massif du Gilău dans la région de Sălciua-Ponor.

Plissements à rebours des schistes cristallins dans la zone du Flysch. A l'W de la crête calcaire du Bedeleu se trouve une série de plissements couchés dans un sens opposé au sens général :

a) L'anticlinal Valea Ascunsă, qui supporte les conglomérats aptiens apparaît dans la vallée de l'Arieș, au NE du village de Sălciua de Jos, et disparaît sous la couverture conglomératique (rive gauche de la Valea Ascunsă). Au N de l'anticlinal Valea Ascunsă, les schistes cristallins de Podurile se trouvent dans les mêmes rapports tectoniques ;

b) L'anticlinal d'Onceşti, dont on ne voit apparaître, dans la région considérée, que son extrémité septentrionale, se subdivise au N de la Valea Mogoșului en deux écailles séparées par les grès aptiens, à savoir : l'écaille Dealul Jurchii—Cristești—Onceşti et l'écaille Dealul Petriceaua—Nicaia—Petrușești. Immédiatement au S de la Valea Mogoșului, l'anticlinal se développe dans toute sa largeur.

Développement axial des plissements. Nous constatons dans le développement des plissements de la zone de schistes cristallins un plongement axial vers le S. Ce phénomène ressort clairement de l'apparition sucessive des

Institutul Geologic al României

calcaires cristallins et des calcaires jurassiques. Au N de la région, l'érosion tendant au stade de pénéplaine, a érodé complètement la couche supérieure de calcaires cristallins, et les schistes cristallins sont ceux qui prédominent. Plus au S, dans la crête du Bedeleu, l'immersion axiale est mise en évidence par l'intervention des calcaires cristallins et des calcaires mésozoïques, qui recouvrent la zone de schistes cristallins. Sur le flanc E de cette zone nous assistons à la disparition des plissements de schistes cristallins sous la couverture des dépôts crétacés. A Topliţa, les schistes cristallins disparaissent complètement. Au N du village d'Izvoarele, la zone des schistes cristallins se rétrécit considérablement par suite de l'isolement du pli-écaille de Pietricelele—Ouaşul. Si l'immersion de la zone de schistes cristallins avait continué normalement, les schistes cristallins auraient dû disparaître dans la région de la Stârnina, mais comme il s'est produit une nouvelle élévation axiale de grande amplitude à Cantăş—Bogdanu, les schistes cristallins ont été ramenés du soubassement. D'ici vers le S, l'immersion axiale peut être observé au moyen du sédimentaire qui couvre les plissements des schistes cristallins.

Dans la partie W, l'immersion axiale est plus brusque, les dernières apparitions de schistes cristallins de la crête du Trăscău se produisant à Podurile. Les croissances d'amplitude axiale se répètent deux fois ; nous avons par conséquent affaire à deux surélévations axiales.

Âge mésozoïque du métamorphisme des schistes cristallins (J. Szádeczky). J. Szádeczky a essayé d'attribuer au métamorphisme des schistes cristallins un âge mésozoïque (Crétacé inférieur — Crétacé supérieur). Un premier argument qui plaide contre cette hypothèse est la présence des blocs de schistes cristallins plus ou moins roulés dans les dépôts les plus anciens, comme par exemple dans le Permien, dont les conglomérats sont formés de schistes cristallins et de quartzites, et dans le Jurassique, qui présente les mêmes éléments de schistes cristallins remaniés. De même, la présence des blocs de schistes cristallins dans les conglomérats aptiens et dans le conglomérat de base du Crétacé supérieur milite en faveur de l'attribution des schistes cristallins au Paléozoïque.

L'argument invoqué par Szádeczky en faveur de l'âge mésozoïque des schistes cristallins des Monts du Trăscău est que les calcaires jurassiques fossilifères de la crête du Bedeleu présenteraient des transitions aux calcaires cristallins de la base. Il appert toutefois des données recueillies sur le terrain qu'entre les calcaires cristallins et les calcaires tithoniques s'interposent des roches éruptives anciennes et des bancs de calcaires à silex où l'on n'observe pas l'influence du métamorphisme. L'horizon supérieur de calcaires cristallins n'est pas d'âge jurassique, comme Szádeczky le croit. Les calcaires jurassiques de la crête du Bedeleu n'ont pas été méta-

Institutul Geologic al României

morphisés dans la partie N de la région, là où ils viennent en contact direct avec les schistes cristallins. Par conséquent, les calcaires cristallins ressortissent à la zone des schistes cristallins, et leur présence au-dessous des calcaires jurassiques n'est qu'une simple coïncidence.

En résumé, la zone des schistes cristallins provenant du métamorphisme d'un complexe argilo-gréseux à la base, calcaire à la partie supérieure, traversé par des filons diabasiques d'âge paléozoïque, a été pincée dans les plissements hercyniens anté-permiens. Les plissements mésocrétacés ont repris la zone de schistes cristallins, adaptant les anciens plissements aux plissements alpins mésozoïques. L'aspect tectonique actuel est déterminé par les plissements mésocrétacés et post-sénoniens.

B) ZONE MÉSOZOÏQUE

Non seulement la zone des schistes cristallins, mais aussi celle du Mesozoïque a subi des plissements d'âge mésocretacé.

Au point de vue de la structure, on distingue dans les Monts du Trăscău les zones suivantes :

1. *Zone principale (synclinal du Bedeleu)*. Les calcaires tithoniques, qui forment l'axe des Monts du Trăscău et le point de jonction avec les Monts Métallifères, constituent en même temps la limite de séparation entre les eaux du bassin du Mureș et celles du bassin de l'Arieș. Dans la partie N, ces calcaires prennent contact avec la zone des schistes cristallins à la suite d'une discordance angulaire. Sur le flanc E de la crête Bedeleu—Râmeți, les calcaires tithoniques prennent contact avec les roches éruptives. Vers le bassin de l'Arieș, dans la région dénommée Sub Piatră, le contact avec les conglomérats aptiens se fait par une faille, qui prend plus au S l'aspect d'une ligne de chevauchement. Dans la région comprise entre la Valea Ascunsă et la Valea Poienii, les calcaires tithoniques présentent des accidents tectoniques variés.

Le phénomène de détachement en écailles, longues de quelques centaines de mètres, commence à la cote 841. Lorsqu'on contemple la crête du Bedeleu de la vallée de l'Arieș, on a l'impression d'avoir affaire à une bande continue de calcaires, mais si l'on descend par contre de la crête du Bedeleu vers la vallée de l'Arieș, on se rend compte que la coupe géologique est bien plus compliquée qu'il ne semble à première vue. A la cote 841 de la zone principale du Bedeleu, c'est seulement à ses extrémités que se détache une première lame de calcaire tithonique. A la hauteur de la grotte de Valea Ascunsă se bifurque une nouvelle lame, qui va en s'épaississant vers le S et forme les calcaires de Vânătara.

Entre Giurgești et la Valea Poienii, le phénomène de détachement en

Institutul Geologic al României

écailles prend plus d'ampleur. Nous y trouvons en effet, sur un espace relativement restreint trois, lames : la lame de Herghieşti—Vineşti celle de Vomeşti et celle de Brădeşti ; les lames se détachent dans le sens inverse.

La tendance de détachement en coulisses des calcaires jurassiques situés au N de la Valea Poienii est de rétrécir continuellement la zone principale, tandis que le phénomène de détachement en sens inverse (en lames ayant les extrémités N libres) tend à maintenir la largeur de la zone principale.

Le contact entre les calcaires tithoniques et les dépôts du Flysch dans la partie W des Monts du Trăscău est constant, mais les rapports tectoniques sont variables. Au N de la région, le Crétacé inférieur supporte les calcaires jurassiques le long d'une ligne de chevauchement.

A Giurgeşti, on peut suivre toutes les positions intermédiaires du contact anormal Tithonique — Flysch jusqu'à la superposition normale.

Entre Vânătara et Gorunul, les diverses lames de calcaires tithoniques, et parfois même une seule lame, peuvent présenter toute la gamme de rapports avec le Flysch (pendage W, position verticale et de nouveau pendage W).

Après ce caractère hésitant des rapports Tithonique — Flysch dans la région de Valea Poienii, les calcaires tithoniques prennent, dans la région de Giurgeşti—Valea Poienii, le pendage vers l'W.

Au S du village de Valea Poienii, les calcaires jurassiques supportent normalement les dépôts aptiens. A Cheia, les couches accusent un pendage de 60 à 85°W.

Dans la région de Brădeşti, le synclinal du Bedeleu est supporté sur le flanc oriental par les schistes cristallins, tandis que le flanc occidental supporte les conglomérats aptiens. Il conserve la même largeur d'environ 1 km jusqu'à la limite entre la crête du Bedeleu et celle du Râmeţi. A Vârful Geamănului, le synclinal devient monoclinal et affleure sous cet aspect sur toutes les coupes de la crête du Râmeţi.

Si l'on poursuit le développement de l'axe synclinal du N au S, on constate une immersion axiale continue, accompagnée à l'W par l'apparition des écailles de la Valea Poienii. Au S du village de Brădeşti, l'axe manifeste une tendance à se relever. L'immersion axiale observée dans la crête du Bedeleu correspond à l'immersion graduelle de la zone cristalline. La tendance d'élévation axiale dans la crête du Râmeţi doit être mise en liaison avec la terminaison péri-synclinale de la zone principale de calcaires tithoniques.

Terminaison périclinale du synclinal du Bedeleu. Dans la Valea Galdei, les calcaires tithoniques sont coupés pour la seconde fois par une vallée transversale. Ici la zone de calcaires se rétrécit jusqu'à 500 m.

Institutul Geologic al României

A l'E les rapports avec la masse éruptive se maintiennent, tandis que le flanc W se relève dans sa partie supérieure, tendant à prendre la forme de synclinal normal. D'après la manière dont l'extrémité N du synclinal du Bedeleu se présente, on est porté à croire qu'il s'agit d'une structure normale. Il s'ensuivrait donc que, quelque part dans la région du Râmeți, les calcaires tithoniques disparaîtraient complètement sous la couverture des dépôts aptiens.

La surélévation axiale du synclinal du Bedeleu dans la partie S de la région a déterminé la terminaison périclinale des calcaires tithoniques dans les Monts Métallifères. Dans la région située au S de la Valea Mânăstirei, la tendance d'élévation axiale s'accentue continuellement, au point qu'à Vârful Drogului les calcaires tithoniques présentent une terminaison périsynclinale et n'affleurent plus que sur les crêtes, où ils sont supportés par les dépôts du Flysch.

En ce qui touche la terminaison périsynclinale à l'extrémité méridionale de la zone du Bedeleu et les interprétations qu'il sied de donner à ces premières observations, nous reviendrons à leur sujet d'une façon détaillée au chapitre traitant des grandes unités tectoniques.

Zone des klippes internes. A l'W de la zone principale de la crête du Bedeleu se développe la zone des klippes internes, de plus en plus compliquées à mesure qu'on va du N au S. C'est ainsi que les calcaires tithoniques de Podurile sont limités au N et au NE par des schistes cristallins et des roches éruptives, tandis qu'au S ils se décomposent en deux lames. A Valea Ascunsă, les calcaires tithoniques atteignent leur maximum de développement, formant 3 à 4 séries parallèles de dimensions réduites.

Outre la klippe de Valea Ascunsă—Vânătara, on rencontre les klippes de la cote 891, au N de l'église du village de Valea Ascunsă. Après ce maximum de développement, la zone des klippes disparaît sur la distance Vânătara—Rembești.

Au S du village de Rembești, les klippes réapparaissent, présentant un caractère spécial et uniforme jusqu'à la Valea Cheii. Les klippes Rembești—Curuna—Grozești sont accompagnées de lames de schistes cristallins et de roches éruptives. La klippe de Rembești est formée de trois lames secondaires, unies entre elles dans la partie du milieu et séparées à leurs extrémités N et S. A Rembești, le phénomène de détachement des lames de calcaires se maintient, mais sur une échelle plus réduite. Ici les calcaires bien stratifiés accusent un pendage vers l'E et sont entourés par les dépôts crétacés, alors qu'à l'W ils sont supportés par des lames de schistes cristallins et d'ophiolites. Les rapports entre les éléments constitutifs de la klippe de Rembești, compliqués par l'apparition de nouvelles formations, sont les mêmes que sur le flanc E du synclinal de Bedeleu.

La klippe de Curuna, qui a des rapports de continuité avec

Institutul Geologic al României

celle de Rembești, présente les mêmes complications tectoniques sur le flanc W. La largeur de cette klippe est la moitié de celle de Rembești.

La klippe de Grozești—Nicaia est la continuation de la klippe précédente, à cette différence près que sur son flanc W n'apparaissent que des roches éruptives.

La klippe de Petrusești apparaît sous la forme d'une simple lame prenant contact avec le Flysch sur les deux flancs.

Dans la zone des klippes internes on distingue donc une série de klippes au N, en relation avec le Flysch crétacé et les schistes cristallins, et une autre série de klippes au S, dont le flanc occidental est accompagné de roches éruptives et de schistes cristallins. Le pendage général des couches est dirigé vers l'E ; elles chevauchent le Flysch à l'W, tandis qu'à l'E elles le supportent normalement.

Zone des klippes externes. Elle occupe la partie E de la crête Trăscău—Bedeleu—Râmeți. D'après les relations que présente chaque lame séparément, on peut distinguer des klippes qui apparaissent le long de la ligne de chevauchement de Rimetea—Valea Inzelului et des klippes qui reposent sur la masse cristalline.

Les affleurements de calcaires du N de la région entrent dans la première catégorie. De Țibloc, les calcaires tithoniques s'étendent, sous forme de blocs orientés du N au S, jusqu'à Piatra Mică. Les blocs se trouvent sur la ligne de dislocation importante Rimetea—Izvoarele, étant entourés de lambeaux de laminage valanginien-hauteriviens et de porphyrites. On constate les mêmes rapports à Piatra Mică, Cantăș et Cetatea Trăscăului.

Au S d'Izvoarele, on rencontre les affleurements de calcaires tithoniques au N et au NE de Colțul Murgului.

Les klippes jurassiques de la masse cristalline se trouvent à Balascheia et à Colțul Murgului.

En pleine zone de Flysch se trouvent les klippes de la région de Colțești, de Vârful Buteanului, Meta Leașului, Alomănești et Pleașa Râmețului. La klippe de Vârful Buteanului est formée de deux lames convergeant à la cote 1058, où elle atteint aussi son maximum de largeur. Elle se rétrécit au S et disparaît au-dessus de la Valea Inzelului. Meta Leașului se trouve sur la même direction que la klippe Vârful Buteanului sur la rive droite de la Valea Inzelului.

Les caractères de la zone externe de klippes consistent dans la variété de leurs rapports avec les diverses formations et leur présence dans la zone des schistes cristallins, dans la zone d'écailles de la Valea Inzelului et dans la zone du Flysch crétacé.

La klippe de Pleașa Râmețului—Piatra Cetei, qui entre également dans la catégorie des klippes de la zone du Flysch, présente

Institutul Geologic al României

un intérêt indéniable non seulement en ce qui touche la solution des problèmes tectoniques, mais aussi quant à la reconstitution des conditions paléogéographiques au Jurassique. Si l'on poursuit les rapports de la klippe de Pleașa Râmețului avec les dépôts du Flysch, on observe que tandis que dans la Valea Mânăstirei les calcaires sont pincés et réduits à une seule lame, sur la crête ils manifestent une tendance à l'horizontalité.

Zone des klippes marginales. A l'extrémité S des calcaires tithoniques des Munții Petridului se développe une zone de klippes qui jalonne la bordure orientale des Monts Apuseni. Cette zone est formée des klippes suivantes : Buiagu, Piatra Secuiului, Cheile Aiudului et Poiana. Les klippes de Buiagu et Piatra Secuiului sont supportées par le massif éruptif du Trăscău. La klippe de Piatra Lungă conserve les rapports avec l'éruptif du Trăscău, et c'est seulement à son extrémité N qu'elle chevauche le Flysch, indiquant l'influence de mouvements post-crétacés. Les klippes de Piatra Calului et de Datele présentent tout autour des relations avec le Flysch. A Piatra Calului, les calcaires tithoniques se décomposent du N au S en trois lames successives. Les klippes de Cheile Aiudului sont formées de deux séries dc lames situées sur les deux flancs de la vallée de l'Aiud. La klippe de Cetățele se scinde au N en deux lames importantes, orientées NW—SE. A Vârful Hotarelor se développe une klippe occidentale dont l'extrémité N a une direction NNW. Dans la partie E du village de Poiana, les calcaires jurassiques réapparaissent sous la forme de deux lames, dont l'une est noyée dans les dépôts méditerranéens.

A Măgura Geomalului se trouvent les dernières klippes de la zone marginale. Les calcaires tithoniques y forment les escarpements déboisés de Măgura, tandis que les calcaires tortoniens les couvrent à la partie supérieure et les entourent à la base.

Dans le voisinage du village de Geoagiu de Sus affleurent une série de klippes plus petites. La klippe de la cote 324, où se trouve une exploitation de pierre à chaux, est noyée par les dépôts méditerranéens. La klippe de Pârâul Mic est en liaison avec des roches éruptives et des dépôts crétacés. Quant à la klippe de Bulz, elle se trouve isolée au milieu des dépôts crétacés.

Il appert de la description de la zone de klippes marginales qu'en premier lieu nous avons affaire à une série de klippes jurassiques supportées par l'éruptif du Trăscău, en second lieu à une série de klippes en relation avec le Flysch et en troisième lieu à une série de klippes noyées par les dépôts méditerranéens de la Cuvette transylvaine. Pour ce qui est de leur mode d'arrangement sur le terrain, on distingue deux échelons de klippes orientées N—S. Le premier échelon N est constitué par les klippes de Buiagu, Piatra Secuiului, Datele et Cheile Aiudului, le second échelon S est formé par les klippes de Poiana et Geoagiu de Sus.

Institutul Geologic al României

Zone d'écailles de la Valea Inzelului—Valea Uzii. A l'E de la crête Trăscău—Râmeți prédomine la structure en écailles, qui atteint son maximum de développement au S. Dans la région du village de Rimetea, les lames de calcaires tithoniques et de Crétacé inférieur situées à l'E de la zone de schistes cristallins forment des écailles isolées dans la masse du Flysch. Au S du village d'Izvoarele, les écailles sont constituées par toutes les formations connues et se développent sur une zone mesurant 1 km de large sur 10 km de long, que nous avons dénommée zone d'écailles de la Valea Inzelului—Valea Uzii. Dans la constitution de cette zone entrent les schistes cristallins, les calcaires cristallins, les ophiolites triasiques, les calcaires jurassiques et le Crétacé inférieur.

Les schistes cristallins forment la zone d'écailles au N, à Colțul Murgului, et se prolongent vers le S jusqu'au village de Valea Uzii, avec une courte interruption à Gornești, due à la présence des ophiolites. Les lames de schistes cristallins de la Valea Drăgoiului — Balascheia et de Vârful Muntelui peuvent être considérées comme le flanc oriental du synclinal du Bedeleu.

Les ophiolites revêtent l'extrémité N des calcaires cristallins de Colții Pleșii, en commençant au S de Calea Rănilor, et s'enferment dans la Valea Inzelului. On rencontre une série de lames ophiolitiques entre les villages de Balascheia et de Valea Uzii.

Le Jurassique supérieur, représenté par le Tithonique (facies de cordillère) et le Callovien, entre dans la composition de la zone d'écailles dans une proportion relativement restreinte (Vârful Buteanului, Meta Leașului et Alomănești).

Les Couches à Aptychus entourent les affleurements de schistes cristallins, d'ophiolites et de calcaires jurassiques de Gornești et disparaissent à Alomănești. Au S du village de Valea Inzelului, le Valanginien-Hauterivien apparaît sous forme de lambeaux lenticulaires.

L'Aptien se développe de Colții Pleșii à la Valea Mânăstirei, en conservant la même position entre les ophiolites et les schistes cristallins de la crête du Râmeți d'une part et la zone d'écailles d'une autre. Au S de la Valea Mânăstirei, les conglomérats aptiens couvrent entièrement la zone d'écailles.

Si l'on poursuit le développement axial de la zone d'écailles, on constate un maximum d'élévation dans la région de Gornești, où la largeur de la zone atteint 1,25 km. Cette surélévation axiale correspond au maximum d'élévation sur le flanc W (Valea Ascunsă). Les schistes cristallins, les ophiolites et les calcaires jurassiques de Vârful Buteanului atteignent à Cornești le maximum de développement.

Plus au S, à Balascheia, cette zone se rétrécit, atteignant le maximum d'immersion axiale. Cette zone d'immersion maximum correspond à la région de Gornești sur le flanc W de la crête Bedeleu—Râmeți.

Institutul Geologic al României

Le second point d'élévation maximum de la zone d'écailles se trouve à La Hospea. Cette élévation axiale est mise en évidence par la réapparition des schistes cristallins de Vârful Muntelui et par la multiplication des lames d'ophiolites. Les klippes de Curuna, dans la région de Ponor, correspondent à ce dernier point d'élévation axiale dans la région de Râmeți.

Ces données prouvent donc l'existence de dépressions dont l'axe forme des angles différant de la direction générale des couches.

Pour conclure, nous pouvons dire que la zone d'écailles Valea Inzelului—Valea Uzii située à l'E de la crête Bedeleu—Râmeți est caractérisée par la présence d'écailles formées de schistes cristallins, d'ophiolites, de calcaires jurassiques et par le Crétacé inférieur. Cette zone ne représente autre chose que l'extrémité Sud du massif cristallin du Trăscău, avec toute sa série mésozoïque, étroitement plissé pendant la phase austrique.

Zone du Flysch. Dans la zone du Flysch, caractérisée par la présence de l'Aptien, on peut distinguer deux régions à caractères distincts, à savoir : *a)* la région de Ponor, à l'W de la crête Trăscău—Râmeți ; *b)* la région de Râmeți, à l'E de la crête en question :

a) Région de Ponor. Cette région, comprise entre le massif cristallin du Gilău et les Monts de Trăscău, est recouverte par les dépôts du Flysch crétacé. Dans la partie N de la région se développe presque uniquement le Crétacé supérieur, tandis qu'au S commence à apparaître, de mieux en mieux développé, le Crétacé inférieur, qui occupe toute la zone du Flysch dans le voisinage du village de Ponor. De l'W à l'E nous distinguons les éléments suivants :

1. Le synclinal Cornul Poenilor—Micleşti.
2. L'anticlinal Colțul Mutului—Citera Buteștilor.
3. Le synclinal Valea Rece—Mogoș—Cojocani.
4. L'anticlinal Dealul Muncelului—Onceşti.
5. Le synclinal Vârful Citera—Prăjești.
6. L'anticlinal Curuna—Nicaia.
7. Le synclinal Vârful Tomnatecului—Grozești.
8. L'anticlinal Rembești—Petrușești.
9. Le synclinal Valea Poenii—Brădești.

Les quatre premiers synclinaux sont remplis à leurs extrémités N par les dépôts du Crétacé supérieur. L'anticlinal Curuna—Nicaia se prolonge au N. Dans la région de Valea Ascunsă—Podurile, les boutonnières de cristallin, qui affleurent en relai le long d'un même anticlinal, nous indiquent les zones de surélévation axiale.

La région de Ponor présente un faisceau de plis largement ouverts, orientés NE—SW, et un faisceau de plis serrés, orientés N—S. Dans le premier de ces cas, les plis suivent la direction générale, accompagnant la bordure E

Institutul Geologic al României

du massif, et dans le second cas les plis orientés N—S suivent la bordure W de la crête Trăscău—Râmeți. Dans la Valea Mogoșului les plis se dispersent, finissant par occuper la région entière.

b) Région de Râmeți. La région de Râmeți s'étend de la zone d'écailles Valea Inzelului—Valea Uzii jusqu'à la limite des dépôts méditerranéens de la Cuvette transylvaine. Les couches ont un pendage monoclinal, de sorte qu'il devient difficile de séparer les anticlinaux des synclinaux, particulièrement dans la région du village de Rimetea, où des différences pétrographiques n'interviennent pas dans la masse du Flysch. La coupe de la Valea Inzelului, dans son segment transversal à la direction des couches, montre dans les dépôts conglomératiques du Crétacé inférieur un pendage continu vers l'W. Plus au S, sur la route Aiud—Abrud, on observe une alternance de grès et de conglomérats.

La région de Râmeți est limitée à l'E par le massif éruptif du Trăscău sur la distance Piatra Stoinii — Fața Rachișului, et du village de Poiana jusqu'à la Valea Geoagiului elle est limitée par les dépôts tortoniens. Les schistes cristallins de la crête du Trăscău et la zone d'écailles Valea Inzelului—Valea Uzii forment la limite W de la region de Râmeți.

Contact de la zone du Flysch avec les accidents connexes. a) Région de Ponor. Dans cette région, le Crétacé inférieur aussi bien que le Crétacé supérieur s'appuient transgressivement sur la bordure E du massif du Gilău. Il n'en est pas tout à fait de même dans l'W de la région, où nous avons affaire à un pendage des plis orienté vers l'W.

Entre les villages de Vârfuiata et de Lunca, les schistes cristallins chevauchent le Crétacé. Dans la Valea Morilor, les conglomérats crétacés sont princés et chevauchés par les schistes cristallins. Au S de Podurile, le chevauchement conserve la direction W, tandis que les calcaires tithoniques sont en contact anormal avec le Flysch entre Podurile et Vânătara. La région de Vânătara est caractérisée par l'aspect hésitant du contact entre le Flysch et les calcaires tithoniques, lequel devient finalement normal. Entre Valea Poenii et Cheia les calcaires tithoniques conservent la même position normale.

Si le sens du chevauchement d'entre la masse calcaire du Bedeleu et le Flysch tend vers la superposition normale dans la partie S de la région, les klippes isolées dans la masse du Flysch conservent toutefois le sens W du chevauchement.

La région située à l'E et au S du village de Ponor est caractérisée par la manifestation de nouveaux accidents tectoniques : la zone des klippes internes et le noyau de schistes cristallins d'Oncești.

Les schistes cristallins d'Oncești sont séparés en deux plis-écailles par suite de l'intervention d'un synclinal de Flysch qui s'enfonce comme un

Institutul Geologic al României

coin jusqu'au milieu du noyau cristallin. Le flanc E de ce synclinal est chevauché par les schistes cristallins sur la distance qui sépare le village de Bercești de la Valea Mogoșului. Dans la partie W du noyau cristallin, à Crucilești, le Flysch tend à revenir à la position normale. On remarque donc le même contact hésitant avec tendance à revenir à la superposition normale tout comme à Vânătara.

Les klippes internes de Curuna—Nicaia, qui deviennent de plus en plus compliquées à mesure qu'on remonte vers le N, conservent également le sens W du chevauchement sur toute leur étendue.

Finalement, l'anticlinal de Valea Ascunsă chevauche dans la partie W les dépôts du Flysch qu'il supporte aussi bien sur le flanc E que sur sa voûte.

Au point de vue de ses rapports avec les accidents connexes, le Flysch de la région de Ponor représente généralement un contact discordant-transgressif à l'W et un déversement W des plis dans la partie orientale de la région. Le sens du chevauchement vers l'W présente au S de la région une série de transitions dont le résultat est le retour à la position normale.

b) Région de Râmeți. On reconnaît partout dans la région de Râmeți le sens E des chevauchements. Dans le voisinage du village de Rimetea, le contact des schistes cristallins avec le Flysch se produit selon un plan de chevauchement qui reste constant jusque dans la région d'Izvoarele. Les complications qui surviennent ici sont dues à l'interruption de la limite des schistes cristallins sur une longueur de 1,5 km. Les plis plongent au N d'Izvoarele et réapparaissent à Alacul et à Cantăș. A la hauteur du village d'Izvoarele la zone du Flysch se déplace vers l'W. Les plis de schistes cristallins réapparaissent à Colțul Murgului, la zone du Flysch se retire jusqu'à la limite au N d'Izvoarele.

D'ici vers le S, la région de Râmeți est limitée à l'W par la zone d'écailles Valea Inzelului—Valea Uzii, qui se prolonge jusqu'à la Valea Mânăstirei. Le contact avec la zone d'écailles et le contact avec les schistes cristallins de la crête du Trăscău se produisent selon un plan de chevauchement E.

Dans la partie E de la région de Râmeți, entre Grădina Mare et Fața Rachișului, le Flysch présente le caractère transgressif qui se manifeste aussi bien par la discordance angulaire des couches que par le caractère pétrographique des dépôts. On constate à Fața Rachișului une déviation dans la direction des couches. Tous les affleurements dans la vallée du Rachiș ont une direction NW—SE qui ne se maintient que dans la région tombant sous l'influence du soubassement éruptif du Trăscău. Au S, les couches reprennent leur ancienne direction NE—SW.

A la limite des dépôts méditerranéens, entre les villages de Poiana et de Geoagiul de Sus, le Flysch progresse le long des vallées, alors que les dépôts méditerranéens sont cantonnés sur les crêtes.

Institutul Geologic al României

Il existe également dans la région de Râmeți une série de klippes de calcaires jurassiques. La klippe de Piatra Secuiului se trouve par rapport au massif éruptif dans la même position que le Jurassique de la crête du Bedeleu par rapport à l'éruptif de sa base. Cette klippe représente l'extrémité S de la zone de calcaires tithoniques de Turda.

Les klippes de la zone du Flysch chevauchent en majeure partie les dépôts crétacés qu'elles pincent souvent entre leurs lames secondaires.

Dans sa partie E, la klippe de Piatra Lungă présente une superposition normale par rapport au massif éruptif, tandis que les dépôts du Flysch s'interposent au NE entre les roches éruptives de la base et les calcaires jurassiques, fait qui démontre l'existence d'une ligne de chevauchement post-crétacée inférieure.

Les klippes de Piatra Calului et de Datele, au contour ovale, manifestent la tendance de flotter sur les dépôts de Flysch, ainsi qu'il appert de la dispersion des calcaires sur les crêtes et de leur disparition dans les vallées.

Contrairement aux klippes précédentes, les klippes de Cheile Aiudului, dont les extrémités N vont en s'effilant, affectent un aspect lamellaire dans la majeure partie de leur longueur.

Dans la région de Geoagiul de Sus, les klippes de calcaires tithoniques dépassent la limite E de la zone du Flysch et sont couvertes par les dépôts méditerranéens. C'est ainsi que la klippe de Măgura Geomalului est entourée à sa base par le Méditerranéen qui forme en même temps sa couverture. C'est seulement sur la route de Geoagiul de Sus—Vlădești—Râmeți qu'on rencontre les calcaires jurassiques au milieu des grès aptiens.

Il n'est guère possible de tirer des conclusions relatives à leurs rapports tectoniques. Nous ne saurions préciser si elles sont venues sous forme de lames détachées du soubassement et traversant le Flysch, ou si elles flottent au-dessus de la zone du Flysch, ayant été amenées à l'époque des paroxysmes orogéniques.

Nous terminerons ce chapitre avec la klippe de Pleașa Râmețului, que les dépôts crétacés supportent à l'E comme à l'W. Le contour elliptique de cette klippe pourrait faire croire qu'on a affaire à un synclinal, mais si l'on tient compte de l'allure serrée des plis dans le voisinage de la zone d'écailles, on peut pour le moment admettre être en présence du fond d'un synclinal puissamment pincé.

II. LES GRANDES UNITÉS TECTONIQUES

Aperçu historique. UHLIG (110) a considéré la partie E des Monts Apuseni comme appartenant à la Nappe bucovinienne. Les apparitions de calcaires jurassiques figurent dans les études de cet auteur sous le nom de « Klippes » sans aucune autre précision.

Institutul Geologic al României

Lóczy a relevé l'existence du géosynclinal des Monts Métallifères et sa disposition symétrique par rapport aux affleurements de diabases et de porphyrites de l'axe. Outre la présence du géosynclinal, Lóczy a remarqué la discordance de phase entre les plis crétacés inférieurs et les plis crétacés supérieurs.

L. R. von Telegd a publié les premières coupes géologiques dans les Monts du Trăscău sans toutefois les interpréter.

M. E. Vadász (111) a complété la stratigraphie d'après les données récentes de Telegd, maintenant le terme de klippe sans toutefois en préciser la signification tectonique.

Pálfy, Rozlozsnik et Szontagh ont soulevé le problème de la structure en nappes, mais seulement pour la partie W des Monts Apuseni.

Dans sa synthèse récente sur la structure des Carpates roumaines, M. L. Mrazec (56) considère les Monts Apuseni comme un autochtone formé de Cristallin et de Mésozoïque et observe la présence d'une nappe tyrolide.

M.M. I. P. Voiteşti (114) et L. Kober (38) discutent les problèmes tectoniques touchant les Monts Apuseni.

L'hypothèse de L. Kober. Cet auteur a élaboré une synthèse des Monts Apuseni, dans laquelle il a essayé d'établir aussi leurs relations avec les Carpates orientales. M. L. Kober distingue la zone de Turda, qui appartient aux Centralides, et la zone de Bihor, qui appartient aux Intérides (Zwischengebirge).

La zone de Turda, qui présente tous les caractères de « Centralide », étant caractérisée par le facies austro-alpin, a subi de puissants plissements mésocrétacés. Les formations rencontrées dans l'étendue de cette zone sont les suivantes : des schistes cristallins, des roches éruptives, des calcaires jurassiques et des dépôts crétacés. La formation de Gosau s'installe transgressivement sur toute la région. La limite E de la zone de Turda est masquée par les dépôts tertiaires. La limite W, selon l'esquisse de Kober (38, page 99), coïncide avec la limite d'entre le massif cristallin du Gilău et le Flysch des Monts Métallifères. Après avoir séparé la zone de Turda, M. L. Kober passe aux précisions d'ordre local. Dès le début il souligne les difficultés qu'offre la solution des problèmes tectoniques des Monts Métallifères en s'exprimant dans les termes suivants : « Die Tektonik der erzgebirgischen Flyschgeosynklinale ist sehr kompliziert » (38, page 88).

Pour ses conclusions générales, Kober a pris comme point de départ l'étude de Vadász sur la zone des klippes des Monts Métallifères où, d'après les données géologiques plus anciennes, on connaissait les formations suivantes : le Trias sous le facies de Hallstatt, des couches de Klauss, des couches à *Aspidoceras acanthicum*, des radiolarites, des porphyrites, des

Institutul Geologic al României

calcaires tithoniques, le Crétacé inférieur sous le facies de Flysch et le Crétacé supérieur sous le facies de Gosau. L'auteur utilise aussi la comparaison faite par VADÁSZ entre cette zone et le Hăghimaș.

Quant aux idées de M. KOBER sur les Monts du Trăscău, nous mentionnerons le caractère de racine de la zone de Turda. Faute de profils pour nous orienter, nous supposons que l'auteur a compris par zone de Turda la zone de Mésozoïque à l'W de la ville de Turda. Cette dénomination est impropre puisque c'est la crête du Bedeleu qui confère à la zone son caractère prégnant. Si nous admettons toutefois l'hypothèse que l'auteur a voulu définir sous le terme de « région de racine de Turda » la crête même du Bedeleu, nous constatons que la disposition zonaire allongée des diverses formations de l'axe des Monts Métallifères imprime à la zone son aspect de racine.

Cette dernière hypothèse ne tient toutefois pas compte des terminaisons périclinales de la zone du Bedeleu. Dans la région de Turda, l'extrémité N de la prétendue zone de racine finit brusquement à la limite des dépôts tertiaires après une ligne de faille. Au S de la région, la zone se détache du soubassement et flotte au-dessus du Flysch, ce qui nous autorise à passer à une autre hypothèse tectonique.

En ce qui concerne les relations des Monts Apuseni avec les Carpates orientales, M. KOBER est d'accord avec VADÁSZ pour admettre que la zone de Turda peut être assimilée à la zone de Hallstatt du Hăghimaș, dont la zone de racine se trouve dans la région de Turda. M. KOBER estime que la Nappe austro-alpine supérieure des Carpates orientales occupe le Hăghimaș et le Rarău, ce qui est en désaccord avec l'opinion de M. I. P. VOITEȘTI, qui considère que la zone de Turda forme la racine de la Nappe bucovinienne (UHLIG) ou de la Nappe du conglomérat de Bucegi (VOITEȘTI). Selon M. KOBER cette nappe représenterait la nappe médiane et la nappe inférieure des Centralides.

L'hypothèse de I. P. Voitești. D'après le prof. VOITEȘTI, les Monts Apuseni sont formés par deux grandes unités tectoniques : la Nappe transylvaine et la Nappe bucovinienne (UHLIG). Les contours de ces deux unités se superposent avec les zones déterminées par M. KOBER.

La Nappe bucovinienne comprend la bordure E des Monts du Gilău, dans l'espèce la série phyllitique analogue à la série de Tulgheș.

La Nappe bucovinienne (UHLIG) ou la Nappe des conglomérats de Bucegi (VOITEȘTI) est caractérisée par le facies phylliteux des schistes cristallins (phyllites graphiteuses et calcaires cristallins; jurassiques ?), par des grès quartzeux (liasiques ?), par des injections de roches basiques (diabases, porphyrites et porphyres), par le Trias du type Hallstatt, par des calcaires tithoniques et par le Crétacé inférieur. La Nappe bucovinienne, née de la pres-

Institutul Geologic al României

sion de la Nappe transylvaine, a été poussée jusqu'aux Carpates Orientales, jusqu'aux Perșani et jusqu'à la bordure des Carpates Méridionales.

Selon l'auteur, la zone de racine se trouverait dans la crête du Bedeleu et serait caractérisée par la présence du Mésozoïque du type austro-alpin et par la fréquence des injections de quartz et de diabase porphyrites (Monts du Trăscău, Monts du Zarand et Monts de Drocea).

Dans la partie E et la partie SW des Monts Apuseni, l'auteur constate donc l'existence de la Nappe bucovinienne, qui englobe la bordure orientale des Monts du Gilău et le géosynclinal des Monts Apuseni (zone de Turda, KOBER). Par le développement du Mésozoïque du type austro-alpin et par les injections de porphyrites, la crête du Bedeleu représente la zone de racine de la Nappe bucovinienne.

Si les unités tectoniques des Monts Apuseni, de même que la zone de racine dans le sens que lui donne M. I. P. VOITEȘTI, correspondent dans la partie E des Monts Apuseni aux unités tectoniques considérées par M. KOBER, dans les Carpates Orientales et à l'W des Monts Apuseni ces unités tectoniques ne peuvent plus se superposer. La Nappe transylvaine, considérée par M. VOITEȘTI dans les Monts du Bihor, de Pădurea Craiului et de Muma Codrului, correspond selon M. KOBER à la zone du Bihor avec les caractères généraux des Intérides (Zwischengebirge). Dans les Carpates Orientales, M. VOITEȘTI estime que les Nappes centralides inférieure et moyenne (KOBER) enracinées dans la crête du Bedeleu appartiennent à la Nappe bucovinienne, tandis que M. KOBER n'enracine à Turda que la nappe centralide supérieure (Rarău, Hăgimaș, Perșani).

Ainsi qu'il résulte de nos propres recherches, les Monts Métallifères n'appartiennent pas aux nappes de schistes cristallins dans le sens que leur donne UHLIG, puisqu'on n'observe guère de lambeaux de schistes cristallins dans la zone du Flysch ; le Mésozoïque seul a joué un rôle dans la formation des nappes mésocrétacées. Les Nappes centralides inférieure et moyenne (KOBER) peuvent être enracinées sous les dépôts de la Cuvette transylvaine.

M. I. P. VOITEȘTI, qui a traité les problèmes tectoniques au point de vue général, n'a pas expliqué l'apparition de klippes dans les Monts Métallifères. En ce qui touche la zone de racine de la crête de Turda et celle de la crête du Bedeleu, on peut affirmer pour le moment qu'elles représentent de très anciens massifs plus ou moins disloqués. La disposition zonaire des schistes cristallins et du Mésozoïque bien développé des Monts du Trăscău pourrait faire croire à l'existence d'une zone de racine, mais si l'on tient compte de la terminaison périsynclinale de la crête du Bedeleu, telle que nous l'avons constatée, cette supposition semble inadmissible.

Méthode de travail. Les Monts du Trăscău ne sauraient guère être relevés par de simples coupes transversales, puisqu'on obtiendrait dans ce cas

Institutul Geologic al României

une série de zones dont il serait impossible de suivre les relations d'un bout à l'autre. La présente carte n'est pas l'effet d'interpolations exécutées à des distances plus ou moins grandes, mais bien le résultat de l'étude des limites sur toute leur longueur et du lever en détail des complications géologiques. Cette méthode nous a été imposée aussi bien par la morphologie du terrain dépourvue d'une série de vallées transversales — dans toute la région considérée il n'en existe qu'une seule, dans l'espèce la Valea Mânăstirii — susceptibles de permettre le lever par interpolation, que par les complications d'ordre géologique auxquelles nous nous heurtions à chaque pas.

Nos levers dans les Monts Métallifères et dans les Monts du Trăscău ont été effectués à l'échelle de 1 : 25.000. Dans les Monts du Trăscău, particulièrement dans le Cristallin de la crête du Trăscău, et dans la zone d'écailles située entre la Valea Inzelului et la Valea Uzii, nous avons exécuté nos levers à l'échelle de 1 : 10.000. La carte tectonique des Monts Métallifères montrant les relations entre les unités tectoniques des Monts du Trăscău et celles des Monts Métallifères servira à l'orientation générale.

A) STRUCTURE EN NAPPE DES MONTS MÉTALLIFÈRES

1. COUPE DE LA VALEA GALDEI

Examinons la coupe de la première vallée transversale au N des Monts Métallifères, Valea Galdei (voir la planche à coupes).

Dans les gorges de la Valea Galdei, à l'E du village d'Intre Galde, les calcaires tithoniques affleurent sur une longueur d'environ 500 m sous forme de couches monoclinales. A la limite W des calcaires tithoniques on observe une tendance de leur part à se déverser sur les conglomérats aptiens. Sur le flanc E, les calcaires maintiennent leur pendage vers l'W, depuis le talweg jusqu'à proximité de la courbe de 900 m, à partir d'où ils modifient brusquement leur pendage pour devenir presque horizontaux. Sur la crête, le contour des calcaires tithoniques dépasse la limite zonaire d'environ 2 km, tel qu'il résulterait uniquement des données touchant la coupe de la Valea Mânăstirei et la Valea Galdei. Les ophiolites de la base suivent parallèlement le contour des calcaires tithoniques. A l'E des gorges de la Galda, la Valea Galdei traverse le massif ophiolitique et la zone du Flysch. Quant à la zone d'écailles de la Valea Mânăstirei, elle disparaît sous la couverture du Crétacé inférieur.

Nous quitterons maintenant la coupe de la Valea Galdei, qui à partir d'ici coupe vers l'E les conglomérats et les grès aptiens, pour suivre la crête Gorunul—Piatra Cetei—Dealul Galdei, sur laquelle, immédiatement à l'E de la ligne de charriage de calcaires tithoniques de Gorunul, affleurent les calcaires tithoniques de Piatra Cetei. Le contour ovale et les

Institutul Geologic al României

pendages périsynclinaux de l'extrémité S de ces calcaires indiquent l'existence d'un synclinal situé au-dessus du Crétacé inférieur.

Une question qui se pose en liaison avec l'existence de ce synclinal de calcaires tithoniques au-dessus du Flysch est de savoir si les calcaires de Piatra Cetei ne seraient pas d'âge crétacé. Or, comme on sait, HERBICH a déterminé l'âge tithonique des calcaires sur la base d'une faune très abondante cueillie dans la région de Cetea. En sus des conclusions tirées de la comparaison des calcaires jurassiques avec les calcaires crétacés (voir page 386), la présence des lames d'ophiolites, qui affleurent toujours à la base des calcaires tithoniques, plaide aussi en faveur de l'âge antécrétacé. Ces calcaires représentent donc un synclinal jurassique supporté par les dépôts du Flysch crétacé. Nous étudierons maintenant les relations entre ce synclinal et les calcaires de la crête du Bedeleu—Râmeți.

Il appert des contours sur la carte et des observations directes sur le terrain, maintes fois contrôlées, que le synclinal de Piatra Cetei se trouve en relations de continuité avec les calcaires tithoniques de Gorunul. Les calcaires de Piatra Cetei ne sont autre chose qu'un important lambeau de recouvrement. La surface de charriage entre le Jurassique et le Flysch s'est donc étendue à l'E de 4 km.

Si l'on continue à suivre la coupe sur les crêtes vers le SE, sur le territoire du village de Galda de Sus, on rencontre une série de klippes qui présentent un certain intérêt en raison de leur position supérieure par rapport au Flysch et du fait de la présence des lames d'ophiolites, qui affleurent partout à la base des calcaires ou isolément.

L'âge jurassique indiscutable des calcaires et leur position tectonique nous incitent à conclure que tous les affleurements de calcaires jurassiques (klippes) compris entre la partie axiale des Monts Métallifères et la bordure de la Cuvette transylvaine ne représentent que les lambeaux de recouvrement d'une nappe.

La coupe de Valea Galdei et la terminaison périsynclinale de la zone de calcaires jurassiques sont deux faits concluants qui nous permettent d'affirmer l'existence d'une nappe de charriage dans les Monts Métallifères.

2. TERMINAISON MÉRIDIONALE DE LA ZONE DU BEDELEU

La zone de calcaires jurassiques de la crête du Bedeleu se rétrécit progressivement vers le Vârful Drogului. Il sied de faire remarquer que la zone de calcaires jurassiques ne disparaît pas sous la couverture des conglomérats aptiens, mais qu'elle s'élève en se maintenant sur les cotes les plus élevées. Nous trouvons sous ces calcaires les dépôts du Flysch crétacé. En plus nous constatons, au S du Vârful Drogului, l'existence d'une série de lambeaux qui ne sont autre chose que la continuation de la zone du Bedeleu.

Institutul Geologic al României

Parmi ces lambeaux, situés seulement sur les cotes élevées, nous citerons le lambeau de Vârful Cureţului et le lambeau de Vârful Stenghii—Drogul. Le lambeau de Vârful Cureţului, de forme allongée, appuie son flanc E sur des roches éruptives et le flanc W sur les conglomérats du Flysch. L'autre lambeau important, à contour circulaire et aux relations tectoniques analogues à celles du lambeau précédent, s'étend de Vârful Stenghii (cote 1261), en passant par Vârful Băiaşului (cote 1200) et Vârful Lăcustei, jusqu'à Grohota et Pragul.

La zone du Bedeleu finit à Pragul—Grohota par les deux lambeaux ci-haut. Les lambeaux terminaux de Vârful Cureţului et Vârful Lăcustei se maintiennent sur les points morphologiques les plus élevés. Dès que les calcaires tombent au-dessous du niveau d'érosion, les dépôts du Flysch affleurent du soubassement.

Si l'on étudie les variations des rapports tectoniques de la zone du Bedeleu, on constate généralement une série de phénomènes transitoires. Dans la crête du Bedeleu en particulier, la zone de calcaires tithoniques affecte la forme d'un synclinal normal. Plus au S, dans la région de Vânătara, son flanc W se décompose, ce qui fait que la zone se rétrécit au point de devenir un paquet de couches monoclinales aux contacts hésitants qui, dans Valea Cheii, finissent par prendre la position verticale. La coupe de Valea Galdei montre que la zone du Bedeleu a une tendance à revenir à la forme synclinale. Au S de la Valea Galdei nous assistons à la surélévation axiale de la zone de calcaires, fait à la suite duquel les couches tendent vers la position horizontale.

La disposition anormale du synclinal du Bedeleu, qui repose sur un substratum manquant d'uniformité, ayant son extrémité septentrionale appuyée sur le massif cristallin du Trăscău et son extrémité méridionale sur les dépôts du Flysch crétacé, ainsi que l'élévation de son extrémité S, sont des constatations qui viennent renforcer les conclusions tirées de l'interprétation de la coupe de la Valea Galdei.

3. LAMBEAUX DE LA RÉGION DE CIUMERNA

Parallèlement aux lambeaux terminaux de la nappe se développent une série de lambeaux satellites. Dealul Hulmurilor est occupé par un premier lambeau satellite, qui correspond à la largeur maximum du lambeau de Vârful Cureţului. On rencontre à Poiana Ascunsă trois lambeaux à contour circulaire, qui correspondent aux cotes les plus élevées (1162, 1157, 1178).

Le lambeau de Bisericuţa, qui est celui situé le plus à l'W, est lui aussi circulaire. Tous ces lambeaux reposent sur un soubassement de Flysch et ont une position subhorizontale.

Institutul Geologic al României

A partir de Bisericuța les lambeaux satellites sont orientés dans la direction N—S.

Les lambeaux de Grohota—Pragul, d'une étendue plus réduite et circulaires, occupent les cotes les plus élevées et disparaissent aux points où l'érosion normale est accentuée. On les rencontre aux cotes 1210, 1179, 1090 et entre les cotes 1236 (Pragul) et 1163.

On peut également ranger dans la catégorie des lambeaux de Ciumerna les lambeaux du Vârful Albii, qui diffèrent des lambeaux précédents par le soubassement d'ophiolites.

Nous distinguons donc dans la région de Ciumerna une série de lambeaux qui flottent sur les depôts du Flysch et une autre série qui repose sur un soubassement éruptif.

4. LAMBEAUX DE GALDA DE SUS

Cette zone se trouve dans le voisinage du village de Galda de Sus. On remarque sur les crêtes au N et au S de la Valea Galdei une série de klippes de calcaires tithoniques qui descendent par endroit dans le talweg de la vallée. Sur la colline Dealul Cetei, à la cote 669, existent deux lambeaux, dont celui du N est situé dans la direction des lambeaux de la Valea Cetei et celui du S dans la direction du lambeau de Valea Galdei.

A Daisa Ion (cote 674) on observe la présence de quelques blocs calcaires s'appuyant sur une bande d'ophiolites. Le lambeau de Vârful (740) occupe la plus grande superficie et pince une lame d'ophiolites sur son flanc W.

Au-dessus du village de Galda de Sus se trouvent les lambeaux suivants : le lambeau de la cote 650 accompagné d'une lame d'ophiolites, le lambeau de la cote 604 et le lambeau de la cote 452.

Les lambeaux de Dealul Cetei sont généralement formés de calcaires tithoniques et d'ophiolites. Le lambeau de Vârful est constitué par une masse importante de calcaires, les ophiolites affleurant à la base comme une simple lame. Le lambeau de Daisa Ion par contre est composé en majeure partie d'ophiolites au-dessus desquelles flottent de petits lambeaux de calcaires jurassiques.

Au S de la Valea Galdei, les lambeaux sont moins nombreux, étant exclusivement formés de calcaires jurassiques. Le lambeau de Nicaia (857), de forme circulaire, est le mieux développé de tous. Viennent ensuite les lambeaux de la cote 888, de Piatra Păpușii et de Piatra Muncelului.

Dans la Valea Galdei nous avons le lambeau de Cheile Galdei, traversé par des lames ophiolitiques et représentant la liaison entre le lambeau de Nicaia et le lambeau de la cote 669.

Quelques auteurs ont attribué l'existence des lambeaux de calcaires

Institutul Geologic al României

dans le talweg des vallées à des phénomènes de diapirisme. La plasticité différente des calcaires et des grès aurait facilité le déracinement des calcaires jurassiques sous la forme de klippes.

Si l'on voulait expliquer la présence de tous les lambeaux de calcaires par la manifestation de phénomènes de diapirisme, on aboutirait à des conclusions absurdes. Si l'on tient compte de l'aspect tabulaire des lambeaux, on devrait par exemple admettre, outre une action de percement produite par les calcaires, aussi une action de déploiement horizontal des couches

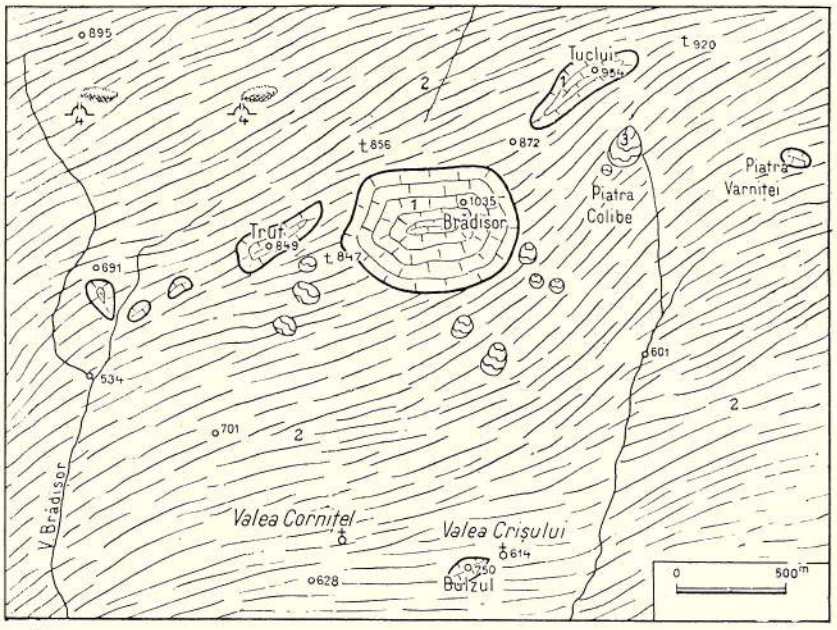


Fig. 29. – Les lambeaux de recouvrement du Brădişor.
1, Tithonique; 2, Crétacé inférieur; 3, éboulement; 4, fours à chaux.

respectives au moment où elles se sont soustraites aux forces tangentielles. Quant à considérer le diapirisme des calcaires comme un phénoméne d'ordre général, leur fréquence devrait être plus grande dans les vallées que sur les crêtes. Or, il résulte de nos levers juste le contraire, car la majorité des lambeaux se trouvent sur les crêtes. En plus de cela, les lambeaux n'étant pas seulement formés de calcaires tithoniques mais aussi de lames ophiolitiques, les ophiolites devraient présenter les mêmes propriétés plastiques que les calcaires.

A notre avis les affleurements de calcaires tithoniques dans le talweg des vallées représentent des lambeaux ayant les mêmes caractères que les

Institutul Geologic al României

lambeaux des crêtes. Ces affleurements correspondent à un maximum d'immersion axiale des plis.

Les lambeaux du talweg ne sauraient non plus être interprétés comme des apparitions de l'autochtone, vu la continuité existant entre les lambeaux de la crête et ceux du talweg.

5. ZONE DE LAMBEAUX FABIAN-DOSUL BLIDARULUI

Parallèlement à la nappe et à ses lambeaux terminaux se développent plusieurs lambeaux externes, rangés tout le long d'une zone comprise entre Fabian et Dosul Blidarului.

A Fabian (1064) se trouve un lambeau principal et une série de lambeaux secondaires dont la plupart sont associés aux ophiolites. Ces lambeaux marquent non seulement les axes synclinaux de la nappe, mais aussi sa surface même de charriage. Ainsi, au lieu de constater la présence d'un seul lambeau conservant une direction générale, on observe une série de lambeaux qui jalonnent la surface de charriage (entre Fabian et Piatra Craivii). On remarque le même fait à Dealul Pruni (954) et à Stâna (1111). Les lambeaux compris entre Fabian et Stâna ne restent pas seulement sur les crêtes en question, mais descendent aussi le long des flancs des vallées (Bucerdea, Ţelna).

On distingue à Ţelna deux séries de lambeaux : une série W, qui occupe les cotes 970 et 952, et une série E, qui comprend le lambeau principal de Stâna (872, 824).

Les lambeaux de Piatra Măgurii et ceux de Piatra Grohotişului (1134) se ressemblent aussi bien comme forme que comme rapports tectoniques. Entre ces deux lambeaux affleure une série de lambeaux secondaires, tout comme à Fântânelele. Les calcaires jurassiques et les ophiolites entrent dans la constitution de ces lambeaux dans des proportions presque égales.

A Cheile Ampoiţei, les calcaires jurassiques constituent une lame associée aux ophiolites et plus au N elles forment un lambeau important. Les affleurements de calcaires et d'ophiolites d'ici se trouvent dans les mêmes conditions que les affleurements de Cheile Galdei, étant donné qu'ils représentent un lambeau — témoin d'une immersion axiale maximum. A Cheile Ampoiţei, les lambeaux indiquent un changement de direction de la zone entière. Alors que les lambeaux décrits jusqu'à présent sont orientés NE—SW, ceux qui suivent sont orientés E—W, tout comme les lambeaux terminaux de la nappe (Ciumerna).

Le lambeau de la cote 969 est constitué par des calcaires jurassiques et des ophiolites en proportions égales ; il a la même direction N—S que le lambeau de la cote 714. A Vârful Podişului, les calcaires jurassiques

Institutul Geologic al României

l'emportent sur les ophiolites, qui apparaissent seulement sur le flanc S du lambeau.

Sur la selle entre Vârful Podișului et la cote 933 on ne rencontre que des ophiolites.

Le principal lambeau de cette zone se trouve à Dosul Blidarului et mesure 1800 m de longueur. Ici les calcaires jurassiques présentent des lames ophiolitiques discontinues sur le flanc S. Quelques lambeaux secondaires forment l'avant-garde du lambeau principal. La crête Dosul Blidarului—Vârful Podișului est la première crête du S de la région de Ciumerna dépassant 1000 m d'altitude, fait qui détermine la réapparition des lambeaux. Si l'on étudie l'aspect de ces lambeaux de l'W à l'E, on constate un rapport inverse entre les masses de calcaires et les roches éruptives. Ainsi, tandis qu'à l'W les calcaires prévalent et les ophiolites n'affleurent qu'en forme de lames sur la surface de charriage, à l'E ce sont les ophiolites qui l'emportent sur les calcaires.

Quant au rôle des ophiolites dans la zone de lambeaux Fabian—Dosul Blidarului, nous observons les faits suivants :

Entre Fabian et Piatra Craivii, les ophiolites affleurent sur le flanc W à Fabian et sur le flanc E à Piatra Craivii. Les ophiolites disparaissent à Stâna pour réapparaître sur le flanc W des lambeaux de Piatra Măgurii et Piatra Grohotișului. Il résulte de l'examen des rapports entre les calcaires jurassiques et les ophiolites triasiques que les lambeaux de recouvrement de la nappe de cette zone peuvent être formés exclusivement de calcaires, et dans ce cas le contact a lieu directement avec l'autochtone, ou bien ils peuvent être flanqués par des ophiolites à l'E ou à l'W (respectivement au N et au S).

La zone des lambeaux Fabian—Dosul Blidarului présente également des variations axiales. Généralement ce sont les crêtes prédominantes et les cotes les plus élevées qui constituent les points sur lesquels les lambeaux viennent s'installer, car elles sont les seuls endroits de la nappe qui aient échappé à l'érosion.

Les lambeaux de la Valea Țelnei et de la Valea Ampoiței indiquent deux immersions axiales. Les lambeaux de Dosul Blidarului ont un niveau plus bas que ceux du NE de la zone.

En ce qui concerne le changement de direction des lambeaux, on observe que, tandis que les lambeaux de Fabian, Stâna et Piatra Grohotișului sont orientés NE—SW, les lambeaux de Vârful Podișului et Dosul Blidarului ont une direction E—W. Le lambeau de Cheile Ampoiței correspond au maximum de courbure des plissements au point où les lambeaux changent de direction.

Quant à ce qui se passe dans la zone des lambeaux de Fabian—Dosul Blidarului à l'W, il suffit de suivre sur la carte les lambeaux

Institutul Geologic al României

de la Valea Fenesului—Dumbău et ceux de Brădișor, Vulcan et Strâmba (Fig. 29 - 34).

Au résumé, cette zone de lambeaux présente trois immersions axiales (Valea Țelnei, Valea Ampoiței et Valea Fenesului) et marque une grande courbure dans la région de l'Ampoița, accompagnant la partie E et la partie S de la nappe.

6. ZONE DE RABOTAGE DES OPHIOLITES D'IGHIU—AMPOIȚA

Lorsque les calcaires jurassiques qui forment la nappe de charriage des Monts Métallifères rencontrent le massif ophiolitique de l'axe de ces montagnes, ils le déracinent et entraînent une partie de la masse des ophiolites à la base des lambeaux des zones considérées, tandis qu'ils refoulent la majeure partie des ophiolites dans la zone d'Ighiu — Ampoița — Zlatna. Dans cette zone de rabotage, les ophiolites affleurent soit sous la forme de bandes importantes, plus épaisses sur les crêtes et effilées dans le talweg des vallées, soit sous la forme de lames installées sur les crêtes et plissées en même temps que les schistes aptiens. Le Tithonique dans la zone de rabotage ne se trouve que sous forme de blocs isolés ou d'éléments dans la brèche myloniti-

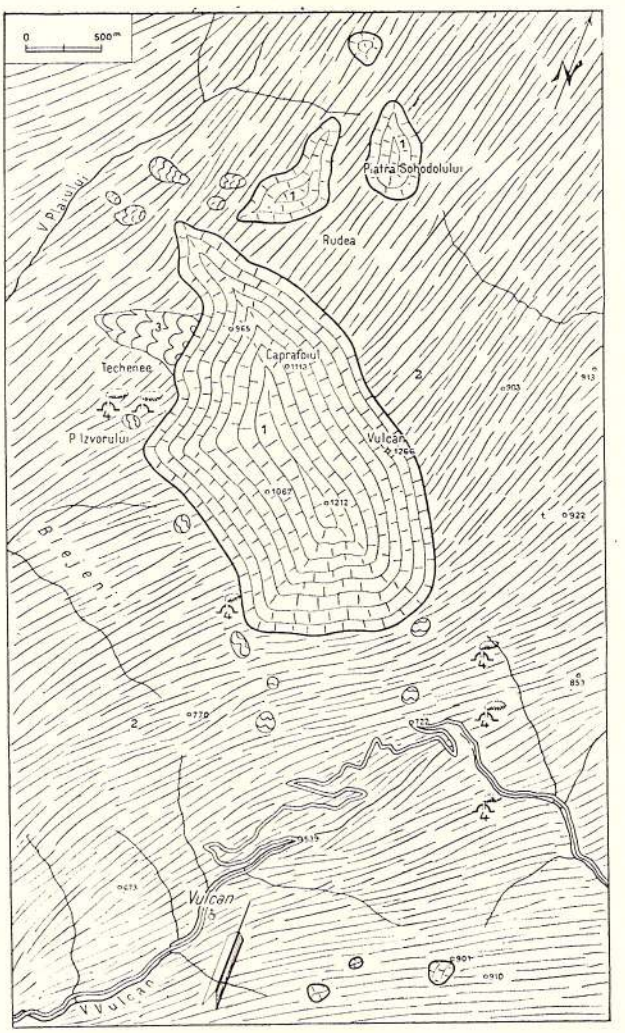


Fig. 30. – Les lambeaux de recouvrement de la région de Vulcan
1, Tithonique; 2, Crétacé inférieur; 3, éboulement; 4, fours à chaux.

Institutul Geologic al României

que, sur les lignes de broyage (Valea Albinei, Feneș, Vultori). A l'E de Piatra Craivii, les ophiolites affleurent entre les cotes 834 et 749, tandis qu'au N elles traversent la Valea Craivii et vont en s'effilant de plus en plus jusqu'à Piatra Păpușii, où elles restent perchées sur les crêtes. Vers le SW, elles occupent Vârful Dealurilor (839), dans Valea Țelnei elles se rétrécissent légèrement et sur la crête Dumbrăvile elles s'étendent sur les cotes 914 et 731. On rencontre à Dealul Văii (987) une nouvelle bande d'ophiolites, large de 500 m, ayant, elle aussi, la direction NE—SW. Elle occupe la crête SE Stâna, entre les cotes 1006 et 980, et se développe dans la Valea Ighiului, à partir du Pârâul Gugurilor jusqu'à proximité de la cote 866.

Sur la crête Piatra Măgurii, les ophiolites alternent avec les grès aptiens, formant trois lames de plus en plus minces de l'E à l'W. Les premières deux lames restent à l'E de Piatra Grohotișului, tandis que la troisième lame, qui est aussi la plus développée, se prolonge jusqu'à Valea Ampoiței où elle occupe les cotes 906, 945, 943 et 997 (Iscu Mărului).

Les ophiolites situées à l'E de Piatra Grohotișului forment au N la base des lambeaux de Piatra Măgurii, tandis qu'au S elles affleurent en même temps que les calcaires de Cheile Ampoiței.

Dans le voisinage du village d'Ighielul existe une série de lames ophiolitiques à Vârful Secării et dans la Valea Ighiului. A Vârful Pleașa, les roches éruptives forment une bande large d'environ 500 m, qui au SW s'étend sur le Vârful Popii (803), Dealul Bisericii (684) et Fruntea Ferului (519) et se ferme au S de la vallée de l'Ampoița (Vârful Râpii 458). A l'W de Dealul Bisericii existe une autre lame qui se ferme au S de la vallée de l'Ampoița. A l'W de Vârful Pleașa, apparaît une nouvelle bande d'ophiolites qui s'étend vers le SW, traverse Pârâul Cocoșului et vient s'installer à Dealul Mărului (939), Dealul Osoi (875) et Vârful Repaosului (806, 905). Les ophiolites de Vârful Repaosului alternent avec les grès aptiens aussi bien dans la Valea Iscului que sur la crête du S. A l'W cette bande d'ophiolites s'étend jusqu'à la région de Feneș et de Vultori.

La présence constante des ophiolites à la base des lambeaux de calcaires et le caractère de continuité évidente que les lambeaux de Dosul Blidarului présentent avec les ophiolites de Dealul Osoi nous autorisent à admettre l'existence d'une zone de rabotage des ophiolites.

7. LAMBEAUX SATELLITES DE LA RÉGION DE METEȘ

La coupe de Valea Ampoiului devient intéressante dès qu'elle traverse la limite du village de Meteș, en raison de l'abondance des blocs de calcaires tithoniques que l'on observe entre le bord de la route départementale et la crête située à la gauche de la vallée. UHLIG (110) a publié

Institutul Geologic al României

une photographie de ces lambeaux (klippes) prise sur la colline Dealul Morii.

Au-dessus du lieu dit «Feredeul la Var» apparaissent deux grands blocs, orientés à peu près dans la direction E—W. D'ici vers Dealul Osoiului viennent s'aligner, le long et à droite du sentier partant de l'église, sept blocs de dimensions différentes qui, considérés sous un certain angle, donnent l'impression d'une masse continue. Le lambeau le plus développé est celui de la cote 523. Le dernier lambeau de cette série se trouve à la cote 580. Font également partie de cette zone aussi les blocs des cotes 534, 394, 389 et 292.

Les lambeaux de Piatra Peștera, de la cote 469 et de la Valea Albinei appartiennent à la même zone des lambeaux satellites.

Sur la route départementale reliant Alba Iulia à Zlatna, entre les villages de Poiana et de Priseaca Ampoiului, se trouve une nouvelle série de blocs.

Les lambeaux satellites s'étendent au S de la Valea Ampoiului à travers les blocs de Galați, Piatra Corbului, Găureni et Piatra Varului.

Les lambeaux satellites de la région de Meteș sont situés à l'extérieur de la zone de rabotage des ophiolites, et dans sa partie N ils sont en relation avec la zone de lambeaux de Galda de Sus. Les lambeaux satellites sont ordinairement de grands blocs mesurant de quelques mètres cubes à quelques centaines de mètres cubes. L'absence des lames ou des lambeaux d'ophiolites à la base des calcaires constitue un phénomène d'ordre général. Ces lambeaux n'occupent jamais de grandes superficies et leur position ne correspond pas aux crêtes à hautes altitudes, comme c'est le cas des lambeaux des zones dont il a été question plus haut. Les lambeaux satellites représentent les points de base de la nappe, les jalons de la surface de charriage à caractère ondulant. Un fait qui ne laisse pas de surprendre est la position peu élevée de ces lambeaux dont la hauteur varie de 300 à 500 m. Aussi peut-on se demander quel fait a bien pu provoquer cette dénivellation de la surface de charriage. Si l'on pousse ses investigations dans la région située au S de la Valea Ampoiului, on constate que les altitudes les plus hautes (Vârful Cioranului, Vârful Colțului, Cetatea Tăuțului) sont occupées par les dépôts crétacés moyens et les dépôts crétacés supérieurs. Cela signifie que la zone entière du Flysch de la région de Meteș tend à s'en foncer. Sur la rive droite de la Valea Ampoiului, le Flysch crétacé inférieur et les lambeaux de la nappe sont enfouis sous les dépôts du Crétacé moyen. Dans la Valea Ampoiului, les lambeaux satellites représentent par conséquent les restes de la nappe méso-crétacée dans sa région de plongement maximum. Leur position extérieure par rapport à la zone de rabotage des ophiolites nous conduit à expliquer l'absence des lames ophiolitiques de la base des lambeaux satellites.

Institutul Geologic al României

Ayant terminé la description détaillée des lambeaux d'avant-garde dans la région de Meteș, nous passerons maintenant à des considérations d'ordre général touchant la nappe méso-crétacée des Monts Métallifères et des Monts du Trăscău.

B) LES MONTS DU TRĂSCĂU CONSIDÉRÉS AU POINT DE VUE DE LA STRUCTURE EN NAPPE DES MONTS MÉTALLIFÈRES

Pour déchiffrer la structure des Monts du Trăscău, nous nous servirons des conclusions tirées des faits constatés dans les Monts Métallifères, étant donné que ces deux massifs montagneux présentent entre eux des relations structurales étroites. La zone de calcaires tithoniques de la région de Bedeleu—Râmeți—Necrilești et la klippe de Pleașa Râmețului—Piatra Cetei sont deux éléments constituants qui figurent avec les mêmes caractères tectoniques dans l'une comme dans l'autre de ces unités géographiques.

1. LA NAPPE MÉSO-CRÉTACÉE DANS LA RÉGION DE BEDELEU-RÂMEȚI

Le contour amigdaloïde, allongé, de la zone de calcaire jurassique de la crête Bedeleu—Râmeți rappelle la structure en nappe. L'extrémité N de la nappe prend contact avec le soubassement cristallin de la crête du Trăscău. Dans la partie E, le contact avec le massif intrusif ophiolitique est conservé sur toute son étendue dans les Monts du Trăscău aussi bien que dans les Monts Métallifères. Dans la partie W, la surface de chevauchement s'est écartée de sa position primitive sous l'effet des mouvements postérieurs à la phase principale de charriage. Cette constatation peut nous faire aboutir à des conclusions tout à fait différentes. Dans la région de Brădești, les conglomérats du Flysch recouvrent les calcaires jurassiques normalement, d'où l'on pourrait tirer des déductions quant à l'existence d'une structure normale. Si l'on tient toutefois compte du fait que dans la région d'Intre Galde le plan de charriage revient à sa position initiale, cette supposition tombe d'elle-même.

Les contacts anormaux de la région de Vârfuiata—Lunca, tels qu'ils se présentent aujourd'hui, pourraient nous faire admettre la présence d'une nappe d'âge post-sénonien formée de Cristallin et de son Mésozoïque, ce qui est absolument faux. Les phénomènes tectoniques plus récents compliquent par conséquent l'interprétation et rendent la séparation des grandes unités tectoniques plus difficile. Ce n'est qu'en faisant abstraction des données de la tectonique récente que nous avons pu aboutir aux conclusions ci-dessous.

Dans les Monts du Trăscău on distingue les zones suivantes de lambeaux de la nappe :

Institutul Geologic al României

2. ZONE DES LAMBEAUX EXTERNES

Ici le problème des lambeaux n'est pas simple, puisque les affleurements de calcaires tithoniques ne représentent pas tous un lambeau de recouvrement. Aussi ne choisirons-nous du chapitre de l'analyse structurale détaillée (zone de klippes externes) que les klippes possédant un caractère tectonique spécifique. Nous commencerons par la zone des lambeaux externes, qui se trouve en liaison directe avec les lambeaux des Monts Métallifères.

Les calcaires de Pleașa Râmețului représentent l'extrémité N du lambeau de Piatra Cetei qui, comme nous l'avons vu, présente sur les crêtes le maximum de largeur et affecte la forme de synclinal. Le lambeau de recouvrement de Pleașa Râmețului est le seul lambeau externe dans le voisinage immédiat de la nappe. La plupart des affleurements de calcaires tithoniques décrits dans la zone de klippes externes ne sauraient être considérés comme des affleurements formant des lambeaux de la nappe, puisqu'ils appartiennent à l'autochtone.

3. ZONE DES LAMBEAUX MARGINAUX

Les calcaires tithoniques de Buiagul et de Piatra Secuiului appartiennent au massif de Turda—Trăscău, que nous considérons comme faisant partie de l'autochtone. A Cheile Turdei, ils supportent normalement les Couches à Aptychus. Selon L. KOBER cette zone de calcaires jurassiques formerait la zone de racine de la Nappe austro-alpine supérieure. Pour notre part nous n'en retiendrons que leur position sur place et les regarderons comme appartenant au soubassement de la région.

Les calcaires tithoniques de Datele et de Cheile Aiudului, caractérisés par des contours ovales et par leur position morphologique dominante, représentent les lambeaux situés le plus à l'E.

Les affleurements de calcaires tithoniques de Poiana et de Geoagiu de Sus sont également des lambeaux de la nappe que les dépôts méditerranéens ont partiellement ou totalement recouverts.

4. ZONE DES LAMBEAUX INTERNES

Cette zone comprend la région à l'W de la crête du Bedeleu et se superpose exactement à la zone de klippes internes de Vânătara—Curuna—Petrușești. Quant à leurs relations avec l'autochtone, les lambeaux de cette zone flottent sur les dépôts du Flysch et présentent certaines complications qu'on ne rencontre pas à Ciumerna.

C) DIFFÉRENCES STRUCTURALES ENTRE LES MONTS DU TRĂSCĂU ET LES MONTS MÉTALLIFÈRES

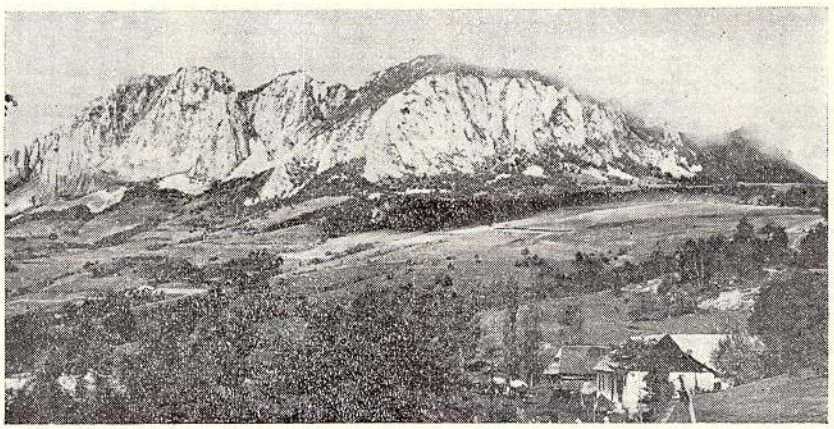
Un examen de la carte géologique des Monts du Trăscău révèle à première vue l'aspect d'une structure en écailles. Dans la zone principale de

Institutul Geologic al României

Bedeleu—Râmeți, particulièrement sur son flanc E, aussi bien que dans la zone du Flysch, le caractère de structure en écailles s'avère évident et général pour toutes les formations. Les contours très allongés et fréquemment interrompus des diverses formations démontrent l'aspect imbriqué des Monts du Trăscău.

Que représentent en somme ces écailles et s'agit-il de simples lames déracinées des profondeurs ou d'unités tectoniques superposées au Flysch et elles-mêmes en écailles?

La structure en écailles est la formule qui conviendrait le mieux à la majeure partie des données recueillies sur le terrain, mais elle ne contribue pas à résoudre les grands problèmes tectoniques. Les Monts du Trăscău



Cliché A. Codarcea

Fig. 31. — Le lambeau de recouvrement de Vulcan. (Les calcaires tithoniques flottent sur le Crétacé inférieur).

présentent le caractère d'écailles, mais ces écailles ont des valeurs différentes. Ce sont des écailles détachées de l'autochtone ou des écailles produites par le plissement de la nappe mésocrétacée.

Dans les Monts du Trăscău, la nappe a été replissée par les plissements ultérieurs au charriage. Étant profondément pincés, les lambeaux affectent l'aspect de lames détachées du soubassement. Les Monts Métallifères se distinguent des Monts du Trăscău par leur structure en nappe déployée. Dans les Monts Métallifères, nous nous trouvons sur la partie méridionale de la nappe avec ses zones de lambeaux, des lambeaux satellites et la zone de rabotage ophiolitique. Les contours des formations, circulaires ou d'un ovale allongé, frappent de prime abord même l'œil d'un géologue peu versé dans les problèmes tectoniques.

D'où provient la différence de structure entre les Monts Métallifères et les Monts du Trăscău? Si l'on examine la manière dont les unités tecto-

Institutul Geologic al României

niques se sont développées du N au S, on remarque la disparition successive des formations plus anciennes. Ce fait est dû à l'érosion qui, dans la partie N, a découvert plus profondément la structure géologique, atteignant le soubassement cristallin. Comme l'érosion a été plus superficielle au S, elle n'y a érodé que la surface de la nappe, laissant comme témoins les lambeaux qui occupent aujourd'hui les crêtes et les cotes les plus élevées. Tel est le cas des Monts Métallifères. Par suite de la différence d'érosion, nous avons, dans les Monts du Trăscău, une structure de soubassement découverte et imbriquée et quelques parties de la nappe mésocrétacée et, dans les Monts Métallifères, des lambeaux de nappe conservés dans les parties du terrain les plus élevées.

D) CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA NAPPE MÉSOCRÉTACÉE

Dans la partie orientale des Monts Apuseni prédomine le charriage E au-dessus du Flysch crétacé, dans les Monts Métallifères, et au-dessus des anciens massifs, dans les Monts du Trăscău.

Délimitation de la nappe. Il est assez malaisé de délimiter la nappe, surtout dans les régions de lambeaux situés sur des massifs plus anciens. Ici nous ne pouvons savoir si le lambeau constitue un reste de la nappe ou un lambeau de l'autochtone épargné par l'érosion, à moins de trouver intermédiairement des lames de schistes crétacés.

La nappe prend fin au N de la crête du Bedeleu, où elle repose sur une unité dont nous n'avons pas encore parlé : l'ancien massif du Trăscău.

Les contours généraux de la nappe présentent une forme amigdaloïde, allongée.

La limite septentrionale d'érosion de la nappe se trouve sur la ligne des villages de Lunca et de Rimetea. Dans la crête du Bedeleu, l'extrémité N de la nappe s'appuie sur l'ancien massif du Trăscău, faisant à première vue l'impression d'une superposition normale. Vers son extrémité méridionale, la nappe mésocrétacée prend l'aspect d'un synclinal flottant au-dessus de la masse de Flysch crétacé. On ne remarque nulle part des terminaisons périanticlinales des calcaires jurassiques. Si l'on regarde du haut de la crête du Bedeleu la manière dont la zone de calcaires se rétrécit graduellement, on peut tout d'abord être porté à croire à la disparition de la zone jurassique sous la couverture du Crétacé inférieur. Cependant au S de la Valea Galdei, dans la crête de Necrileşti, les calcaires tithoniques n'atteignent pas le fond des vallées mais s'installent sur les crêtes, prenant l'apparence de synclinaux. A l'W des lambeaux de Ciumerna, qui couronnent les hautes crêtes, se trouvent les lambeaux terminaux (Brădişor,

Institutul Geologic al României

Vulcan, Strâmba) de la nappe (Fig. 29—34). La série chevauchante reste toujours sur les crêtes. Outre la zone principale de la nappe, appartiennent également à la même unité tectonique les zones de lambeaux, des plus internes aux plus périphériques.

Si la limite septentrionale provient de l'érosion, la limite orientale de la nappe est masquée par les dépôts méditerranéens de la Cuvette transyl-

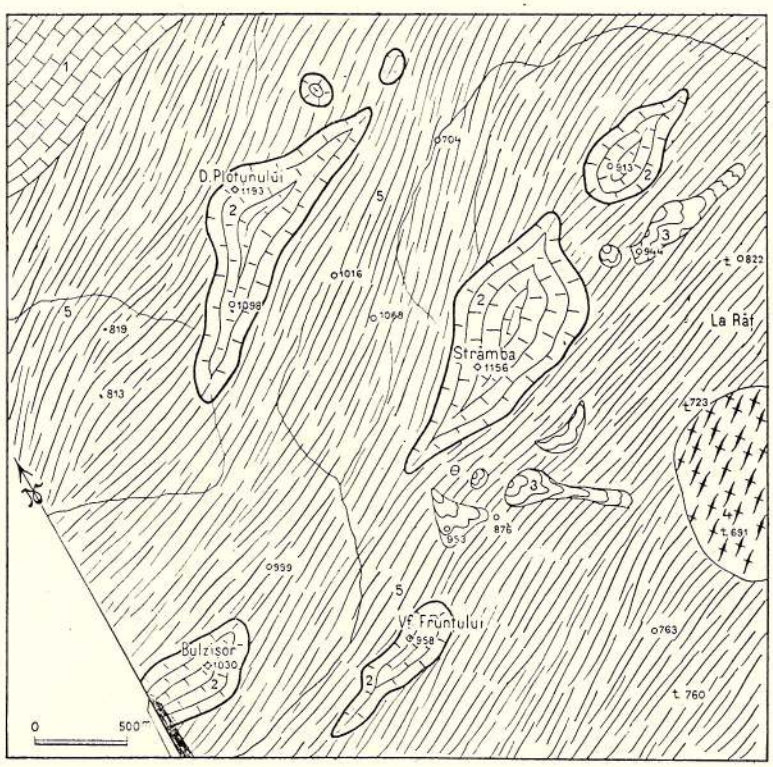


Fig. 32. — Les lambeaux de recouvrement du Strâmba.

1, calcaires cristallins; 2, Tithonique; 3, éboulements; 4, porphyrites à augite; 5, Crétacé inférieur.

vaine. Le problème de la continuité des nappes au-dessous des dépôts tertiaires de la Cuvette a été discuté par les géologues, qui ont pour la plupart admis l'existence de relations entre les unités tectoniques des Monts Apuseni et les unités tectoniques des Carpates orientales.

Au S de la Valea Ampoiului, la disparition de la nappe se produit dans les mêmes conditions qu'à l'E des Monts Métallifères. Les derniers lambeaux disparaissent sous la couverture des conglomérats crétacés. Dans la région de Meteș, la surface de charriage reconstituée par les lambeaux satellites suit un plan incliné vers le talweg de la Valea Ampoiului, dis-

Institutul Geologic al României

paraissant après la ligne transgressive du Crétacé supérieur, ligne orientée E—W.

Constitution de la nappe. La nappe est formée d'ophiolites triasiques et de calcaires jurassiques. Les ophiolites se présentent sous la forme de lames ou de lambeaux plus ou moins développés qui tantôt supportent, tantôt ne supportent pas les calcaires tithoniques. Dans la zone de rabotage d'Ighiu—Zlatna, les ophiolites sont refoulés et broyées en même temps que le Flysch. Les calcaires tithoniques affleurent sporadiquement dans cette zone. Les ophiolites de la base de la nappe et celles de la zone de rabotage appartiennent au massif de l'axe des Monts Métallifères. Les lambeaux isolés de la nappe de son extrémité méridionale S sont privés du support des ophiolites parce qu'ils dépassent le massif ophiolitique intrusifs.

Les calcaires tithoniques constituent l'élément qui prévaut aussi bien dans la crête de Bedeleu—Necrilești que dans les zones de lambeaux. Dans la zone des lambeaux satellites seuls, les calcaires tithoniques forment les lambeaux.

Grâce à l'érosion, la surface de charriage s'est maintenue au-dessus du niveau visuel, de sorte que nous pouvons nous rendre compte de ses caractères. Telle que se présente la série chevauchante, toujours localisée sur les crêtes, on remarque que la surface de charriage de la nappe n'est pas horizontale, comme cela a dû être le cas à l'époque du paroxysme orogénique, mais qu'elle présente une série d'irrégularités. La nappe et les lambeaux ont des contours circulaires ou amigdaloïdes et des pendages périsynclinaux. Les déformations orogéniques répétées ont provoqué le replissement de la nappe. Les anticlinaux ont subi des érosions, mais les synclinaux se sont conservés. Les lambeaux forment des zones qui correspondent à l'axe des synclinaux. Ils sont allongés dans le sens du plissement. L'allongement des lambeaux, parallèle à la direction générale, résulte du replissement des assises inférieures. Le soubassement a été en effet soumis à des replissements dans des phases postérieures au phénomène de charriage. Une preuve de replissement post-crétacé moyen nous est fournie par le chevauchement des schistes cristallins de Vârfuiata par-dessus le Crétacé supérieur. L'effondrement du Bassin transylvain a sûrement provoqué des déformations supplémentaires de la nappe. Les replissements ont également pu affecter les dépôts de la base de la nappe. C'est le cas pour la région de Rimetea, où le Flysch forme une série de plissements isoclinaux. Dans cette région, les dépôts crétacés sont pincés entre deux anciens massifs qui leur ont imprimé un aspect isoclinal.

La nappe mésocrétacée est une nappe de second ordre, dépourvue de flanc inverse. Sa région de décollage semble être le massif cristallin de

Institutul Geologic al României

Muntele Mare. Les formations constituant la nappe, conjointement avec les formations de l'autochtone, ont subi des dénaturations ultérieures. Les calcaires tithoniques ont acquis, grâce au charriage, une schistosité et une cristallinité (Dosul Blidarului, vallée du Feneș) qui les différencient du reste des calcaires ordinaires. Dans la crête du Bedeleu, les calcaires tithoniques deviennent eux aussi cristallins à la base, fait qui a déterminé J. Szàdeczky à considérer les calcaires cristallins comme étant de provenance jurassique. Les ophiolites triasiques agissent comme un matériel à grande

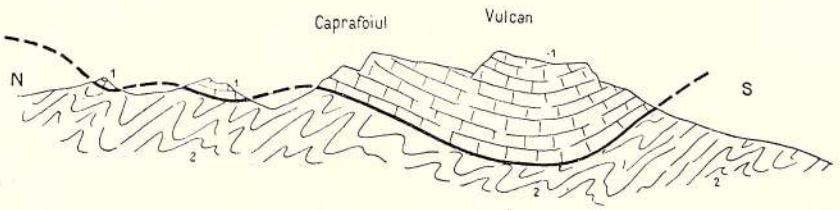


Fig. 32. — Coupe dans la région de Vulcan. (Échelle 1 : 45.000).
1, Tithonique; 2, Crétacé inférieur.

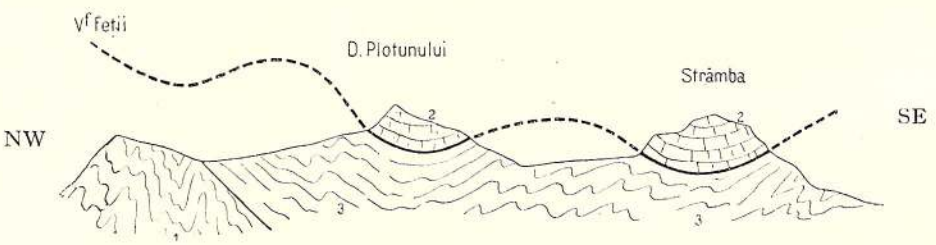


Fig. 33. — Coupe dans la région de Strâmba. (Échelle 1 : 38.000).
1, schistes cristallins; 2, Tithonique; 3, Crétacé inférieur.

plasticité ; on ne constate pas de déformations intérieures. Les grès aptiens des assises inférieures de la nappe affectent un aspect phylliteux (Dosul Blidarului, Vârful Măgurii, vallée du Feneș).

L'âge de la nappe. La nappe est d'âge mésocrétacé. Les masses chevauchées sont d'âge crétacé inférieur, y compris l'Aptien. Au charriage a succédé la transgression crétacée supérieure. L'âge du charriage est donc compris entre le dernier dépôt charrié et les premiers dépôts transgressifs sur la nappe. Dans le bassin de l'Arieș, les dépôts du Crétacé supérieur sont transgressifs sur le massif du Gilău. A cause des replissements postsénoniens, on n'observe pas le caractère de transgression du Crétacé supérieur au contact entre le massif du Trăscău et la nappe. Dans les Monts Métallifères, la transgression du Crétacé moyen et du Crétacé supérieur est représentée, au S de la Valea Ampoiului, par des conglomérats puissamment développés. Dans la région de Meteș, le plan de charriage passe

Institutul Geologic al României

au-dessous du niveau de l'érosion actuelle et il est recouvert par ces conglomérats. La mise en place de la nappe a eu lieu durant la phase austrique (STILLE). Le fait que la nappe a été recouverte par l'invasion de la mer du Gosau indique l'existence de cette phase austrique (anté-gosau). Dans les Monts Métallifères, la transgression commence par le Cénomanien (BLANCKENHORN). Il n'est cependant guère possible de dire si le Flysch crétacé inférieur se termine avec l'Aptien ou l'Albien. Par conséquent il n'est pas non plus possible de préciser si la phase austrique est anté-albienne ou post-albienne (STILLE).

E) AUTOCHTONE

Ancien massif du Trăscău. Nous devons considérer ce massif comme une unité inférieure à la nappe. Il occupe toute la crête du Trăscău, se rétrécit au S (crête du Bedeleu — Râmeți) et disparaît dans Valea Mânăstirei A la hauteur du village de Rimetea se trouvent deux anciens massifs : le massif du Trăscău—Bedeleu et le massif de Turda—Trăscău.

Le massif de Trăscău—Bedeleu nous intéresse davantage, parce qu'il fait le principal objet de nos levers et qu'il a joué au point de vue tectonique un rôle important. Nous considérons également les schistes cristallins de Podurile, Valea Ascunsă et Oncești comme des manifestations du massif du Trăscău. Le massif du Trăscău est composé de couches puissamment métamorphisées (schistes cristallins) et d'une couverture sédimentaire discordante. Les schistes cristallins sont représentés par une gamme de roches allant des phyllites aux paraschistes. La couverture sédimentaire est formée de calcaires à silex, conglomérats, grès (Callovien), calcaires conglomératiques et calcaires récifaux (Tithonique), grès et marnes calcaires (Valanginien-Hauterivien), conglomérats et grès aptiens. On ne remarque nulle part une succession des termes intermédiaires.

Outre les sédiments discordants, transgressifs, le massif du Trăscău supporte l'extrémité N de la nappe méso-crétacée.

L'étude détaillée de la bordure E du massif révèle un contact anormal par rapport au Flysch. Entre les villages de Rimetea et d'Izvoarele, le Flysch présente des pendages constants au-dessous des schistes cristallins. Les blocs de calcaires tithoniques et les lambeaux de Crétacé inférieur jalonnent, sur toute la distance, le contact anormal qui sépare le massif du Trăscău du Flysch. Dans la crête Bedeleu—Râmeți, le massif du Trăscău plonge graduellement, et au S de Valea Mânăstirei il est complètement recouvert par les conglomérats du Flysch.

Dans son mouvement, la nappe s'est heurtée au massif du Trăscău et

Institutul Geologic al României

l'a broyé. La zone d'écailles comprise entre Valea Mănăstirei et Valea Uzii représente précisément la bordure broyée de l'obstacle autochtone. Cette zone n'appartient pas à la nappe. La crête située immédiatement au S de Valea Mănăstirei est formée des dépôts du Flysch, qui recouvrent l'extrémité S de la zone d'écailles et supportent, à leur tour, les lambeaux de la nappe. La zone d'écailles n'est pas uniquement composée de schistes cristallins, mais aussi de calcaires tithoniques auxquels viennent se joindre les dépôts les plus anciens du Crétacé inférieur. Le complexe d'écailles situé entre Valea Inzelului et Valea Uzii manifeste une dislocation tectonique importante au contact entre la série autochtone de l'ancien massif et du Flysch. On observe donc, sur le flanc E du massif du Trăscău, un chevauchement simple au-dessus du Flysch sur la ligne Rimetea—Izvoarele—Sureni, sans que le charriage soit toutefois complet.

La bordure W du massif du Trăscău s'étend, dans la région considérée, de Vârfuiata à Podurile (Lunca). On constate, tout le long de cette bordure, un chevauchement de la série autochtone vers l'W. Le conflit entre les deux sens de charriage (E et W) est apparent, le chevauchement à l'W n'étant pas dû aux mouvements orogéniques qui auraient pu changer de sens entre temps, mais bien aux appels vers l'avant-fosse de l'Arieș. Le chevauchement à l'W ne se produit pas seulement sur la bordure du massif du Trăscău (Vârfuiata—Lunca), mais il se répète aussi plus au S dans toutes les manifestations du soubassement (Podurile, Valea Ascunsă, Oncești). Les deux sens de chevauchement en question pourraient faire croire qu'on a affaire à une série cristalline dans la nappe. La zone entière de schistes cristallins de la crête du Trăscău affecterait de la sorte la forme d'un synclinal flottant au-dessus du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur. Les terminaisons périanticlinales des schistes cristallins nous font pencher en faveur de l'existence d'un massif en place.

Au N, au delà des cadres de la région considérée, le massif du Trăscău est brusquement interrompu par les dislocations du Bassin transylvain, dont les dépôts méditerranéens couvrent son extrémité N, tandis qu'au S les schistes cristallins de Geoagiul de Jos le relient fort probablement au massif de Poiana Ruscă.

Les massifs ophiolitiques. Dans les Monts Métallifères existent des ophiolites, d'âge triasique, qui se présentent soit sous la forme de massifs intrusifs, soit sous la forme de bandes ou de lames très fréquentes, prises entre les plissements crétacées. Elles sont accompagnées en divers endroits (V. Albinii-V. Vultorilor) de brèches mylonitiques à éléments de calcaires tithoniques et de schistes crétacées.

Les ophiolites forment le plus souvent, avec les calcaires tithoniques, des lambeaux de recouvrement.

Institutul Geologic al României

Rapports de l'autochtone avec l'unité supérieure. La nappe mésocrétacée provoque, dans la série chevauchée, une fragmentation en écailles du Mésozoïque sur la ligne Răgoaze—Colțești (Pe Răgoaze, Stârnina, Valea Muntelui) et, conjointement avec son Mésozoïque, une fragmentation en écailles des schistes cristallins dans la région de Valea Inzelului. La nappe a également entraîné les ophiolites de sa base et ses lambeaux. La masse chevauchée s'appuie sur une unité inférieure : sur le massif du Trăscău, au N, et sur le Flysch, au S.

Flysch crétacé inférieur. Le complexe gréseux-schisteux (Aptien), qui couvre des surfaces immenses à l'E et au SW des Monts Apuseni, a supporté les masses charriées. Dans le bassin du Trăscău, le Flysch plonge

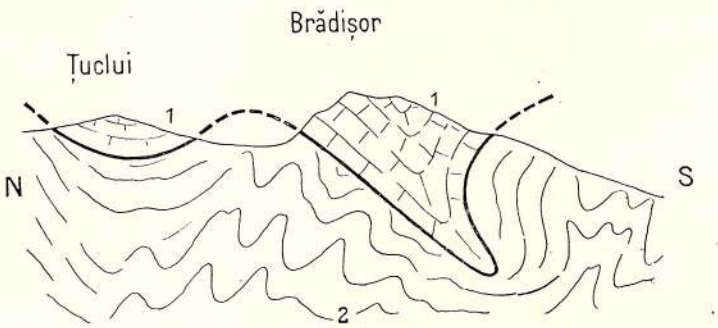


Fig. 34. — Coupe dans la région du Brădișor. (Échelle 1 : 25.000).
1, Tithonique ; 2, Crétacé inférieur.

toujours sous l'ancien massif cristallin et affecte un aspect isoclinal dû aux actions tangentielles qui ont broyé les plis entre les deux anciens massifs dont il a été question plus haut. Le contact anormal entre le Flysch et la série autochtone des anciens massifs subsiste aussi au S, dans la région d'écailles comprise entre la Valea Inzelului et la Valea Uzii.

Dans le bassin de l'Arieș, le Flysch plonge à l'W, toujours sous le massif du Trăscău. Le refoulement, vers l'W, des plis dans la région W des Monts du Trăscău est un phénomène post-tectonique intéressant le Crétacé supérieur et a été provoqué par les appels dont le rôle dans le bassin de l'Arieș a été important. Les phénomènes secondaires de la mise en place de la nappe ont donc provoqué les déversements à l'W.

Outre le charriage W, le Flysch présente encore un autre caractère général : il supporte la nappe mésocrétacée et les lambeaux de celle-ci. La série autochtone du Flysch a subi des replissements après la mise en place de la série chevauchante. Le charriage à l'W, le pincement de la nappe et plus particulièrement celui de ses lambeaux dans les plis du Flysch permettent

Institutul Geologic al României

de tirer des déductions quant aux replissements. Dans les Monts du Trăscău, les lambeaux sont profondément coincés dans la masse du Flysch, ce qui fait que l'étude seule des lambeaux est insuffisante pour nous permettre de juger s'il s'agit de simples lames détachées du soubassement ou bien s'ils représentent de véritables lambeaux de recouvrement. Le lambeau de Piatra Cetei, qui affecte une allure synclinale et un aspect de flottement sur la masse du Flysch, est profondément pincé dans la Valea Mânăstirei.

En somme, la zone du Flysch dans les Monts Apuseni a évolué de la manière suivante : les forces tangentielles qui ont provoqué le plissement des dépôts ont donné naissance aussi bien à de simples chevauchements, qu'à la superposition de la nappe mésocrétacée par-dessus la zone du Flysch.

III. PHÉNOMÈNES TECTONIQUES TERTIAIRES

Si la tectonique des Monts Apuseni au Mésozoïque est comparable à la tectonique des Carpates orientales, il n'en est pas du tout de même en ce qui touche les phénomènes tectoniques tertiaires. Il n'est guère possible de reconnaître dans la partie E des Monts Apuseni les phases de plissements tertiaires (valaques selon STILLE) telles qu'on les rencontre dans les Carpates orientales, aussi n'analyserons-nous que les phénomènes tectoniques produits par le plus important événement tectonique du commencement du Miocène : la formation de la Cuvette transylvaine.

1. FORMATION DE LA CUVETTE TRANSYLVAINE

Relativement à la structure du Bassin transylvain, M. L. MRAZEC (55) distingue, au point de vue des facies et de la tectonique, les trois zones suivantes : *a)* la zone de bordure non plissée des couches néogènes, *b)* la zone de couches diapirs, *c)* la zone de brachianticlinaux.

Il estime que la Cuvette transylvaine représente une dépression interne tertiaire, post-tectonique par rapport au charriage crétacé.

Le contact des Monts Métallifères avec le Bassin transylvain a lieu d'après une ligne de faille orientée N—S et masquée par les dépôts néogènes. Cette faille date du commencement du Miocène et a été de plus en plus exagérée vers la fin du Pliocène. Le rejet de la faille n'a pas la même valeur sur toute sa longueur, mais elle se réduit graduellement du N au S, où elle finit par s'effacer complètement.

Outre le rejet de la faille, il sied de mentionner encore les failles transversales, qui interrompent les chaînes mésozoïques, laissant envahir les dépôts de la cuvette (Turda). On constate en même temps une série de ruptures en formes de marches, parallèles à la direction de la faille principale (région d'Alba Iulia).

Institutul Geologic al României

On ne voit plus, à l'extérieur de la zone de Flysch des Monts Métallifères, se développer les deux zones de Paléogène et de Mio-pliocène qu'on rencontre dans les Carpates orientales, plissées et séparées par d'importantes lignes de dislocation. L'effondrement du Bassin transylvain sur l'emplacement des nappes méso-crétacées s'est produite au commencement du Tertiaire, ce phénomène représentant une nouvelle phase d'équilibre après l'accomplissement de l'orogénèse alpine.

Les dépôts néogènes, transgressifs sur le Flysch des Monts Apuseni, sont généralement subhorizontaux, avec un léger pendage vers le Bassin transylvain. Ces dépôts sont représentés sous le facies récifal-littoral. Le Tortonien représente la transgression le plus avancée dans la zone du Flysch des Monts Métallifères. Les calcaires à Lithothamnium sont les seuls dépôts de la Cuvette transylvaine qui couvrent la zone du Flysch.

On ne rencontre pas de dépôts mio-pliocènes plus anciens ou plus récents sur la bordure E des Monts Apuseni. Le Sarmatien se développe à l'E de la limite du Tortonien, contrairement à ce qui se passe dans les Monts du Bihor, où le Sarmatien couvre le Tortonien, le dépasse et s'étend sous forme de lambeaux sur le soubassement montagneux ancien.

L'effondrement dans la partie W de la Cuvette transylvaine a donné lieu à de nombreux phénomènes de diapirisme que l'on peut constater tout le long de ladite ligne. L'énorme paquet de sédiments a empêché la formation des plis diapirs à l'intérieur. Les plis diapirs de la bordure du Bassin transylvain ont eu leur répercussion sur la formation des larges brachianticlinaux (plis majeurs, L. Mrazec). La force de tassement des sédiments néogènes a empêché le développement des plis diapirs à l'intérieur du bassin.

Si l'on compare les bassins méditerranéens de Vienne au Bassin transylvain, on constate une analogie parfaite entre le bassin interne de Vienne et le Bassin transylvain. L'un et l'autre de ces bassins affectent une structure en dômes. Le bassin externe de Vienne présente au contraire une série de plissements tout comme on en rencontre dans la zone mio-pliocène des Subcarpates.

2. DÉPRESSIONS INTERNES DES MONTS MÉTALLIFÈRES

Le second phénomène tectonique tertiaire important est la formation des dépressions internes des Monts Métallifères. Le Flysch, aussi bien que les massifs intrusifs ophiolitiques sont divisés transversalement par quelques dépressions dans lesquelles des dépôts néogènes se sont sédimentés. Ces dépressions sont les suivantes : la dépression de Săcărâmb—Brad, la dépression de Zlatna—Glod, la dépression de Roșia Montană.

1. La dépression de Săcărâmb—Băița—Brad, comblée par des dépôts néogènes, est orientée NW—SE. Son soubassement est com-

Institutul Geologic al României

posé d'ophiolites sur la majeure partie de son étendue. Sa partie médiane seule s'appuie sur les dépôts du Flysch crétacé.

2. La dépression de Zlatna—Trâmpoele—Glod est constituée et orientée de la même manière que la dépression de Săcărâmb—Brad, mais elle en diffère par son étendue moindre et par une bifurcation qu'elle présente au SE. Le soubassement de cette dépression est formé en majeure partie par le Flysch. Le bassin de Zlatna — Glod provient de l'union de deux dépressions qui se rencontrent à Trâmpoele. La dépression de Zlatna s'étend le long de la Valea Ampoiului, entre Pătrânjeni et le N de Zlatna ; elle est entièrement creusée dans la zone du Flysch. Le bassin de Glod, qui se développe à l'W du premier bassin, a un substratum composé d'ophiolites. Les dépôts néogènes commencent à l'Aquitanien, bien développé dans le bassin de Zlatna, et se terminent au Tortonien (Glod).

3. La dépression de Roşia Montană est composée de dépôts néogènes, qui occupent la position la plus avancée vers le N dans les Monts Métallifères.

L'âge de ces dépressions transversales correspond à l'effondrement du Bassin transylvain. Les premiers dépôts qui ont envahi ces dépressions appartiennent en effet au Aquitanien.

Dans la région de Săcărâmb—Brad, l'emplacement de ces dépressions est formé par l'autochtone, représenté ici par des ophiolites et des dépôts de Flysch. Le substratum de cette dépression n'intéresse jamais la nappe mésocrétacée.

Les lignes de faille qui flanquent les dépressions transversales des Monts Métallifères correspondent au minimum de résistance structurale.

Ainsi qu'il résulte de la carte géologique générale des Monts Apuseni, la zone de résistance minimum correspond à la dépression de Săcărâmb—Brad.

Pour nous résumer, les dépressions transversales des Monts Métallifères, orientées NW—SE, sont formées de dépôts néogènes. Elles sont de plus en plus faiblement développées de l'W à l'E. Les dépressions transversales correspondent, en tant qu'âge, à l'effondrement du Bassin transylvain et sont situées sur les lignes de résistance structurale minimum. Le substratum de ces dépressions est constitué par l'autochtone de la nappe mésocrétacée.

3. ÉRUPTIONS VOLCANIQUES NÉOGÈNES

Les importantes manifestations d'éruptions volcaniques que nous constatons dans les Monts Métallifères sont une conséquence des phénomènes tectoniques tertiaires aussi fréquents qu'intenses qui s'y sont produits. Les zones de résistance minimum ont été utilisées par les éruptions des

Institutul Geologic al României

andésites, dacites et rhyolites durant tout le Miocène. Les dépressions internes des Monts Métallifères sont en effet les régions où ont eu lieu les éruptions volcaniques les plus intenses. On rencontre la majeure partie des éruptions dans la dépression de Săcărâmb — Brad.

A mesure qu'on va du SW au NE, les roches effusives daco-andésitiques sont de plus en plus faiblement développées. Dans la dépression de Zlatna — Glod, les andésites à pyroxène qui sont les roches les plus anciennes de la série des éruptions tertiaires, se trouvent sur la faille de la Valea Ampoiului, dirigée NW — SE, et sur la faille de Valea Mare dont la direction est perpendiculaire à la première. Les lignes d'affleurement des daco-an- désites conservent généralement l'orientation NW—SE des dépressions. Elles se tassent dans la région de Trâmpoele, au point de jonction des failles formant la limite entre les bassins de Zlatna et de Glod.

Dans la région d'Abrud, les lignes d'apparition des éruptions tertiaires, quoique plus fréquentes, sont toutefois de moindre importance. Les roches effusives affleurent dans la région du Flysch crétacé (Roșia Montană, Vulcoiu) et dans le massif cristallin du Gilău (Poienița — Piatra Ciorii).

Toutes les régions dont nous avons décrit les éruptions tertiaires traversent l'autochtone des Monts Métallifères.

Dans les Monts du Trăscău, dans la région de développement de la nappe mésocrétacée, les daco-andésites affleurent sous forme de filons-couches et de temps à autre aussi sous celle de dykes.

Les dacites de la vallée du Vidolm, de Valea Urdașului et de Boieriștea affleurent dans la zone des schistes cristallins. Les dacites de Fruntea et de Peștera Dumii (Izvoarele) traversent les Couches à Aptychus, tandis que les dacites de Jidovina, Dealul Baciului et Vârfuiata se trouvent dans le Crétacé supérieur.

Il appert clairement de ce que nous venons de dire que les éruptions tertiaires des Monts du Trăscău ont utilisé les lignes de dislocation d'importance différente, mais toutes orientées NE—SW, dans le sens général des plis.

Si l'on considère la répartition des éruptions tertiaires dans les Monts Métallifères au point de vue général, on distingue une série d'éruptions importantes correspondant à l'aire de développement des dépressions transversales sur l'autochtone de la nappe mésocrétacée, et une autre série qui apparaissent en liaison avec les lignes de dislocation plus ou moins importantes, situées dans la région de développement de la nappe des Monts Métallifères.

Reçu: Septembre 1933.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. ANDRUSSOV D., MATEJKA A. Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Guide des excursions dans les Carpates occidentales.* Praha, 1931.
2. ARGAND E. La tectonique de l'Asie. *Congres géol. international.* Bruxelles, 1922.
3. ATANASIU I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII, 1928.
4. ATHANASIU S. Curs de Geologie stratigrafică. Bucureşti, 1933.
5. BENKÖ G. Mineralogische Mitteilungen aus dem siebenbürgischen Erzgebirge. *Földt. Közl.* XX, 1890.
6. BEUDANT S. F. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris, 1822.
7. BITTNER A. Neue Daten über die Verbreitung cretacischer Ablagerungen mit Orbitolina concava Lam. in den Kalkalpen, etc. *Verhandl. der k. k. Geol. R.-A.*, 1899.
8. BLANCHET F. Étude micrographique des calcaires urgoniens. *Travaux de l'université de Grenoble*, 1916—1917.
9. BLANKENHORN. Studien in der Kreideformation im südlichen und westlichen Siebenbürgen. *Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch.* Bd. 52, 1900.
10. CAYEUX L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris, 1929.
11. CODARCEA AL. Studiu geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fer-Bocşa Montană (Jud. Caraş, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XV, 1931.
12. DOELTER C. Die jüngeren Eruptivgesteine Siebenbürgens. *Neues Jahrbuch f. Mineralogie*, 1873.
    — Mitteilungen über das siebenbürgische Erzgebirge. *Ibidem.*
13. FERENCZI ST. Das Tertiärbecken von Zalatna-Nagyalmás. *Földt. Közl.* XLV, 1915.
14. GEYER G. Über die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Beziehungen zum Kreideflysch. *Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt*, 1907.
15. GOLDSCHMIDT V. M. Die Injectionsmetamorphose im Stavanger Gebiete. *Videnskapsselskapets Skrifter I Mat.-naturw. Klasse*, 1920, Nr. 10, Kristiania, 1921.
16. GROSSOUVRE A. DE. Recherches sur la craie supérieure. 1894.
17. — Sur l'âge des couches de Gosau. *Bull. Soc. Géol. de France.* Série III, Tome XXIII.
18. HAUER FR. Geologische Aufnahmen der Umgebungen von Zalatna-Toroczkó. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* XI, Wien, 1861.
19. — u. STACHE G. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
20. HERBICH FR. Hallstätter Kalk in Ostsiebenbürgen und Stramberger Kalk bei Toroczkó (= Rimetea). *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. für 1870.*
21. — Zur Verbreitung der Eruptivgesteine Siebenbürgens. *Erd. Muz. Egyl. Évk.* Cluj, 1873.
22. — Geologische Beobachtungen in dem Gebiet der Kalkklippen am Ostrande des siebenbürgischen Erzgebirges. *Földt. Közl.* VII, 1877.

Institutul Geologic al României

23. HERBICH FR. Das Széklerland. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. IV, 1878.
24. — Palaeontologische Studien über die Kalkklippen des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahrb. d. k. ung. R.-A.* 1866.
25. HEIM O. Geologie der Schweiz. Bd. I, II. Leipzig, 1919—1922.
26. HAVELACQUE M. Album de microphotographies de roches sedimentaires. Paris, 1900.
27. HEREPEJ K. Der Leithakalk von Felsö-Orbo (= Gârbova de Sus). *Orv., Term. Tud. Ért.* X, 1888.
28. ILIE MIRCEA. Ridicări geologice în Munţii Trăscăului şi basinul Arieşului. *Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII. Bucureşti, 1931.
29. — Remarques relatives à l'étude de M. St. Manciulea: Le bassin du Trăscău (Basinul Trăscăului). *C. R. des séances de l'Inst. Géol. Roum.* Tome XIX. Bucureşti, 1932.
30. — Levers géologiques dans la région de Ponor-Râmeţi-Geoagiu de Sus. *Ibidem.*
31. — Les schistes cristallins sur le flanc E des Monts Trăscăului. *Ibidem.*
32. — Restes de mammifères dans la région SW de Turda. *Ibidem.* Vol. XX.
33. — Observations microscopiques sur le Mésozoïque des Monts Trăscăului. *Ibidem.* Vol. XX.
34. — Calcaires tithoniques et aptiens des Monts Métallifères de Transylvanie. *Ibidem.* Vol. XXI.
35. — Allgemeiner Überblick über die Geologie des siebenbürgischen Erzgebirges und der Berge von Trăscău. *Bul. Soc. Rom. de Geol.* Vol. II, 1934.
36. — Die Aptychus-Schichten (Valanginien-Hauterivien) des siebenbürgischen Erzgebirges. *Bul. Soc. Rom. de Geol.* Vol. II, 1934.
37. JEKELIUS E. Asupra unor marne neocomiene din Munţii Apuseni. *Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII.
38. KOBER L. Das alpine Europa. Berlin, 1931.
39. KOCH A. Über Toroczkóer Eisenwerke. *Bull. d. Klausenburger Gesell. d. Ärzte und Naturf. f. 1877.*
40. — Bericht über die im Sommer 1887 durchgeführte geologische Spezialaufnahme des westlich von Torda gelegenen Gebietes im Torda-Aranyoser Komitate. *Jahresb. d. k. ung. geol. Anst.*, 1887.
41. — Umgebungen von Torda, Zone 19. Col. XXIX, I : 75000. *Erläuterung zur geol. Spezialkarte d. U. K.* Bud. 1890.
42. — Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landest. I. Palaeogen 1894. II. Neogen, 1900.
43. KYNASTON H. On the stratigraphical, lithological and paleontological features of the Gosau beds. *Quart. Journ. Geol. Soc.* London, 1894.
44. LAPPARENT J. DE. Étude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. de la carte géol. de France.* Paris, 1918.
45. LÓCZY L. jun. Beiträge zur Kenntnis der Gosau- und Flyschbildungen des Aranyostales. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.*, 1916.
46. LÓCZY L. sen. Bericht über geologische Excursion im Hegyesdrocsa Gebirge. *Földt. Közl.* VI, 1876.
47. LUCCA V. Câteva date asupra vârstei calcarelor metamorfice din Valea Ieri (Munţii Apuseni). *Revista Muzeului Geologic-Mineralogic al Universităţii din Cluj.* Vol. III. Nr. 1, 1929.
48. — La répartition des coccolithes dans les terrains pétrolifères et son utilisation pour l'étude géologique des sondages. *Annales de l'Office National des Combustibles Liquides*, 2-e année, 2-e livraison, pages 465—469.

Institutul Geologic al României

49. MACOVEI G. Curs de stratigrafie generală. Bucureşti, 1922.
50. — Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. *Guide des excursions (Assoc. pour l'avancement de la géol. des Carpates)*, Bucureşti, 1927.
51. MADELUNG A. Untersuchung des Augitporphyres aus Siebenbürgen. *Verh. und Mitt. d. sieb. Verh. f. Naturw.* XIV, 1863.
52. — Krystallinische Gesteine aus West-Siebenbürgen. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, XIII, 1863.
53. MANCIULEA ST. Basinul Trăscăului. *Bul. Soc. R. R. de Geografie.* Vol. XLVIII, Bucureşti, 1929.
54. MARTONNE EM. DE. Résultats scientifiques des excursions géographiques de l'Institut de Géographie de Cluj en 1921. *Lucrările Inst. de Geografie al Univ. Cluj.* Vol. I. Bucureşti, 1924.
55. MRAZEC L. et JEKELIUS E. Aperçu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. *Guide des excursions (Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpates)*. Bucureşti, 1927.
56. — L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates Roumaines. Prague, 1931—1932.
57. — Considérations sur l'origine des dépressions internes des Carpates Roumaines. *Bul. Soc. Geol. Rom.* Vol. I, 1932.
58. MÜCKE K. Beitrag zur Kenntnis des Karpathensandsteines im siebenbürgischen Erzgebirge. *Verhandl. der k. k. R.-A. für 1915.*
59. MURGEANU G. Sur l'importance des marnes à Rosalines dans la zone de recouvrements de Comarnic. *C. R. des séances de l'Inst. Géol. Roum.* XIX, 1933.
60. MURGEANU G. et FILIPESCU M. Calpionella carpathica n. sp. dans les Carpates roumaines. *Notationes Biologicae.* Vol. I, Nr. 2.
61. NEMES F. Palaeontologische Studien über das siebenbürgische. Tertiär. *Orv. Term. Tud. Ért.*, 1888.
62. OGILVIE M. MARIA. Die Korallen der Stramberger Schichten. Stuttgart, 1896.
63. PÁLFY M. Das Vorkommen des Pyrrhotins bei Borrév (Buru). *Földt. Közl.* XXVI, 1896.
64. — Die linke Seite des Aranyostales zwischen Topánfalva und Offenbánya. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.*, 1900.
65. — Die oberen Kreideschichten in der Umgebung von Alvincz. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt.* Bd. XIII, 1902.
66. — Oberkreideschichten zwischen Szászcsor und Sebeshely. *Földt. Közl.* Bd. XX, 1901.
67. — Zwei neue Inoceramenarten aus den oberen Kreideschichten der siebenbürgischen Landesteile. *Földt. Közl.* XXXIII. Bd. 1903.
68. — Über die geologischen Verhältnisse im westlichen Teile des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresb. d. k. ung. geol. Anstalt*, 1904.
69. — Beiträge zur genaueren Kenntnis des Gesteins vom Kârnic bei Verespatak. *Földt. Közl.* XXV, 1905.
70. — Die geologischen Verhältnisse des mittleren Teiles des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresb. d. k. ung. geol. Anstalt*, 1905.
71. — Geologische Verhältnisse und Erzgänge der Bergbaue des siebenbürgischen Erzgebirges. *Mittl. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt.* Bd. XVIII, 1912.
72. PÁLFY M., ROZLOZSNIK, SZONTAGH TH. Geologische Notizen aus dem Bihargebirge. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. für 1911.*
73. PÁLFY M. Ist die Metamorphose der kristallinischen Schiefer der Gyalui-Havasok kretazisch? *Földt. Közl.* Vol. LVIII, 1928.

Institutul Geologic al României

74. PANTA D., LAZĂR B. Bericht uber die im Jahre 1912 in der Umgebung von Veres patak vorgenommenen Grubenvermessungen und montan-geol. Aufnahmen. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.*, 1912.

75. PAPP K. Die Umgebung des Dâmbău Berges bei Zlatna im Komitat Alba Iulia. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.*, 1900.

76. PASCU R. Carierele şi apele minerale din România. *Studii tehnice şi economice.* Vol. VI, fasc. II, 1923.

77. PAUCĂ M. La zone principale du Mésozoïque des Monts du Codru. *C. R. des séances de l'Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI

78. PÁVAY-VAJNA FR. Ursachen der Faltung des siebenb. Beckens. *Bány. és Koh. Lapok*, 1915.

79. PETRULIAN N. Über Lichtätzung des Silberglanzes. *Schweiz. Min. Petr. Mittl.* Band XI, 1931.

80. — Étude chalcographique du gisement aurifère de Roşia Montană. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, 1931.

81. — Étude chalcographique du gisement de plomb et de zinc de Herja. *Ibid.*

82. POŠEPNY. FR. Zur Geologie des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. XVIIII.

83. PRIMICS G. Diabasporphyrite und Melaphyre aus Siebenbürgen. *Ung. geol. Gesellsch.* Sitz., 6, III, 1878.

84. PROTESCU O. Prezenţa genului Calpionella alpina Lorenz în klippa de calcar berriasian din Muntele Piatra Arsă (Sinaia), jud. Prahova. *Bul. Soc. Nat. din România*, Nr. 3. Bucureşti, 1933.

85. ROTH L. VON TELEGD. Die Randzone des siebenb. Erzgebirges in der Gegend von Várfalva (= Moldoveneşti), Toroczkó (= Rimetea) und Hidas (= Podeni). *Jahrb. d. k. ung. geol. A.*, 1887.

86. — Die NO-Randzone des siebenb. Erzgebirges in der Umgebung von Vidaly (= Vidolm), Nagy Oklos (= Ocoliş), Oláh Rákos (= Rachiş) und Örményes (= Armeniş). *Ibidem*, 1898.

87. — Der NO-Rand des siebenbürg. Erzgebirges in der Umgebung von Nagy Oklos (= Ocoliş) -Bélavár (= Belioara) -Lunka (= Lunca) und Alsó Szolcsva (= Sălciua de Sus). *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f. 1899.*

88. — Die Aranyos Gruppe des siebenb. Erzgebirges in der Umgebung von Toroczkó Szt. György (= Colţeşti) Nyirmezö (= Poiana), Remete (= Râmeţi) und Ponor (= Ponor). *Ibidem, f. 1900.*

89. — Der Ostrand des siebenb. Erzgebirges in der Umgebung von Dealul Geoagiului, Geoagiul de Sus und Aiud. *Ibidem, f. 1901.*

90. — Der Ostrand des siebenbürg. Erzgebirges bei Csáklya (= Cetea) und das längs dem Mureş östlich anschliessenden Gebiet. *Ibidem, f. 1902.*

91. SCHAFARZIK FR. Bericht über den von der ung. geol. Gesellsch. vom 2. – 7. Juli 1899 im siebenbürgischen Erzgebirge veranstalteten Ausflug. *Földt. Közl.* XXX, 1900.

92. SPENGLER E. Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. *Sitzungsb. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien.* Bd. I, 1912.

93. STEINMANN G. Einführung in die Palaeontologie. Leipzig, 1907.

94. STILLE H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.

95. STUR D. Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des südwestl. Siebenbürgen. *Jahresb. d. k. k. geol. R.-A.* Bd. XIII, 1863.

96. SZÁDECZKY KARDOSS E. Die petrographischen Faziesgebiete des nordwestsiebenbürgischen Eozäns. *Mitt. d. Berg- u. Hütt.-Abt. d. ung. Hochschule für Berg- u. Forstwesen.* Sopron, 1930.

Institutul Geologic al României

97. SZÁDECZKY JULIUS. Asupra originei şi vârstei şisturilor cristaline din ţinutul Arieşului (Munţii Gilău). *Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI, 1923.
98. — Verdeckte Gebirge im NW-Teile des siebenbürgischen Beckens. *Földt. Közl.* Vol. LVIII, 1928).
99. SZENTPÉTERY S. Die petrographischen Verhältnisse des Eruptivzuges Tur-Toroczkó. *Orv. Term. Tud. Ért.* XXVI, 1904.
100. — Petrographische Verhältnisse des zwischen Borév (= Buru) Várfalva (= Moldoveneşti), Csegez (= Pietroasa) und Toroczkó (= Rimetea) liegenden Teiles d. Tur-Toroczkóer eruptiven Höhenzuges. *Sitzungsb. d. med. nat. Sekt. d. siebenb. Museumver.* Bd. XXVI, 1905.
101. — Physiographie der Gesteine der Toroczkóer (= Rimetea) Eisenerzbergwerkes. *Acta litt. sc. reg. univ. hung. Fr.-Jos. Sectia Sc. nat.* Tom. I, fasc. 5.
102. — Der Melaphyr und seine Rolle im siebenbürgischen Erzgebirge. *Földt. Közl.* XLVI, 1916.
103. — The copper ores and diabases of Transylvania. *Econ. Geol.* Vol. XXIX.
104. TÉGLAS G. Knochenhöhlen von Bedellö und Petros. *Földt. Közl.* XV, 1887.
105. — Eine neue Knochenhöhle bei Trăscău im Gebiet von Bedeleu. *Magy. Tud. Akad. Math. és Term. Tud. Közl.* XVIII.
106. TOUCAS A. Études sur la classification et l'évolution des Hippurites. *Mém. de la Soc. Géol. de France No. 30.*
107. — Synchronisme des étajes turonien, sénonien et danien dans le midi de l'Europe. *Bull. Soc. Géol. de France.* Sec. III, tome X, 1881—82.
108. TSCHERMAK. G. Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien, 1869.
109. UHLIG V. Bau und Bild der Karpathen. Wien, 1903.
110. — Über die Klippen der Karpathen. C. R. IX. *Congr. géol. internat. de Vienne*, 1903.
111. VADÁSZ E. Beiträge zur Geologie des Klippenzuges Torda-Ompolytal. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f. 1914.*
112. — Die mediterranen Echinodermen Ungarns. *Geologica hungarica* Tom. I, fasc. II. Bud., 1915.
113. VIENNOT P. Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Bull. des serv. de la Carte géol. de la France.* Paris, 1927.
114. VOITEŞTI I. P. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Revista Muzeului de Geologie şi Mineralogie din Cluj.* Vol. III, Nr. 1, 1929.
115. VOLTZ W. Über eine Korallenfauna aus dem Neokom der Bukowina. *Beiträge zur Geol. Öster.-Ungarns.* XV, 1903.
116. ZEKELI FR. Die Gastropoden der Gosaugebilde. *Abhandl. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1852.
117. ZITTEL K. Grundzüge der Palaeontologie. Berlin, 1903.
118. ZITTEL V. Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstl. Alpen. *Denkschrift d. k. Akad. d. Wiss.* Bd. 34, 1864.
119. WISNIOWSKI. Über das Alter der Inoceramenschichten in den Karpathen. *Anz. d. Akad. d. Wiss.* Krakovia, 1905).

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Fig. 1. Plaque mince taillée dans un calcaire organogène. Callovien (×40).
Spicules de Spongiaires, sections de Foraminifères, Echinides et Bryozoaires.

Fig. 2. Plaque mince taillée dans un calcaire oolithique. Tithonique (×40).
Sections de Textulaires et Miliolides.

Fig. 3. Plaque mince taillée dans un marno-calcaire (×40).
Radiolaires et spicules de Spongiaires dans les marno-calcaires des Couches à Aptychus (Valanginien — Hauterivien).

Institutul Geologic al României



Fig. 1

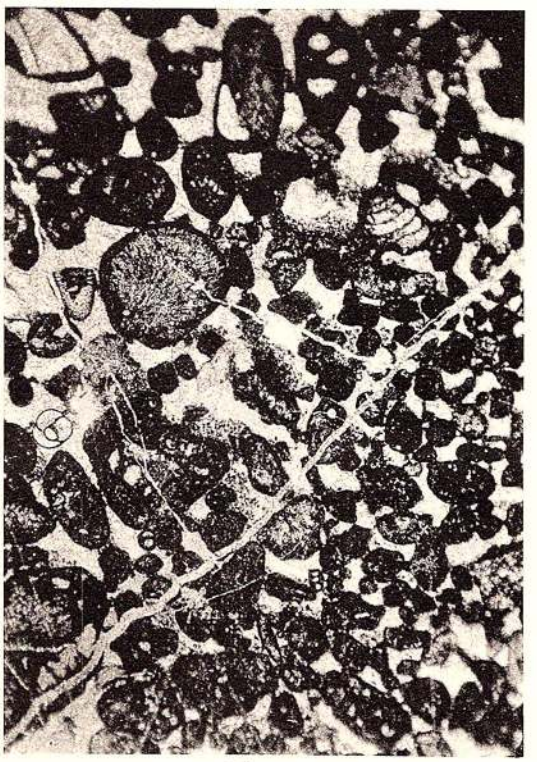


Fig. 2

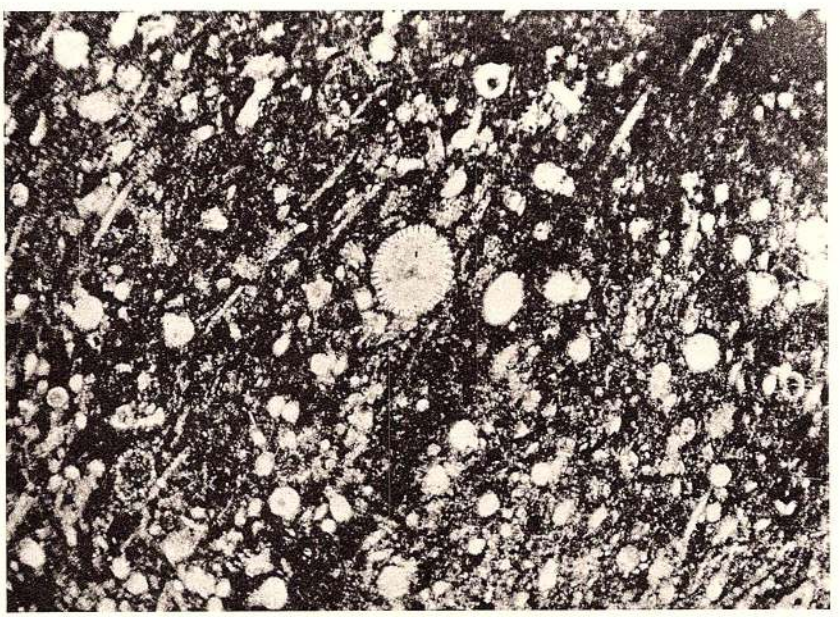


Fig. 3

Clichés: N. Petrulian

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Fig. 4. *Rosalina linnéi* d'ORB. (×40).
Section transversale. Crétacé supérieur, Bassin de l'Arieş.

Fig. 5. *Rosalina linnéi* d'ORB. (×40).
Section perpendiculaire à l'axe d'enroulement. Crétacé supérieur, Bassin de l'Arieş.

Institutul Geologic al României

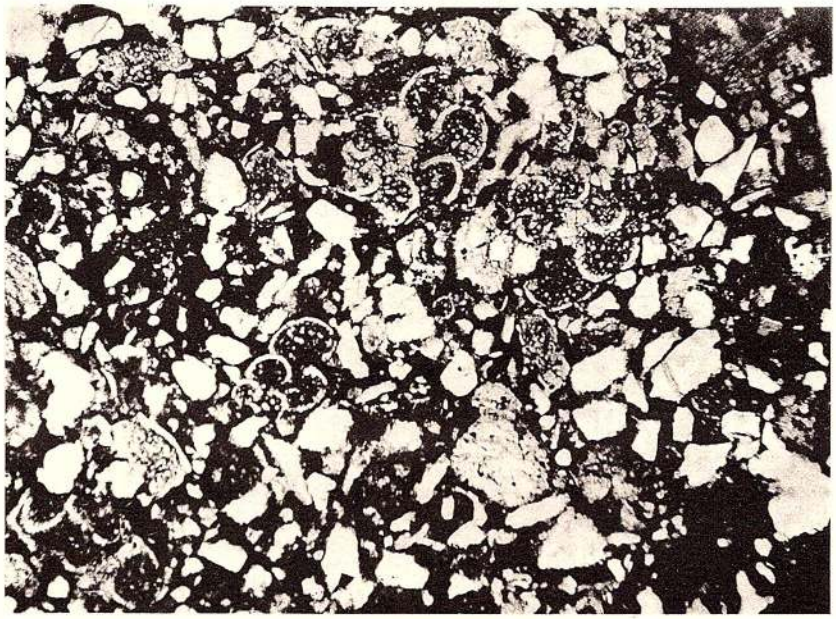


Fig. 4

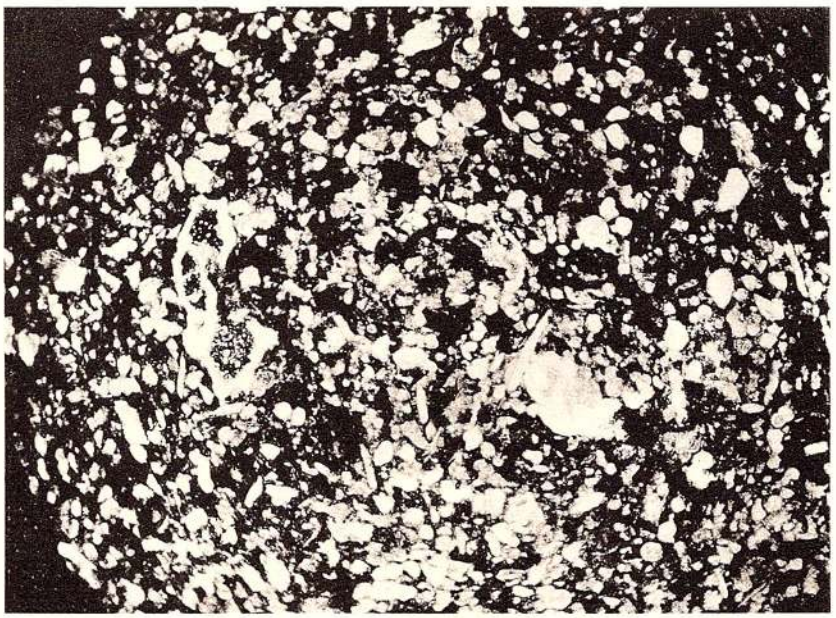


Fig. 5

Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Fig. 6. *Lamellaptychus seranonis* COQUAND (×2).
Valanginien-Hauterivien. Valea Mare, Izvoarele.

Fig. 7. *Lamellaptychus mortilleti* PICTET et DE LORIOL (× 2).
Valanginien-Hauterivien. Valea Drăgoiului, Vălişoara.

Fig. 8. *Lamellaptychus angulicostatus* PICTET et DE LORIOL (× 2)
Valanginien-Hauterivien. Izvoarele.
a) Surface triangulaire supérieure.
b) » » inférieure.

Fig. 9 a et b. *Sonneratia rejaudryi* d'ORB.
Crétacé supérieur Sălciua.

Fig. 10. *Hamulina subcylindrica* d'ORB.
Couches à Aptychus. Valea Mare, Izvoarele.

Fig. 11. *Pinus* sp.
Tortonien. Rachiş.

Institutul Geologic al României



Fig. 6



Fig. 7



Fig. 8



Fig. 9a



Fig. 10



Fig. 9b

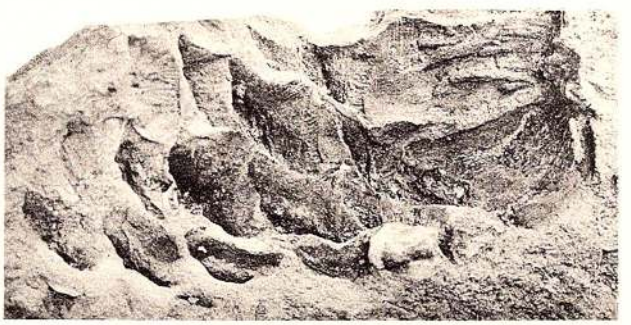


Fig. 11

Institutul Geologic al României

MIRCEA ILIE

HARTA GEOLOGICĂ A MUNȚILOR TRĂSCĂULUI

CARTE GÉOLOGIQUE DES MONTS TRĂSCĂULUI

SCARA (ÉCHELLE)

500m 0 1 2km

MIRCEA ILIE: Recherches géologiques dans les Monts du Trăscău et dans le bassin de l'Arieș

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNEI COLȚEȘTI
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE COLȚEȘTI

SCARA (ÉCHELLE)

0 500 m.

LEGENDA
LÉGENDE

SEDIMENTAR (SÉDIMENTAIRE)

CUATERNAR (QUATERNAIRE)

- Iviri fosilifere — Point fossilifère
- Cuptoare de var — Fours à chaux
- Cariere — Carrières
- Exploatări vechi de minereu de fer — Exploitations abandonnées
- Galerii părăsite — Galeries abandonnées
- Aluviuni — Alluvions modernes
- Conuri de dejecție — Cônes de déjection
- Pornituri — Éboulements
- Turbărie — Tourbière
- Terase — Terrasses

TERȚIAR (TERTIAIRE)

MIOCEN (MIOCÈNE)

- Calcare cu Lithothamnium — Calcaires à Lithothamnium
- Tufuri dacitice — Tufs dacitiques
- Cărbuni — Charbons

Tortonian (Tortonien)

MESOZOIC (MESOZOÏQUE)

CRETACIC (CRÉTACÉ)

- Cretacic superior (Turonian–Senonian) — Crétacé supérieur (Turonien–Senonien)

Aptian — Aptien

1. Conglomerate, 2. gresii, șisturi argiloase, 3. calcare. — 1. Conglomérats, 2. grès, schistes argileux, 3. calcaires.

- Valanginian–Hauterivian (Strate cu Aptychus) — Valanginien–Hauterivien (Couches à Aptychus)

JURASIC (JURASSIQUE)

- Tithonic — Tithonique
- Calovian — Callovien

PALEOZOIC (PALEOZOÏQUE)

- Permian — Permien

ȘISTURI CRISTALINE (SCHISTES CRISTALLINS)

- Zona Trăscăului — Zone de Trăscău: Cuarțite negre, șisturi sericito-cloritoase — Quartzites noirs, schistes séricito-chloritiques
- Zona Vidolm Lunca — Zone de Vidolm-Lunca: Șisturi cuarțitice cu muscovită, clorită și granat. Șisturi micacee cu granat. — Schistes quartzeux à muscovite, chlorite et grenats. Schistes micacés à grenats
- Zona Vârfuiata — Zone de Vârfuiata: Parașisturi, gneise de injecție — Paraschistes, gneiss d'injection
- Calcare cristaline — Calcaires cristallins
- Amfibolite — Amphibolites
- Șisturile cristaline din Mții Gilăului — Schistes cristallins des Mts Gilău

ROCE ERUPTIVE (ROCHES ERUPTIVES)

- Ofiolite triasice — Ophiolites triasiques
- Porfirite feldspatice — Porphyrites feldspatiques
- Porfire cuarțifere — Porphyres quartzifères
- L — Lamprofire — Lamprophyres
- π — Porfir dioritic — Porphyres dioritiques
- Dacit — Dacite

DES. A.D. HAGIU

IMPR. ATEL. INST. GEOLOGIC AL ROM.

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI. VOL. XVII

Institutul Geologic al României

MIRCEA ILIE

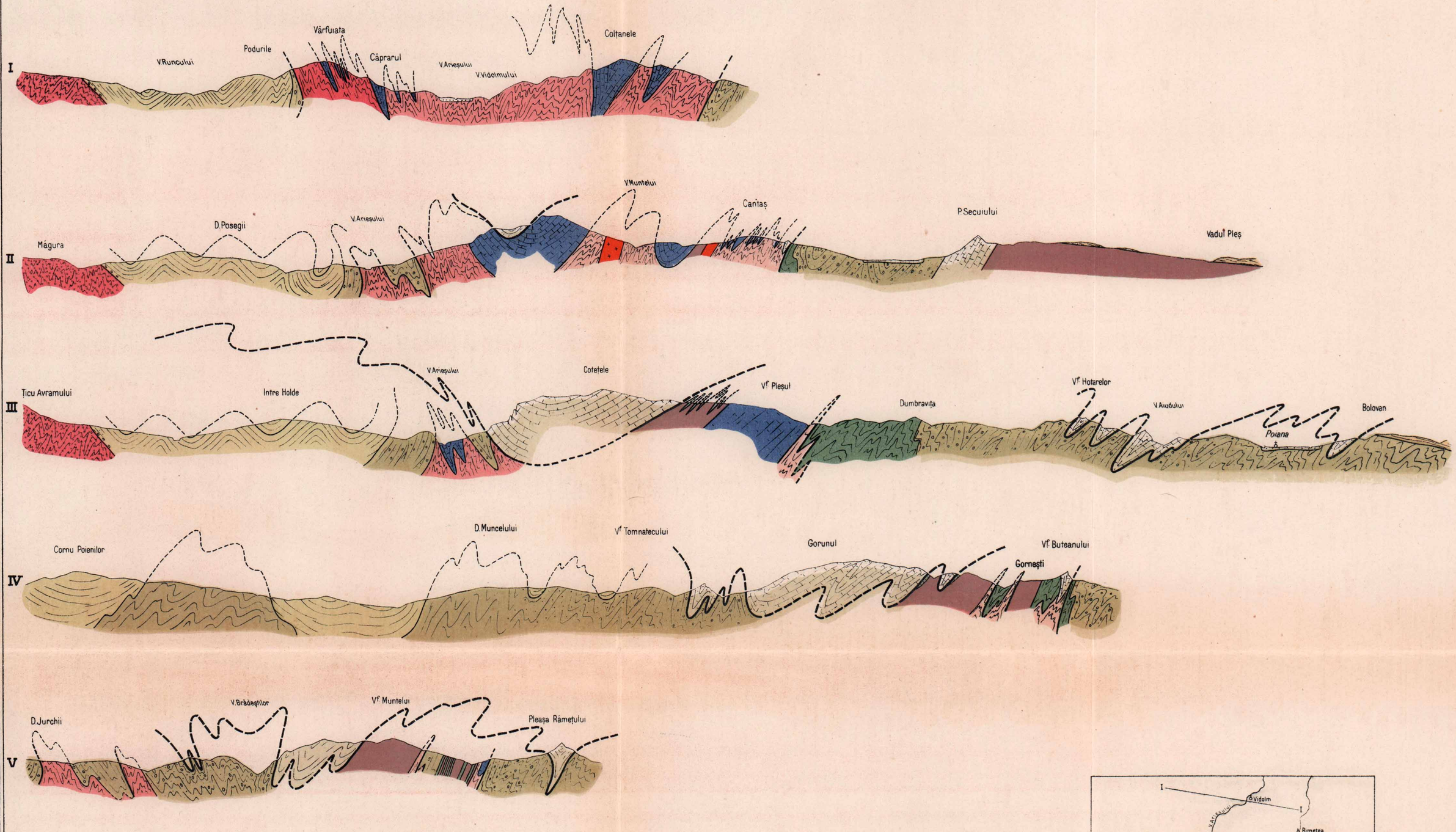
PROFILE GEOLOGICE PRIN MUNȚII TRĂSCĂULUI

COUPES GÉOLOGIQUES PAR LES MONTS TRĂSCĂULUI

SCARA (ÉCHELLE)

500m 0 1 2km

MIRCEA ILIE: Recherches géologiques dans les Monts du Trăscău et dans le bassin de l'Arieș.



LEGENDA
LÉGENDE

SEDIMENTAR (SÉDIMENTAIRE)
CUATERNAR (QUATERNAIRE)
- Aluviuni
  Alluvions modernes

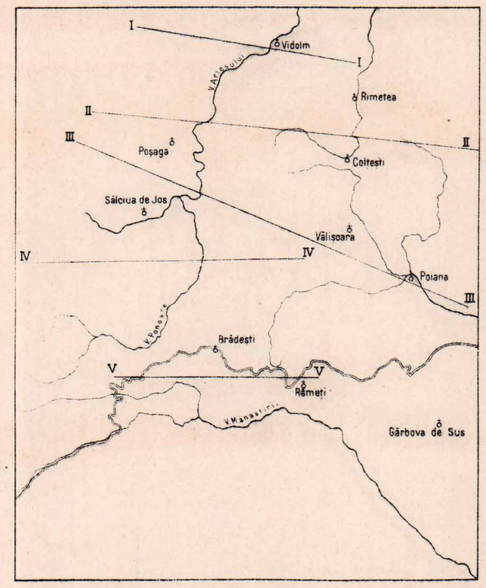
TERȚIAR (TERTIAIRE)
MIOCEN (MIOCÈNE)
- Tortonian / Tortonien: Calcare cu Lithothamnium
  Calcaires à Lithothamnium

MESOZOIC (MÉSOZOÏQUE)
CRETACIC (CRÉTACÉ)
- Cretacic superior (Turonian-Senonian)
  Crétacé supérieur (Turonien-Sénonien)
- Aptian / Aptien: 1 Conglomerate, 2 gresii, șisturi argiloase.
  1 Conglomérats, 2 grès, schistes argileux
- Valanginien-Hauterivien (Strate cu Aptychus)
  Valanginien-Hauterivien (Couches à Aptychus)

JURASIC
(JURASSIQUE)
- Tithonic
  Tithonique
- Calovian
  Callovien

ȘISTURI CRISTALINE
(SCHISTES CRISTALLINS)
- Zona Trăscăului / Zone de Trăscău: Cuarțite negre, șisturi sericito-cloritoase
  Quartzites noirs, schistes séricito-chloritiques
- Zona Vidolm Lunca / Zone de Vidolm-Lunca: Șisturi cuarțitice cu muscovită, clorită și granat. Șisturi micacee cu granat
  Schistes quartzeux à muscovite, chlorite et grenats. Schistes micacés à grenats
- Zona Vârfuiata / Zone de Vârfuiata: Parașisturi, gneise de injecție
  Paraschistes, gneiss d'injection
- Calcare cristaline
  Calcaires cristallins
- Șisturile cristaline din Mții Gilăului
  Schistes cristallins des Mts Gilău

ROCE ERUPTIVE
(ROCHES ERUPTIVES)
- Ofiolite triasice
  Ophiolites triasiques
- Porfire cuarțifere
  Porphyres quartzifères
- Dacit
  Dacite



DES. A. HAGIU

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI . VOL. XVII

IMPR. ATEL. INST. GEOLOGIC AL ROM.

Institutul Geologic al României

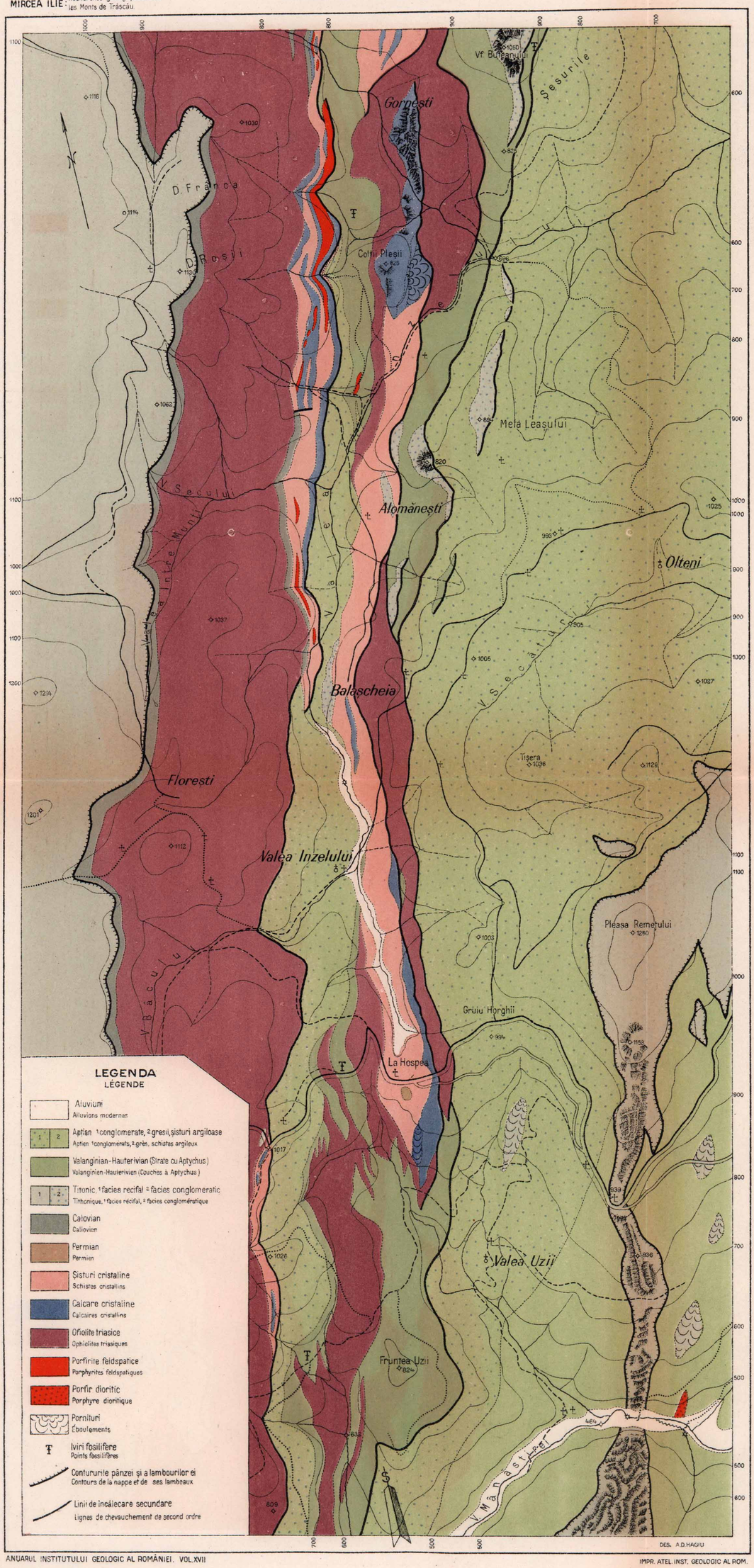
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNEI
VALEA INZELULUI-VALEA UZII

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION VALEA INZELULUI-VALEA UZII

SCARA / ÉCHELLE 1:20.000

0 200 400 600 800 1000

MIRCEA ILIE: Recherches géologiques dans les Monts de Trăscău.



LEGENDA
LÉGENDE

- Aluviuni — Alluvions modernes
- Aptian 1-conglomerate, 2-gresii, șisturi argiloase — Aptien 1-conglomérats, 2-grès, schistes argileux
- Valanginian-Hauterivian (Straturi cu Aptychus) — Valanginien-Hautérivien (Couches à Aptychus)
- Titonic, 1 facies recifal 2 facies conglomeratic — Tithonique, 1 faciès récifal, 2 faciès conglomératique
- Calovian — Callovien
- Permian — Permien
- Șisturi cristaline — Schistes cristallins
- Calcare cristaline — Calcaires cristallins
- Ofiolite triasice — Ophiolites triasiques
- Porfirite feldspatice — Porphyrites feldspatiques
- Porfir dioritic — Porphyre dioritique
- Pornituri — Éboulements
- T Iviri fosilifere — Points fossilifères
- Conturunile pânzei și a lambourilor ei — Contours de la nappe et de ses lambeaux
- Linii de încălecare secundare — Lignes de chevauchement de second ordre

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI. VOL. XVII

IMPR. ATEL. INST. GEOLOGIC AL ROM.

Institutul Geologic al României

MIRCEA ILIE

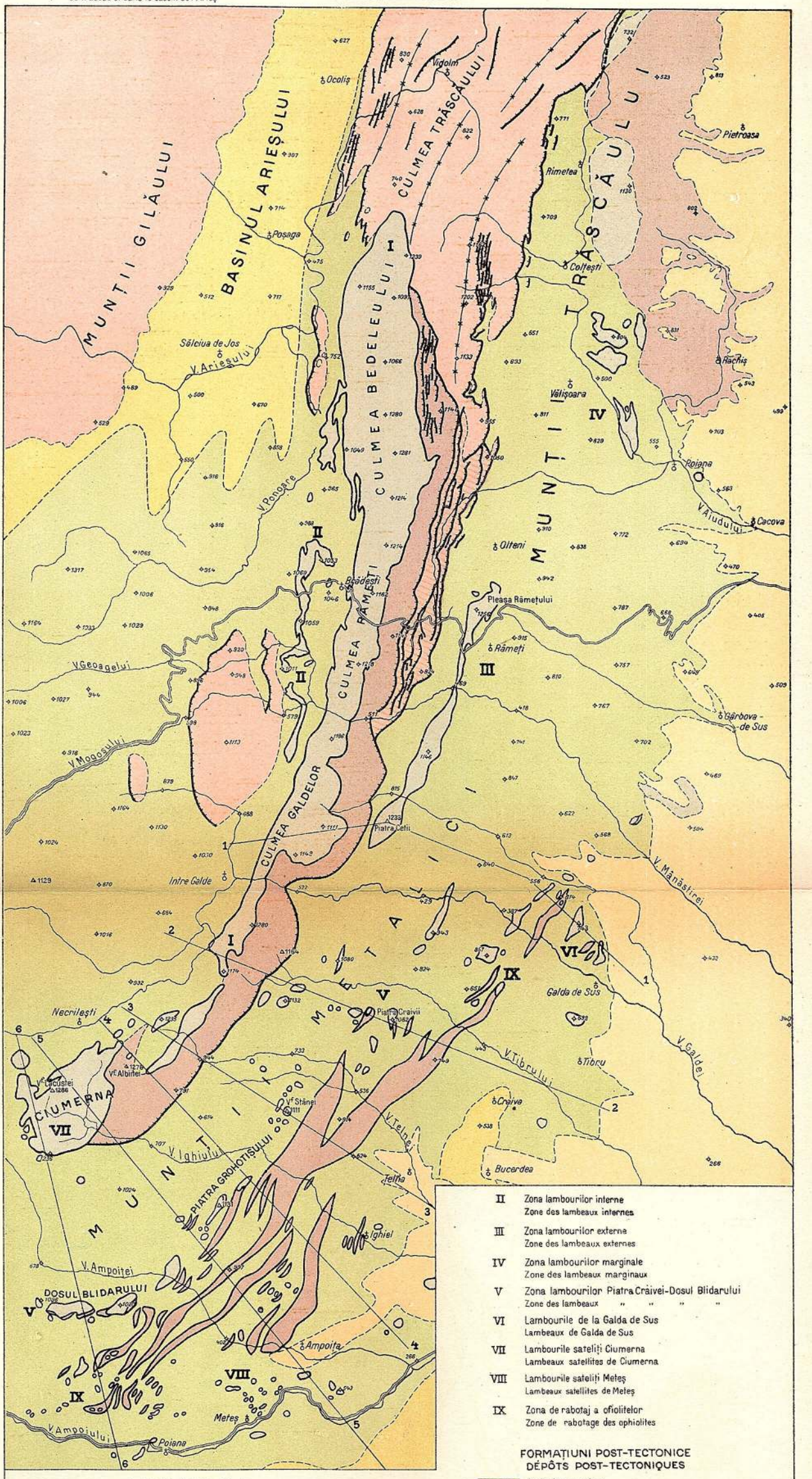
HARTA TECTONICĂ A MȚILOR TRĂSCĂULUI ȘI MȚILOR METALICI

CARTE STRUCTURALE SCHÉMATIQUE DES MTS DE TRĂSCĂU ET DES MTS MÉTALLIFÈRES

1932

MIRCEA ILIE : Recherches géologiques dans les Monts de Trăscău et dans le bassin de l'Arieș

ÉCHELLE 1: 150.000



LEGENDA
LÉGENDE

AUTOCHTON
AUTOCHTONE

- Masivul cristalin al Trăscăului și Gilăului
  Massifs cristallins de Trăscău et de Gilău
- Ofiolite triasice
  Ophiolites triasiques
- Titonic
  Tithonique.
- Flysch cretacic inferior
  Flysch crétacé inférieur
- Zona de solzi Valea Inzelului-Valea Uzii
  Zone des écailles " " " "

PÂNZA MUNȚILOR METALICI
NAPPE DES MONTS METALLIFÈRES

- I Zona principală Bedeleu-Râmeți-Galde
  Zone principale " " "
- II Zona lambourilor interne
  Zone des lambeaux internes
- III Zona lambourilor externe
  Zone des lambeaux externes
- IV Zona lambourilor marginale
  Zone des lambeaux marginaux
- V Zona lambourilor Piatra Craivei-Dosul Blidarului
  Zone des lambeaux " " " "
- VI Lambourile de la Galda de Sus
  Lambeaux de Galda de Sus
- VII Lambourile sateliți Ciumerna
  Lambeaux satellites de Ciumerna
- VIII Lambourile sateliți Meteș
  Lambeaux satellites de Meteș
- IX Zona de rabotaj a ofiolitelor
  Zone de rabotage des ophiolites

FORMAȚIUNI POST-TECTONICE
DÉPÔTS POST-TECTONIQUES

- Cretacic superior
  Crétacé supérieur
- Eocen
  Eocène
- Mediteran II
  Méditerranéen II
- Limite geologice
  Contours géologiques
- Contururile pânzei și a lambourilor ei
  Contours de la nappe et de ses lambeaux
- Linii de încălecare secundare
  Lignes de chevauchement de second ordre
- Direcția profilelor
  Direction des coupes
- Ax de sinclinal
  Axe de synclinal

DES. A. HAGIU.

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI. VOL. XVII

IMPR. ATEL. INST. GEOLOGIC AL ROM.

Institutul Geologic al României

MIRCEA ILIE

PROFILE GEOLOGICE PRIN MUNȚII METALICI

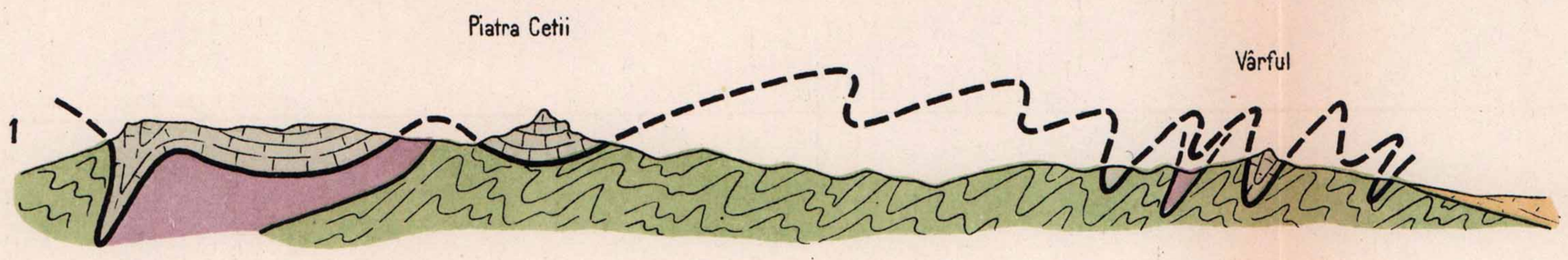
COUPES GÉOLOGIQUES PAR LES MONTS MÉTALLIFÈRES

SCARA
ÉCHELLE 1:75.000

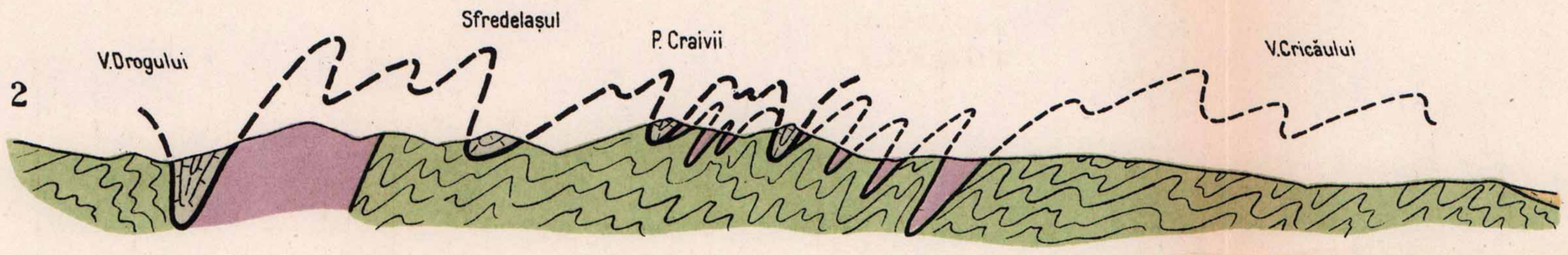
0 1 2 3 4 5

MIRCEA ILIE : Recherches géologiques dans les Monts de Trăscău et dans le bassin de l'Arieș.

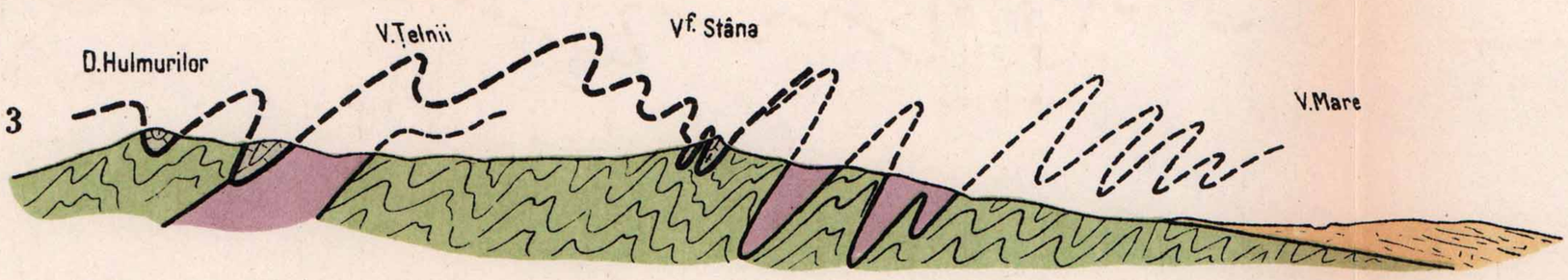
1



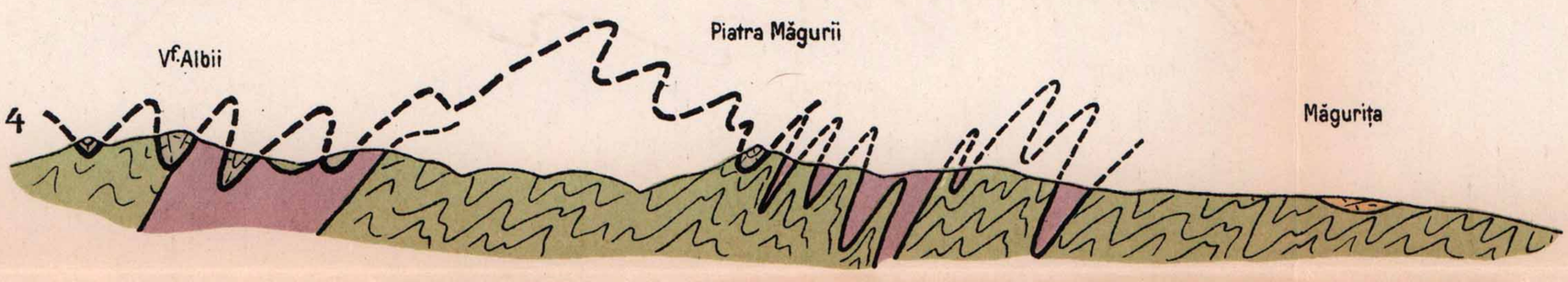
2



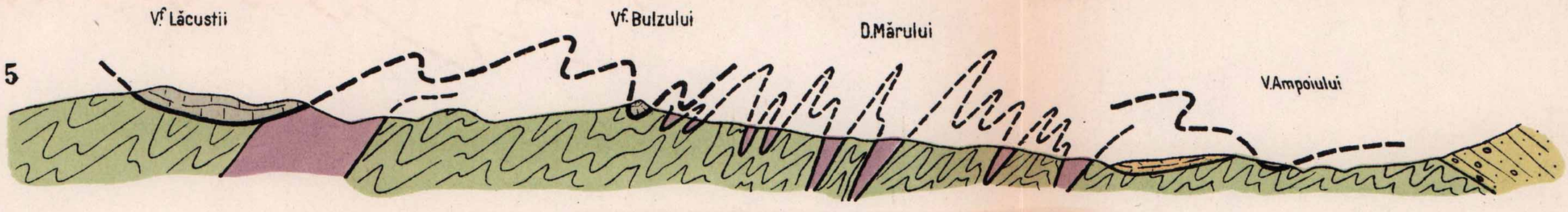
3



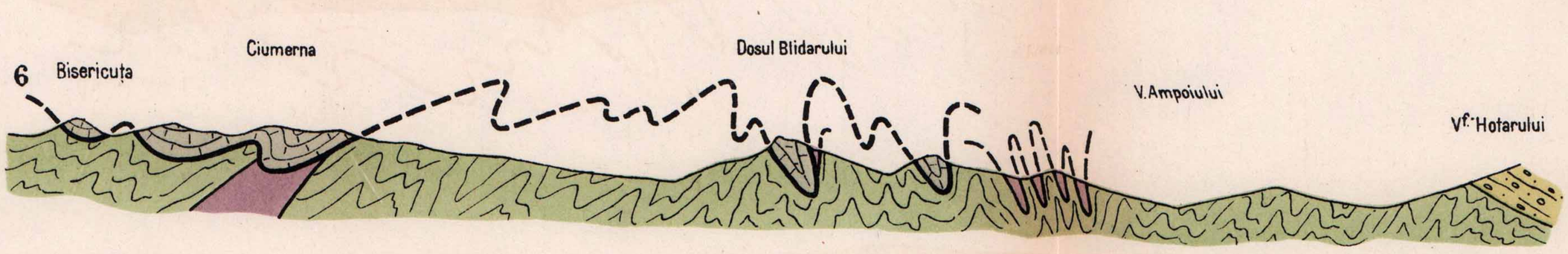
4



5



6



LEGENDA
LÉGENDE

- *Ofiolite triasice* / *Ophiolites triasiques*
- *Flysch cretacic inferior* / *Flysch crétacé inférieur*
- *Tortonian* / *Tortonien*
- *Tithonic* / *Tithonique*
- *Cretacic superior* / *Crétacé supérieur*

DES. A.HAGIU

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI. VOL.XVII

IMPR. ATEL.INST. GEOLOGIC AL ROM.

Institutul Geologic al României

BERICHT ÜBER MORPHOLOGISCHE STUDIEN IN DEN OSTKARPATHEN [1])

VON

ROBERT MAYER (Graz)

Hărghita. Das jungvulkanische Hărghitagebirge trägt heute im Grossen und Ganzen die Formen seines Aufbaues, Vulkankegel reiht sich an Vulkankegel, die Übergänge sind noch die zwischen den Aufbauformen gebliebenen Strukturhohlformen; sie sind zwar durch die junge Erosion angeschnitten und auch ältere Talrestformen liegen noch darüber, aber die Wasserscheiden sind noch dieselben, wie sie durch die Struktur gegeben waren, mit Ausnahme jener Wasserscheide, welche durch die Mureș unterhalb von Toplița durchsägt ist. Einst lag sie in der Höhe der alten Talform Raștolița in 150 m relativer Höhe (1, S. 236—262). Die Höhen der von SAWICKY festgestellten Terrassenhöhen wurden von WACHNER (2, S. 215—217) überprüft. Die Kraterformen sind noch gut erhalten, aber durch junge Barrancos zerschnitten, aber nicht immer nach derselben Seite; auf der Ostseite hatte ich im Giurgeu den Eindruck stärkerer erosiver Zerschneidung als auf der Westseite, was auf jüngste Senkung in diesem Becken hindeutet.

Becken von Giurgeu. Die pliozäne Seenfüllung des Giurgeubeckens ist noch im kleinen Seitenbecken erhalten, das an der Orotva liegt und Lignite birgt. Das Alter der Ablagerungen ist als jungpliozän durch Fossilien bestimmt (3, S. 294—296; 4, S. 33; 2, S. 218—219). Das Kristallin des Piriskegebirges, das darunter liegt, wird auch auf dem Westufer der Mureș sichtbar (2, S. 218—219), verschwindet aber südlich davon unter den Aufschüttungen des südlichen Teiles des Beckens von Giurgeu, den quartären Schotterkegeln der Mureș und ihrer Zubringer. Die älteren Schotterkegel

[1]) Ehe ich meinen kurzen Bericht über die Wanderungen in den Ostkarpathen im Sommer 1930 erstatte, ist es mir eine angenehme Pflicht, der Direktion des Geologischen Instituts von Rumänien für ihr freundliches Entgegenkommen und für ihre freundliche Unterstützung bei der Vorbereitung meiner Reise in Bucureşti meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Ferner danke ich den vielen Kollegen, die in diesem Institut tätig sind, für ihre freundlichen Ratschläge, Literaturhinweise und vor allem für ihre Begleitung auf manchen Exkursionen, durch die mir die Arbeit in der mir durchaus fremden Gebirgswelt erst ermöglicht wurde.

Institutul Geologic al României

reichen, während sie nur ein schmales Tal der Mureș freilassen, auch weit in die Täler der östlichen Gebirgsbegrenzung hinauf, die trotz der steilen Hänge stark aufgeschüttete Talböden haben, also gleichsam im Schutt ertrunken sind. Gegen eine Senkung des westlichen Gebirgshanges spricht die beträchtliche Höhe, zu der die jungpliozänen Ablagerungen von Orotva hinaufreichen, es müsste also auch hier wieder an eine Senkung des Beckens gedacht werden, das seit den vulkanischen Ausbrüchen, welche das Becken vom Siebenbürgischen Hauptsenkungsgebiet trennten, wie es scheint, sich immer tiefer einbog, wenn auch in geringen Beträgen. Die Lava- und vulkanischen Schuttmassen und die junge Einsenkung trennen die westlich von der Hărghita liegenden Flusschotter, die aus den Ostkarpathen stammen (5, S. 33—45; 6, S. 45; 2, S. 218). Diese Schotter gehören zu einer höheren als der heutigen Talsohle und wurden vor den vulkanischen Auswurfmassen von den Karpathenflüssen abgelagert. Die kristalline Grundfläche taucht im Norden bei 720/5 m unter, steigt im Süden etwa bei 830 m wieder aus den Schotterkegeln auf und trägt nahe der Mureșquelle noch einen Lappen Pliozän, das also hier wieder höher als das gegenwärtige Becken liegt. Wenn es eine Einsenkung des Beckens gab, muss sie jünger sein als die Eruptionen. Die Schrägstellung und Höhenlage des Pliozäns spricht jedenfalls für eine bedeutende Bodenunruhe in jüngster Zeit. Ist das Orotvatertiär Dazian und Levantin, so ist die Tektonik jünger.

Becken von Borsec und Bilbor. Das Becken von Giurgeu dürfte aber auch noch mit anderen jungen Becken in Verbindung gestanden haben, denen von Borsec und Bilbor, deren kohlenführende Füllungen durch Fossilienfunde als jüngstes Tertiär erwiesen sind und bis in das Levantin reichen (7, S. 44 und 4, S. 33—34). Da keine der tertiären Formationen, die in den Ablagerungen von Borsec vertreten sind, von kräftiger Abtragung zeugt, ist die Einsenkung des Beckens in das jüngste Pliozän zu stellen, wie zu vermuten war. Auch die Ablagerungen von Bilbor sind ähnlicher Art und gehören also zu den gleichen Vorgängen. Die Höhen, welche das Becken von Borsec umgeben, gehören ohne Zweifel einer Altlandschaft schwachen Reliefs an, welche in der Umgebung eine noch grössere Verbreitung besitzt (s. die beiliegende morphologische Übersichtsskizze 1). Sie wurde aber während der Einsenkung auch noch von der jungen Erosion mehrfach zerschnitten, was Ion Atanasiu (7, S. 52—53), feststellte. Darin gleicht das Becken auch dem südlich benachbarten Westrande des Piriske-Gebirges.

Piriske-Gebirge. Der randlichen Abtragungsformen gibt es im Piriske-Gebirge recht viele, sie lassen sich aber gut in Gruppen zusammenfassen, die sich übereinander aufbauen. Sie sind sämtlich sowohl von dem heutigen wie auch von dem Gefälle der frühquartären Schotterkegel unab-

Institutul Geologic al României

hängig (heute: 700 bis 703 m, Schotterkegel: 780—735 m). Unter den jüngsten Verebnungsflächen kann man 5 Stufen unterscheiden, von denen aber nur Niveau 1, 3, 5 (von unten gezählt), durchgehends entwickelt sind (s. beiliegende Formenübersicht). Man kann sie als die Stufen einer jüngsten, relativ aufsteigenden Entwicklung zusammenfassen. Die Stufe in ± 1030 m Höhe (III) schneidet die Ablagerungen des Beckens von Orotva östlich von Ditrău, muss also jünger sein als diese, die übrigens nach JEKELIUS (dieser nach ROTH, dessen Abhandlung mir nicht zugänglich ist, 4, S. 33) noch viel weiter aufwärts reichen sollen, wo ich sie nicht gesehen habe.

In 1080—1100 m Höhe dehnt sich bei St. Anna, der Kapelle nördlich oberhalb Gheorghieni auch eine flachkuppige Landschaft aus, die von der Jungerosion überall bereits erreicht und zerschnitten ist. Sie lässt sich vom Gebirgsrande auch in das Innere weiter verfolgen (2, S. 213). Auch über ihr folgen in einzelnen Tälern noch einige Ecken und Gehängestufen in 1250 und 1350 m Höhe (II). Bei der Überlegung, welche Geländeform für die Verbindung mit den östlichen hochgelegenen Flachlandschaften auszuwählen wäre, entscheidet man sich wohl am besten für jene, welche höher liegt als die höchste Lage des Pliozäns von Orotva, die von JEKELIUS (nach ROTH, 4, S. 33) mit 1451 m angegeben wird. Und das ist die höchste im Piriske-Gebirge erhaltene Altlandform (Vorzeitform). Sie liegt um den Piriske-Gipfel, ihre untere Grenze — diese ist in kristallinen Gebirgen wegen der Rundung der Rücken immer schwierig anzugeben — mag bei 1480 m angenommen werden (I). Das Relief dieser Landschaft beträgt also nicht mehr als 100 m. Diese Vorzeitform ist bis heute noch nirgends von der Erosion erreicht. Zur Landschaft über Borsec, die über dem Pliozän liegt, gehört jedenfalls die Landschaft II im Piriske-Gebirge.

Ostkarpathen. Diese 3 Formengruppen lassen sich gebirgseinwärts weiter verfolgen, erfahren aber dabei eine schwache Verschiebung ihrer Höhenlage. Landschaft I, über dem Syenitstocke flach aufgewölbt, senkt sich nach E etwa auf 1400 m hinab, wird im Licaș gegen 1600 m hoch, liegt auf der Kalkinsel des Vithavas etwa in gleicher Höhe, dort durch den Gesteinscharakter in grösserer Höhe bewahrt, während sie unmittelbar daneben im Kristallin nur 1450 m überschreitet. Sie ist eine flachkuppige Landschaft, wenn auch durch die Nähe der Erosionsbasis von N, W und S her (Putna, Bicaz und deren Zubringer) stark in der Ausdehnung reduziert. Sie sinkt im Vithavas selbst noch weiter nach E und ist um die Bicazschlucht am niedrigsten, wo die Landschaft II sich noch unter ihr, deutlich durch Steilabhänge abgesetzt, hinzieht.

Südlich vom Piriske-Gebirge steigt Landschaft I im Siposkö trotz der weit geringeren Widerständigkeit des Gesteines (Glimmerschiefer gegen Syenit) bis 1500 m, vom Gipfel noch in sanftem Schwunge überragt. Noch

Institutul Geologic al României

höher steigt sie im Hăghimaș-Gebirge, wo sie trotz der Nähe der Erosionsbasis im W (Olt) überall über 1700 m Höhe hat, selbst die beidseitig eingekerbten Sättel überschreiten 1600 m. Auch nördlich vom Vithavas steigt sie noch zu langen gleichmässig hohen Rücken an, bleibt im allgemeinen bei 1500 m und schwingt sich erst wieder nördlich von der Bistricioara im Grințieșul Mare und Muncel auf 1700 bis 1760 m auf. (Diese Höhenbestimmung nur nach der Spezialkarte!)

Am tiefsten liegt sie um die Bicazschlucht, und zwar so, dass die höheren Aufbiegungen um sie annähernd einen Halbkreis bilden, wofür die beiliegende Karte der Gipfelflur (Karte I) einen sehr schönen Beleg nachträglich beibringt. Dadurch erklärt sich wohl auch die einigermassen zentripetale Entwässerung nach dem Bicaz hin, die der Anordnung der Gewässerrichtungen in den Becken von Borsec und Bilbor ähnlich ist, während umgekehrt die Aufwölbungen des Piriske und Siposkö die Bäche in zentrifugaler Richtung entsenden.

Im Aișa (ungar.: Öcsémhegy) endigt diese Landschaft I über der Kalkdecke, die nach E steil unter die Flyschgesteine einfällt. Diese bilden den Westflügel der Antiklinale (8, S. 737—738; 9, S. 806—809; 10, S. 157, f. 167—169), in welcher das weite Tal des Bicazul Mic die S-N-Richtung, tektonisch einhält. Von dem Ostrande der kristallinischen und mesozoischen Decke an verschwindet die älteste Formengruppe bis auf einige Reste, die um den Heghieș und auf dem Ceahlău auf dem gleichen Kreidekonglomerate liegen, das auch auf dem Bucegi die Altlandschaft trägt. Durch das Konglomerat, das nach N und W abgebogen ist (10), aber von der alten Flachlandsform gekappt wird, lässt sich ein Alterstermin für diese Altformen gewinnen. Vom Aptien an gibt es keine stark betonte Abtragung mit korrelater Sedimentation bis zum Altmiozän, zu denen etwa die Schotterablagerungen des Burdigalien in Siebenbürgen oder die Konglomerate von Brebu oder in der Umgebung von Neamțu gehören (Zusammenstellung in MACOVEI, 11, S. 82—114); das ist aber nur ein terminus post quem.

Die Synklinale des Bicaztales reicht nach N nur bis zur Bistricioara und tritt erst wieder in der Bukowina vom Rarău an auf, von dem sie sich in das Tal der oberen Moldau fortsetzt (8, S. 730 f.; 12; 11, S. 61—63).

Die jüngere Landschaft (II), die am Rande des Giurgeubeckens eine Höhe von 1250 (1350?) m hat, erleidet auch nur ganz flache Verbiegungen, steigt nach E zum Vithavas auf etwas über 1000 m herab (1000—1040) und das trotz der Kalkunterlage, hat aber auf der Ostseite des Kerekut und Hăghimaș wieder über 1300 m Höhe, die sie auch noch auf der Wasserscheide gegen das Trotușgebiet beibehält mit einem über ihr aufgebauten Relief von einer relativen Höhe bis zu 80 m. Vor dem Ceahlău steigt sie noch einmal auf über 1400 m, um östlich von ihm in das allgemeine Niveau von 1300 m überzugehen, das die ganze Flyschzone kappt und nach E immer

Institutul Geologic al României

weiter sinkt (1200 m). Zu ihrer Altersbestimmung kommen zunächst die Vergleiche mit den Becken von Borsec und Bilbor in Betracht. Dort queren die oberen Abtragungsformen nach I. ATANASIU (7) noch die vulkanischen Schichten der westlichen Umgebung, die untere Gruppe der Niveaux auch noch das Jungtertiär, das als Dazian und Levantin bestimmt ist.

Alle diese Einsenkungen sind Korrelate zu den Ausbrüchen des Hărghita- und Căliman-Gebirges. Die Auswurfmassen der Hărghita reichen nirgends mehr in den südlichen Teil des Beckens hinein, daher ist das Becken jünger als die letzten Ausbrüche der Vulkane, also nachpontisch, daher levantin oder jünger.

Die Täler des Hăghimaș-Gebirges sind gerade im Gebiete stärkster Hebung besonders steil eingeschnitten, aber am Rande gegen das Becken von Giurgeu unter dem quartären Schutte erstickt. Sie halten sich teilweise an tektonische Linien (Olt, Bicaz). Dagegen sind die Täler der Hărghita sanfter geformt, haben geringeres Gefälle und nur in den kraternahen Teilen des inneren Gebirges, wo die alte Kegeloberfläche selbst eingekerbt wird, steile Flanken. Sie münden breit und mit sanftem Gefälle in die Hochebene hinaus. Die Erosion der Oberläufe hat überall jüngste Formen.

Die durch ihre Schönheit altberühmte Bicazschlucht zeigt zwei Entwicklungsstadien. In der ersten Anlage muss der Fluss über den Surducpass geflossen sein, also am Ostrande der mesozoischen Decke. Das heutige Tal des Bicaz ist dann wohl epigenetisch zu verstehen. Nach der ersten Hebung entstand der obere Teil der Schlucht als echter Cañon, der untere Teil ist sehr deutlich ein eingestürzter Höhlengang; man kann noch sehr gut erkennen, wo der Fluss in einem Wasserfall in das unterirdische Bett floss, dessen Höhlendecke eingestürzt ist.

Căliman-Gebirge. Das Căliman-Gebirge ist ein jungvulkanisches Gebirge, entstanden durch Ausbrüche, die von der jüngeren Miozänzeit bis in das allerjüngste Tertiär, wenn nicht noch länger andauerten (13, S. 429—492). Eine wechselnde Lagerung von Laven und Auswurfmassen (Aschen und Lapillituffen) baut es durchaus auf; alle Schichten liegen horizontal, die Tuffschichten haben sanfte, die Andesite steile Böschungen. Die grossen Plattformen, welche das Gebirge trägt, sind die Bauformen, wenn auch stellenweise stark erniedrigt, wovon Türme und Pfeiler als Restformen zeugen. Die engen steilen Täler sind jüngster Entstehung, denn die zerteilten Lavaströme liegen im W dem Pontikum auf. Den riesigen Auswurfmassen stehen rings um das Gebirge junge Einsenkungen gegenüber. Auch die Becken von Borsec und Bilbor sind darin einzurechnen.

Becken von Toplița. Südlich von der Hauptmasse des Căliman-Gebirges liegt das Becken von Toplița, das von einem pliozänen See ausgefüllt war,

Institutul Geologic al României

bis der Durchbruch der Mureș es entleerte (1, S. 237—238 und 260—261; 2, S. 220). Im N grenzen 3 Beckenlandschaften an das Gebirge, das Becken von Colibița, das der oberen Dorna und das von Șarul Dornei.

Becken von Colibița. Das Becken von Colibița lässt sich seinem Alter nach nicht fest bestimmen. Nach N führt ein Pass mit den Formen eines alten Tales in der Höhe von nicht ganz 900 m in das Tal von Bârgău (Valea Străjii) hinaus und überschneidet das Aquitanien und die Ablagerungen der II. Mediterranstufe, die hier in das Gebirge eingreifen, ist also jünger wie diese, wohl pliozän und die Einsenkung des Beckens wieder jünger also auch levantinisch.

Gebirge von Bârgău und Dorna. Dieselbe alte Landschaftsform wie der Pass lässt sich nach N unmittelbar über das eng eingeschnittene Bârgăutal hinüber um das Heniul-Gebirge herum bis zum Someștal verfolgen, wo sie sich um etwa 100 m niedriger in 750—800 m Höhe um die Vulkankegel herumlegt. Sie wird im E von einer Landschaft geringen Reliefs in 1200 und mehr Meter Höhe überhöht (II), ihr gehört auch der Pass von Bârgău selbst an. Nach W sinkt sie aber ganz allmählich auf etwa 990 m westlich von Dorna Cândreni wie auch DE MARTONNE (14, S. 182) im Fernblicke erkannte. Dort, gesperrt durch das Kristallin von Vatra Dornei, bricht es an einer Bruchlinie, die das Kristallin der Rodnaer Alpen und der Umgebung von Dorna im Süden abschneidet, plötzlich scharf ab. Das Erosionstal der Dorna oberhalb dieser Stadt trägt die Spuren mehrerer Erosionsphasen (s. beiliegende Skizze), so dass wohl dieses Tal und die Täler seiner Zubringer wie auch das Tal der Bistrița als antezedente Täler aufzufassen sind. Die Dorna tiefte ihr Tal oberhalb von Vatra Dornei in den jüngsten Zeiten der Reliefentwicklung ein, während die Scholle des Bârgăupasses oberhalb davon sich in der Richtung nach E senkte und dorthin schräg abwärts stellte. Die Einsenkung dauerte während des Pliozäns an, die Sedimentationsmassen blieben nicht im Becken, sondern wurden durch den Fluss nach E abgeführt. Die Absperrung durch das Kristallin staute das Grundwasser an und förderte dadurch die Entstehung der Moore. Ob auch das Becken von Șarul Dornei so entstand, lässt sich vorläufig nicht sagen. Das Tal der Dorna oberhalb von Vatra Dornei ist wohl deswegen so breit, weil eine Störungslinie der Erosion zu Hilfe kam, wie die Säuerlinge von Vatra Dornei glauben machen. S. ATHANASIU hält das Becken von Șarul Dornei für einen Rest der alten Beckenoberfläche Siebenbürgens, wie sie vor dem Ausbruche des Căliman-Gebirges bestand, nur dass die Lavamassen nicht bis an das Bistrițatal heranreichten. Er hält auch den Durchbruch der Bistrița für einen jungen Durchbruch und das Tal oberhalb von Vatra Dornei für das alte Bistrițatal; diese Lösung ist nicht ganz abzulehnen, wiewohl eine andere

Institutul Geologic al României

Lösung den Tatsachen besser zu entsprechen scheint. Das Durchbruchstal der Bistrița dürfte seine Gestalt hauptsächlich dem Umstande zu danken haben, dass gerade in der NW-SE-Achse des Bistrița-Gebirges eine junge Hebung das Gebirge emporwölbte, was den Fluss zu immer neuer, kräftiger Erosion zwang. Darauf deutet die kräftige Erhebung der Gipfelflur (s. Karte 2), die Erhaltung der hohen Niveaux (I und II), soweit sie sich jetzt noch finden lassen und der gänzliche Mangel von Schotterablagerungen im Becken der Dorna. Auch EMM. DE MARTONNE (14, S. 181—182) scheint der hier angedeuteten Erklärung zuzuneigen.

Rodnaer Alpen. Von den übrigen Ostkarpathen unterscheiden sich die Rodnaer Alpen durch eine gewisse Selbständigkeit der Entwicklung. Dort konnten, soweit das schlechte Wetter es zuliess, folgende Oberflächenformen beobachtet werden: Da ist zunächst die älteste Landoberfläche, welche mit Höhenunterschieden bis zu 250 m, also mit Hügellandrelief in etwa 2000 m Höhe liegt. Sie breitet sich um den Ineu und die beiden Vrf. Roșu herum aus und erstreckt sich nach NW fast in horizontaler Lage auf mehrere km hin, in der Gegend des Pietrosu sogar bis auf 4 km Luftlinie an das Tal von Vișeu-Borșa heran. Dort fällt das Gebirge in schmalen steilen Stufen zum Tale dieses Flusses hinab. Eine scharfe geradlinige Bruchlinie schneidet dort das Kristallin der Rodnaer Alpen ab (15). Hier sinkt die Oberfläche zu einer Abtragungsform hinab, welche Kreide, Eozän und Oligozän überschneidet und die diesen Unterlagen entsprechenden Formen bietet. Nach S fallen die Seitenrücken von etwa 1900 m bis 1600 m ziemlich steil, erst dort schliessen sich Rücken an, die sich allmählich nach S senken; noch vor dem Someștale haben sie 1500 m Höhe und steigen dann stärker auf 1200 m herab. Von da führen schmale, kurze, steile Hangterrassen in das Engtal des Someș, das auch in seinem tiefsten Teile noch Grundstufen von 10, 20 und 100 m relativer Höhe enthält. Zwischen Rodna Veche und Rodna Nouă ist das Someștal Gesteinsgrenze und an die schon erwähnte Bruchlinie gebunden. Oberhalb von Rodna Nouă durchbricht der Fluss das Kristallin in einer engen, steilen Kerbe, von einer kleinen Talweitung an der Vereinigung mehrerer Gewässer unterbrochen. Auch der Rücken, der vom Ineu nach E zur Rotunda hinzieht, senkt sich unter einem Steilabfall von 1800 m bis zu 1200 m (Rotunda) in niedrigen häufigen Stufen hinab, die sichtlich durch die von N und S her rückschreitende Erosion der kleinen Bäche eingeschnitten sind. Man befindet sich dann in Landschaft II, der auch der Prisloppass zwischen der Vișeu und der Bistrița angehört. Dieselbe Landschaft II liegt also nördlich vom Someș 1400—1500 m hoch, südlich von diesem Flusse liegt aber eine breite, reife Formentwicklung schon in 1200 m (s. a. die Beobachtungen in 14, S. 171—173).

Die Landschaft I in den Rodnaer Alpen enthält noch uralte Züge in dem

Institutul Geologic al României

NW-SE-Streichen ihrer zu Kämmen und Graten zugeschärften Höhen, die dem Streichen der kristallinen Schiefer folgen. Talstufen, die einzigen in dem ganzen besuchten Teile der Ostkarpathen, die nicht durch Gesteinsunterschiede bedingt sind, befinden sich nur in den einst vergletscherten Tälern auf der Nordseite des Gebirges, auch dort scheint nur eine einzige unzweifelhaft durch alle Täler hindurch zu schneiden u. zw. die in 1600 m Höhe (16, S. 510—571). Diese Karböden gehen wohl auf vorglaziale Talböden zurück, während die übrigen den Eiszeiten und der Tätigkeit der Gletscher und der interglazialen Gewässer mehr oder weniger zuzuschreiben sind. Auffällig ist besonders der Gegensatz zwischen den Formen des Flysches und denen der kristallinen Schiefer.

Darnach ist also die tektonische und morphologische Stellung der Rodnaer Alpen deutlich gegeben. Die Landschaft I liegt in 2000 m Höhe fast horizontal mit einer leichten Erhebung im Pietrosu, fast parallel zu ihrer Anfangslage emporgeschaltet. Die Landschaft II ist von S nach N aufgerichtet, biegt sich nach E zur Rotunda hinab, nach W hält sie sich auf viele km noch bis in die Umgebung von Sângeorz und Parva in gleicher Höhe und Schräglage, auch im Kreide- und Tertiärflysch. Dort schneidet sie das ganze Alttertiär und Altmiozän zugleich mit dem Kristallin ab und muss daher jünger als diese, wenigstens jungmiozän sein (II). Landschaft I ist also wahrscheinlich altmiozän. Die ganze Formenentwicklung unterhalb von 1200 m Höhe gehört also dem Pliozän an. Als Korrelat für eine dieser Formen bietet sich eine Schotterablagerung, die im Someștale liegt. Südlich von Ilva Mică findet man etwa 50 m über dem Talboden eine Schichte von grobem Konglomerat, das hauptsächlich aus kristallinem Geröll besteht, aber in seinen oberen Lagen immer mehr gerollten Sandstein enthält. Dieses Konglomerat kann ebenso von N wie von E stammen, ist aber der erste Zeuge eines kräftigen Gebirgshubes im Untermiozän, es wird von den Geologen zum Burdigalien gerechnet (Mündliche Mitteilung Dr. KRÄUTNER's).

Die einzelstehenden Vulkankegel zwischen dem Someștale und Valea Bârgăului (Măgura Mare, Măgura Mică und Heniul) ragen aus der Landschaft II heraus, ohne sie wesentlich in Mitleidenschaft zu ziehen. Es sind zwar die Schichten des Aquitan ein wenig an den Flanken des Vulkanes aufgebogen und stellenweise sogar gebrochen, aber es handelt sich dabei immer nur um kleinräumige Störungen; so ist auch die Landoberfläche im Grossen und Ganzen ungestört geblieben. Ein schöner Barranco hat die Südseite des Heniul durchschnitten (16), die Erosion ist auch auf der Nordseite bis hart an den Kraterrand herangekommen, so dass der Andesit dort einen scharfen, eines Kalkberges würdigen Grat bildet.

Die Rodnaer Alpen wurden wahrscheinlich schon im Altmiozän aus der Umgebung fast in Parallelschaltung herausgehoben. Dann folgte mit einer Bruch-

Institutul Geologic al României

linie gegen die Furche Vișeu-Bistrița eine Hebung mit Schrägstellung nach N und endlich in pliozäner und jüngster Zeit weitere Hebungen, welche die stufenweise Entwicklung des Someștales bewirkten.

Bistrița-Gebirge. Die Landschaft II ist ausserhalb der Rodnaer Alpen überall in dem nördlichen Teile des untersuchten Gebirges fast gleich hoch. Waren schon im Hăghimaș-Gebirge die Wellen, in welche die Landschaft II gelegt wurde, schwach und flach, so ist hier noch weniger zu merken. Der Prisloppass fällt in diese Landschaft hinein, die sich zu beiden Seiten der Rotunda ebenfalls in 1400 m Höhe nach W, S und E ausdehnt. Während sie sich aber nach E hin in annähernd gleicher Höhe hält, senkt sie sich nach S und besonders SE auf 1200 m herab, biegt in die Landschaft um den Heniul ein und sinkt mit dieser unter das Becken der Dorna bis 1000 m hinab. Im E erheben sich einige Berge über die gleichmässig horizontale Rückenflur dieser Landschaft II hinaus, besonders der Vârful Omului, der eine Altlandschaft in über 1900 m Höhe mit schwachem Relief trägt (I), dann der Suhardel bei Iacobeni (W) bis 1700 m Höhe. Man mag ihn und einige andere Rücken, etwa den Suhard mit 1604, (Vrf. Caprii, 1562, und Vrf. Vilfii, 1591) hieher rechnen. Auch der Oușor (nördlich von Dorna Cândreni, 1639) kann dazu gehören. Die ganze übrige Rückenlandschaft hält sich in 1250—1350 m Höhe und bietet dem Anblicke aus der Ferne etwa vom Heniul oder Vultur oder vom Bârgăupasse aus eine einzige gleichmässig hohe, kaum gewellte Flur.

Östlich von der Bistrița bleibt die Landschaft II in beiläufig 1200 und mehr m Höhe, in sie ist der Mestecănești, der Semmering der Bukowina, ganz schwach eingesattelt. Dagegen hebt sich östlich davon in breiter Wölbung das Massiv des Giumalău und Rarău hoch über das Landschaftsniveau II hinaus und bietet sowohl auf der Höhe des Giumalău wie auf dem Plateau des Rarău zwei typische Formen alter Landoberflächen, die sich in 1600 m Höhe mit einer relativ schwachen Reliefenergie über Kristallin und Kalk und Aptien hinweg erstreckt, also typische Einebnungslandschaft ist. Auch Niveau II steigt zu 1400 m Höhe an. Die Bistrița durchbricht diese sichtlich gehobene Landschaft in einem schönen Durchbruchstale mit steilen Wänden von Kristallinen Schiefern und Diabas in mehreren hundert Meter Tiefe nur in schmalen Absätzen eingetieft. Man kann in dieser Schlucht die alte Wasserscheide sehen (s. o.). Aber nach der Formengestalt des Durchbruches und der über ihn nach E ansteigenden alten Niveaux ist vielleicht eher anzunehmen, dass die Bistrița wenigstens seit der Pliozänzeit immer hier hinaus in das Vorland floss und das Gebirge emporgehoben wurde. Auch fehlt es an den Spuren eines westlichen Laufes der Bistrița. Vor dem Einbruche des Beckens der Dorna mag immerhin die Abtragung auch hier nach W gegangen sein. Dazu ist noch folgendes zu erwägen: Das Tal der

Institutul Geologic al României

Bistrița ist das einzige, das in solcher Schluchtform die Ostkarpathen quert, nur einige benachbarte kleine Bäche haben ähnliche Talkerben. Dagegen sind alle übrigen grossen Täler der Ostkarpathen fast bis zur Wasserscheide zurück mit breiten Talsohlen ausgestattet und haben mehrere Schotterterrassen (17, S. 82).

Flussystem des Someș. Die Beobachtungen in den Flussystemen des Someș und der westlichen Bistrița unterhalb des Kristallins und der Vulkane ergeben einen merkwürdigen Gegensatz zwischen einer älteren und einer jungen Entwicklung. Die ältere Entwässerung muss eine mehr E-W-liche Richtung gehabt haben, die jüngere neigt zur NE-SW-Richtung und zu der dazu senkrechten NW-SE. Die letztere stimmt auffällig mit der Richtung des Streichens der sarmatischen und miozänen Ablagerungen des nördlichen Teiles des transilvanischen Beckens überein. Das ist umso merkwürdiger, als sie stellenweise bis in die Kleinformen hinein zu beobachten ist, besonders in der Umgebung von Năsăud. Die ältere Entwässerungsrichtung geht quer über die heutigen Talformen hinweg meist abseits von den heutigen grossen Tälern der Bistrița und des Someș. Besonders auffällig ist die Richtung der Steilhänge in 600 m Höhe nördlich von der Stadt Bistrița und südlich Năsăud, weiter östlich liegen diese Steilunterschneidungen der Hänge in Höhen bis zu 750 m (nahe dem Căliman- und Heniul-Gebirge). Nach W liegen sie noch unter 600 m. Das weist deutlich auf eine ehemalige Abtragung hin, deren Gefälle nach W nicht geringer ist als das der heutigen Täler. Die Formengruppe an und für sich hat das Aussehen einer absteigenden Entwicklung, ohne dass auf ihr Schotter erhalten wären. Diese müssen unter den Steilhängen durch die moderne aufsteigende Entwicklung gänzlich beseitigt worden sein. Die Terrassen der Flusstäler zeigen die gleichen Erscheinungen und Höhenabstände wie sie SAWICKY im südlichen und westlichen Teil Transilvaniens beobachtet hat (1). Hier im nördlichen Teile Transilvaniens folgen die Flüsse meist zuerst dem Schichtstreichen nach SW und biegen erst weiter unterhalb zur Someș nach NW um.

Becken von Orheiu und Budiș. Noch einer kleinen Beckenform möchte ich gedenken. Zwischen Orheiu und Budiș liegt eine Senkung von merkwürdiger Gestalt mit vermutlich diluvialer Aufschüttung, die seither wieder zerschnitten wurde. Man hat es wohl auch mit einer kleinen Senkung zu tun, die im Zusammenhange mit den jüngsten Eruptionen im Căliman-Gebirge entstanden ist. Vor dem Diluvium ging die Entwässerung nach W zum Șieu und zum Someș. Als das Becken einsank, wurde es durch Flussschotter ausgefüllt und seitdem die Füllung durch die Bäche, aber jetzt in NW- Richtung, in Kerben zersägt.

Institutul Geologic al României

ZUSAMMENFASSUNG

1. Es gibt also in den Ostkarpathen, soweit sie beobachtet wurden, nämlich südlich von der Linie Prislop-Bistrița-Moldova, drei verschieden alte Formengruppen, zwei Rumpflandschaften (Vorzeitformen) in zwei Stockwerken über einander und junge Hangterrassen, welche den heutigen Abtragungs- bzw. Aufschüttungsvorgang einleiten.

Die älteste Landschaft hat ein Relief von geringer Energie, in den Rodnaer Alpen bis 250 m, nur stellenweise etwas mehr. Die jüngere Altlandschaft liegt in den Rodnaer Alpen auf der Nordseite 400 m darunter, auf der Südseite schräg gestellt. Im Bistrița-Gebirge ist der Höhenunterschied geringer, um den Rarău beträgt er nur 200 m. Das Alter dieser beiden Formengruppen wird sich auf folgende Weise bestimmen lassen. Im nördlichen Teile der Ostkarpathen greift das Alttertiär ohne Zweifel transgressiv zwischen die Gebirgsblöcke ein und wird wenigstens von der jüngeren der beiden Altformen geschnitten. Dieselbe Landschaft II kappt aber südlich vom Rodnaer Gebirge auch das ältere Miozän (Aquitanien und Burdigalien), sie muss also jünger sein als dieses. Dagegen ist die jüngste Formengruppe um die Stadt Bistrița herum jünger als pontisch, weil sie auch diese jungtertiären Schichten schneidet. Im Hăghimaș-Gebirge und Piriske-Gebirge liegt die Landschaft II über postlevantinisch abgetragenen Hängen. Die Landschaft II dürfte wohl in beiden beobachteten Gebirgsteilen dieselbe und gleichen Alters sein; das ist wohl anzunehmen, wenn gleich ein Verbindungsstück der Beobachtung im südlichen Bistrița-Gebirge noch fehlt. Die Altersbestimmung muss also ergeben: Landschaft I frühestens altmiozän, vielleicht jungmiozän, Landschaft II jungmiozän, vielleicht sarmatisch, Formengruppe III jüngstpliozän-postlevantinisch.

De Martonne fand für die zentralen Karpathen (Munții Apuseni) zwei Altlandschaften, die er mit den von ihm entdeckten Altlandformen in den Südkarpathen parallelisiert und jetzt in folgende Zeiten stellt: Borescuniveau: Eozän, Niveau Riu Șes: mittelmiozän (18, S. 145—202; 14, S. 107 f). Sawicky (19) hält das Niveau Borescu mit guten Gründen für altmiozän, das Niveau Riu Șes für jungmiozän (nach dem Befund auf der Poiana Ruscă).

In den nördlichen Ostkarpathen vermutet Sawicky (19, S. 92 ff.) gegen Rudnickyi (20), eine postmiozäne, vielleicht sarmatische Hebung. Diese müsste dann mit der Hebung der Landschaft II in den Rodnaer Alpen und dem Bistrițagebirge zusammengestellt werden. Es wird eine wichtige Aufgabe sein, die Verbindung zwischen den Teilen der Karpathen und ihren Abtragungsformen herzustellen.

2. Der Karpathenbogen ist also seiner Entstehungszeit nach ebenso wenig wie die Alpen ein einheitliches Gebirge; zwischen den Westkar-

Institutul Geologic al României

pathen und Ostkarpathen und zwischen den Ostkarpathen und dem Bihor-Gebirge bestehen wesentliche Unterschiede. Aber jungtertiäre Hebungen haben an der heutigen Höhe und Gestalt des Gebirges einen ganz wesentlichen Anteil. Es ist wohl zweifelhaft, ob man angesichts der geringfügigen Höhenunterschiede, welche in den Altlandschaften durch diese Hebungen hervorgerufen wurden, noch von einer Grossfaltung sprechen darf. Die Bewegungen, die hier im Altmiozän, Jungmiozän, Pliozän und wohl auch bis in die jüngste geologische Vergangenheit vor sich gingen, waren Hebungen fast ohne Faltung. Einen grösseren Anteil an der Entstehung des heutigen Reliefs haben vulkanische Eruptionen und damit zusammenhängende Schollenbewegungen, darunter die Einsenkungen um das Călimán-Gebirge. Durch die Hebungen erhielt der südliche Teil des kristallinen Gebirges mehr eine leichte Neigung nach aussen (Osten), während die Rodnaer Alpen eine Eigenscholle bilden und in jüngerer Zeit eine südliche Neigung und einen Steilabfall nach Norden bekamen.

Das Bistrița-Gebirge bildet zusammen mti dem Hăghimaș-Gebirge eine Faltenachse für den Bogen der Ostkarpathen, der (wohl epigenetisch) in der ganzen Zeit der jüngsttertiären Entwicklung von mehreren Flüssen durchbrochen wurde. Wo die Hebung am stärksten war, sind auch die Täler noch heute enge Durchbrüche.

Ausser diesen Flüssen halten sich viele andere an tektonische Linien, wie überhaupt die Einflüsse der Gesteine auf die Formen ausserordentlich gross sind, so dass die Strukturformen stark hervortreten. Die Richtungen, in denen die kristalline und mesozoische Decke erodiert wurden, stimmen nicht ganz mit der heutigen Erosionsrichtung noch mit der Querrichtung der durchbrechenden Flüsse überein.

Die Talformen zeigen überall ein nahezu ausgeglichenes Gefälle. Talstufen sind nur dort noch erhalten, wo sie in der Eiszeit durch Gletscher versteilt worden sind.

Das geringe Ausmass der jungtertiären Faltung mag befremden, es hat aber seine Parallele in der Vergangenheit. Denn auch in der Kreidefaltung verhielt sich der innere Teil Transilvaniens gegenüber den randlichen Bewegungen und Anpressungen passiv. Wie durch einen äusseren Wall geschützt, blieb das Innere merkwürdig ruhig (9). Die durch die Hebungen hervorgerufenen Höhenunterschiede sind nicht überall gleich. Sie betragen zwischen dem Ineu und dem Someștale bei Rodna Veche ca 1500 m, zwischen dem Rarău und dem Becken der Dorna ca 750 m, zwischen dem Hăghimaș und dem Grunde des Beckens von Giurgeu beiläufig 1030 m. Diese Höhenunterschiede entstanden längs einer schon von E. Suess angenommenen Bruchlinie, die von Rodna Veche über das Becken der Dorna zum Becken von Giurgeu verläuft.

Beobachtungen zur Glazialmorphologie wurden nicht gemacht. Im be-

Institutul Geologic al României

suchten Teile der Ostkarpathen gibt es nur ein Gebirge, das glaziale Formen trägt, die Rodnaer Alpen. In ihnen haben schon SAWICKY (16) und neuerdings KRÄUTNER (21, S. 38—49) alles, was darüber zu sagen ist, ausführlich beschrieben. Südlich von den Rodnaer Alpen gibt es in den Ostkarpathen keine Vergletscherung, einst so wenig wie jetzt.

BEMERKUNGEN ZU DEN KARTEN DER GIPFELFLUREN: (KARTEN 1 UND 2)

Auf den Karten 1 und 2 sind Linien gleicher Gipfelhöhen gezogen und zwar wurden in diesem Falle nicht bloss die Gipfel der höchsten Rücken und Kämme einbezogen, sondern auch die der Seitenrippen. Die Karten sind auf der Grundlage der Generalkarte 1: 200.000 nach den Angaben der Spezialkarte 1: 75.000 gezeichnet, das hat den Vorteil, dass die Linien unabhängig von den subjektiven Fehlern der Beobachtung bleiben. Dafür haftet ihnen natürlich eine gewisse Willkür der Zeichnung an, wie allen Isolinien. Indessen zeigt ein Vergleich mit den Karten deutlich, dass auch dann, wenn die Linien anders gezeichnet würden, doch gewisse Erscheinungen sich in ihnen hervorheben würden. So ist auf beiden Karten die weite Verbreitung des 1300 m-Niveaus (II) auffällig, die Schwankungen sind gering. Die eigentümliche Gruppierung um die Bicazklamm herum ist deutlich und würde bei jeder andern Anordnung der Linien ebenfalls erscheinen. Auf Karte 2 sieht man die Zonen, welche über das 1300 m-Niveau hinausragen, sehr gut gruppiert, wie sie der Beobachtung entsprechen und die prachtvolle alte Landoberfläche der Munţii Rodnei könnte gar nicht deutlicher gemacht werden, wenn sie durch eine morphologische Signatur eingetragen würde. Die Einsenkung in das Becken der Dorna tritt in Erscheinung ebenso wie die Erhebung der Munţii Bistriţei zu beiden Seiten des Durchbruches der Bistriţa. In den Munţii Rodnei fallen noch auf: der nördliche Steilabfall (Bruchlinie), das allmähliche Absenken nach Süden, die Zwischenstufe von 1600 m. Auf dem Südabhang sind die Linien starker Willkür ausgesetzt, weil sie hier nur Gipfel von Seitenrücken verbinden.

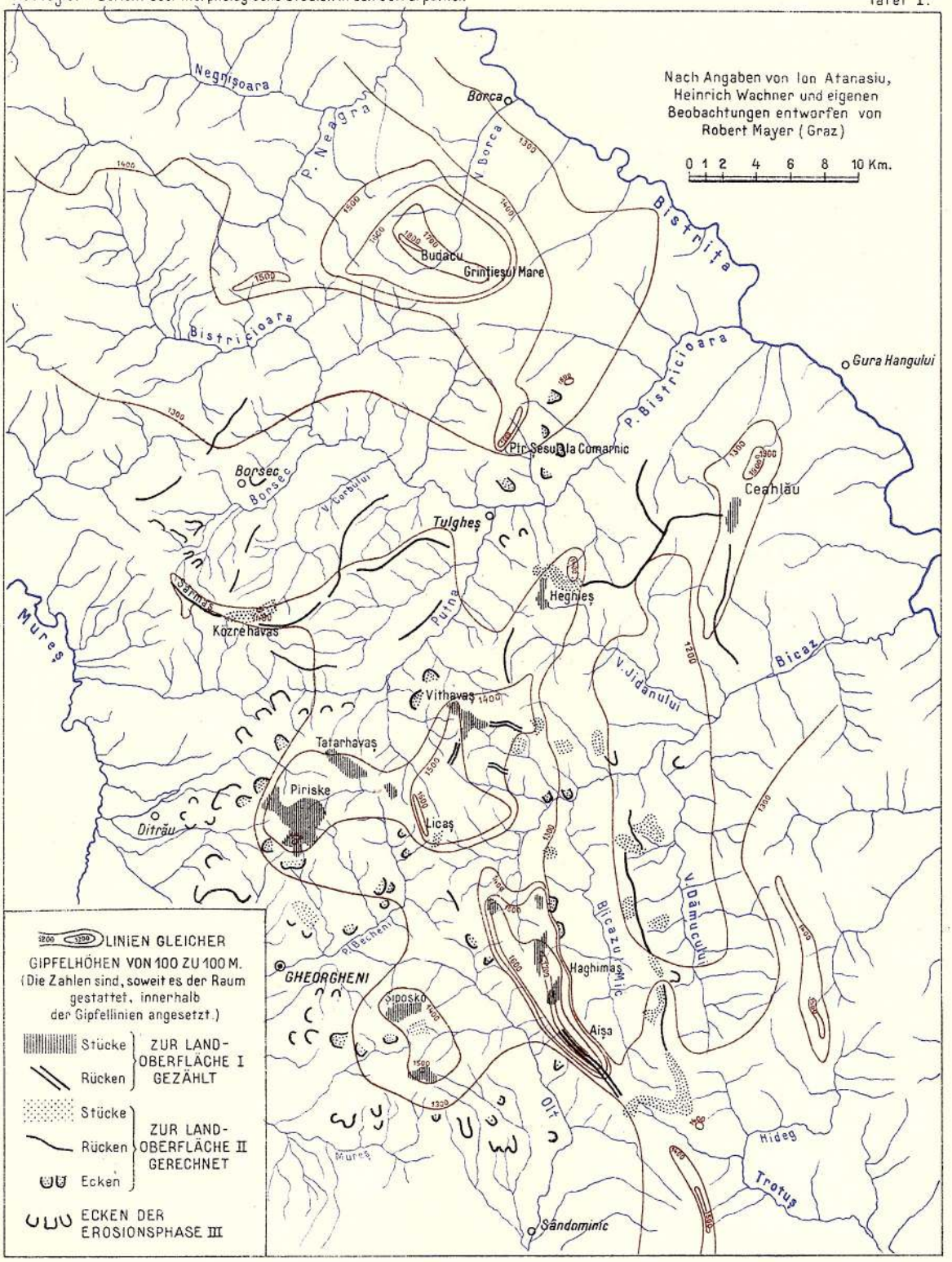
Manuskript eingegangen: März 1931.

Institutul Geologic al României

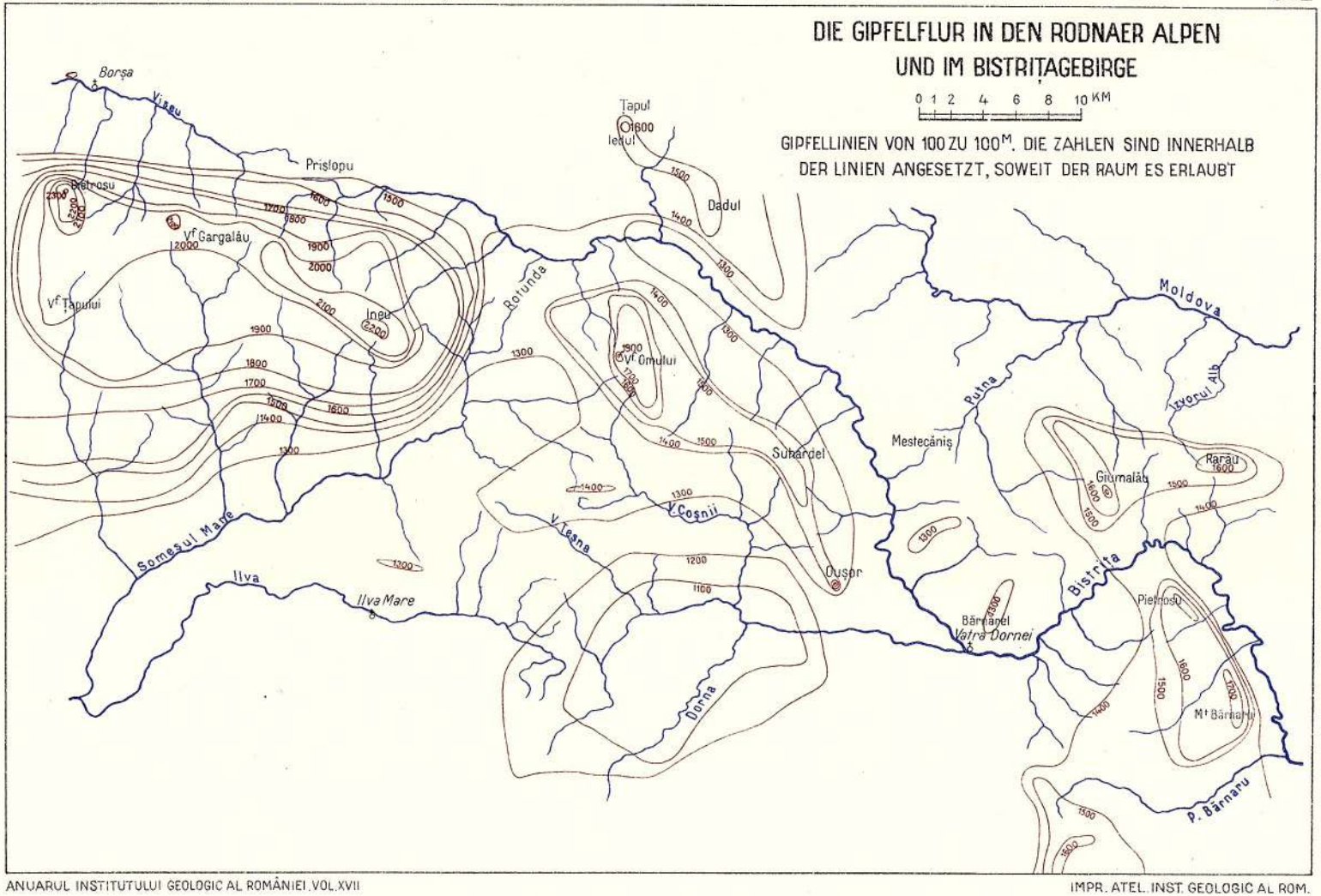
VERZEICHNIS DER ANGEFÜHRTEN SCHRIFTEN

1. SAWICKY. Beiträge zur Morphologie von Siebenbürgen. *Bulletin Internat. de l'Académie des Sciences de Cracovie, math.-phys. Cl.* 1912.
2. H. WACHNER. Judeţ Ciuc samt Toplița und der Mureşenge. *Lucrările Institutului de Geografie al Universității din Cluj*, vol. III, 1926—1927.
3. F. HERBICH. Das Szeklerland.
4. E. JEKELIUS. Zăcămintele de lignit din basinul pliocenic din valea superioară a Oltului. *Studii Tehnice şi Economice*, vol. III, f. 2.
5. M. PÁLFY. Über die geologischen und hydrologischen Verhältnisse von Borszékfürdö und Gyergyóbélbor. *Földt. Közl.* XXXV. 1905.
6. L. LOCZY. *Földt. Közl.* XXXV. 1905.
7. I. ATANASIU şi E. LOBONŢIU. Comunicare preliminară asupra regiunii Borsec şi Bilboi. *Dări de seamă ale şedinţelor Institutului Geologic al României*, vol. IX.
8. V. UHLIG. Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der gold. Bistritz. *Sitzungsberichte der Akad. d. Wiss. Wien. math.-naturw. Kl.* 98. Bd. 1889.
9. V. UHLIG. Bau und Bild der Karpathen.
10. I. ATANASIU. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului. *Anuarul Institutului Geologic al României.* Vol. XIII.
11. G. MACOVEI. Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *Guide des excursions de l'Association pour l'avancement de la géologie des Carpates.* Bucarest 1927.
12. TH. KRÄUTNER. Cercetări geologice în cuveta marginală mesozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. *Anuarul Institutului Geologic al României.* Vol. XIV. Bucureşti, 1930.
13. S. ATHANASIU. Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen. *Jahrb. der Geologischen Reichsanstalt.* 1899.
14. EMM. DE MARTONNE. Résultats scientifiques des excursions géographiques de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj, en 1921. *Lucrările Inst. de Geogr. al Univ. din Cluj.* Vol. I, 1932.
15. H. ZAPALOWICZ. Die Pokutisch-Marmaroscher Karpathen. *Jahrb. der Geol. Reichsanstalt*, 1886.
16. L. SAWICKY. Die glazialen Züge der Rodnaer Alpen und Marmaroscher Karpathen. *Mitt. Geogr. Ges.* Wien, 1911.
17. G. MACOVEI şi I. ATANASIU. Structura geologică a Văii Bistriței între Pângărați şi Bistricioara. *Dări de seamă ale şedinţelor Institutului Geologic al României.* Vol. VIII.
18. EMM. DE MARTONNE. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. *Revue de Géographie annuelle.* I. 1906—1907.
19. L. SAWICKY. Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen. *Mitt. der Geologischen Gesellschaft in Wien.* II. Bd. 1909.
20. RUDNICKYI. Beiträge zur Morphologie des Dniestergebietes. *Geographischer Jahresbericht aus Österreich.* Bd. V. und VII. Wien 1907 und 1908.
21. TH. KRÄUTNER. Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Süd-Karpathen. *Verh. und Mitt. des Siebenbürgischen Vereins für Naturwiss. zu Hermannstadt.* Jahrg. 1929—1930.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



IMPR. ATEL. INST. GEOLOGIC AL ROM.

Institutul Geologic al României

LE PROBLÈME DES SCHISTES NOIRS DANS LES CARPATES ORIENTALES

PAR

D. M. PREDA

Lors de la cinquième réunion de la Société Roumaine de Géologie à Târgul-Ocna, en octobre 1934, M. BĂNCILĂ (1) et moi présentions une note pour démontrer que les Schistes noirs qui affleurent dans plusieurs endroits du bassin du Trotuș ne doivent pas être attribués au Crétacé inférieur (Barrémien) (2), mais bien au Crétacé supérieur, en l'occurence au Sénonien basal.

Etant donné l'aspect pétrographique identique qu'affectent ces dépôts le long de la zone du Flysch des Carpates orientales, depuis leur courbure jusqu'en Bucovine et en Galicie, nous avons conclu en affirmant que toutes ces apparitions de Schistes noirs sont du même âge que celles du bassin du Trotuș, c'est-à-dire qu'elles se rapportent au Sénonien basal.

Comme on nous a objecté [1]) à ce propos qu'en d'autres régions que le bassin du Trotuș, on rencontre des coupes géologiques où les Schistes noirs s'intercalent en concordance entre les Couches de Sinaia (Hauterivien) et l'Aptien, en d'autres mots que ces schistes y sont d'âge indubitablement barrémien, j'ai cherché pour ma part à me documenter d'une façon plus précise en parcourant quelques-unes de ces régions dans le but de résoudre le problème touchant l'âge de ces dépôts.

Les recherches entreprises dans cette direction dans la Valea Uzului, affluent du Trotuș, et dans le bassin de la Bistrița, ainsi que les investigations de M. ȘTEFĂNESCU en Bucovine et celles de M. FILIPESCU dans la zone de courbure des Carpates, ont confirmé ultérieurement le point de vue exprimé dans notre note préliminaire à Târgul-Ocna. Nous continuons par conséquent à nous en tenir à l'idée que les Schistes noirs des Carpates orientales de la Roumanie sont d'âge sénonien. Ils représentent un facies synchrone d'une part au facies « couches rouges » à Rosalines, développé en Transylvanie, à l'W de l'île cristalline des Carpates orientales, et dans la zone du Flysch à l'E et au S du massif de la Leaota, de l'autre au facies « couches

[1]) Ces objections ont été soulevées par M. G. MACOVEI.

Institutul Geologic al României

à Inocérames » et à éléments verts de l'avant-pays, développé dans la zone de bordure du Flysch des Carpates orientales.

D'après les descriptions de plusieurs auteurs, les Schistes noirs représenteraient des dépôts terrigènes noirâtres, constitués par des schistes feuilletés ardésiens, des marnes siliceuses noires à cassure conchoïdale, des séparations de sphérosidérite, des quartzites violets, vitreux, des marnes blanches, calcaires, à Fucoïdes, des grès siliceux à veines de calcite, des grès micacés et de fréquentes intercalations de marnes rouges et vertes. Leur teinte noirâtre provient, en majeure partie, de la présence des oxydes de manganèse. Selon M. FILIPESCU, ces Schistes noirs renferment de nombreux restes végétaux et animaux: des Foraminifères *(Rotalia, Textularia, Lagena, Fissurina)*, des Radiolaires appartenant aux groupes *Spumellaria* et *Nassellaria*, des spicules de Spongiaires siliceux, des fragments d'Echinodermes, de Mollusques et de Brachiopodes, des Ostracodes etc. Ce qui prédomine ici, ce sont surtout les organismes siliceux (Radiolaires et spicules de Spongiaires), lesquels ont subi le phénomène d'épigénèse dans une très large mesure. A en juger d'après leur caractère pétrographique, c'est-à-dire d'après le caractère détritique dominant, les Schistes noirs ont dû se déposer dans une mer de faible profondeur, ce qui s'accorde du reste avec la présence de fortes quantités d'oxydes de manganèse, dont la formation est favorisée par de pareilles conditions [1]).

La littérature géologique mentionne les Schistes noirs sous la dénomination de Couches d'Audia (3), de Couches de Șipote (4) et, récemment, aussi sous celle de Schistes noirs (5).

On les a d'abord attribués au Paléogène (3) et plus tard au Barrémien (6), dans le sens qu'ils représenteraient un facies oriental (externe) de la Zone interne du Flysch, synchrone à un autre facies gréseux-conglomératique qui se trouve dans l'aile interne de la même zone. Les deux facies se trouveraient dans la même position stratigraphique, intercalés en concordance entre le Hauterivien et l'Aptien (2).

On a proposé de donner au facies gréseux-conglomératique du Barrémien le nom de Couches de Bistra, d'après le ruisseau Bistra du bassin du Bicaz, où ce facies, dit aussi ouest-interne, atteint son développement le plus caractéristique (2).

Les caractères de ce Barrémien (ouest-interne) ont été définis par M. G. MACOVEI dans les Monts du Baraolt, aux environs de la ville de Sfântul Gheorghe, ainsi que dans les vallées du Bicaz et de la Bistricioara. Sur le versant ouest du Ceahlău, le Barrémien se présente sous forme de bancs de conglomérats, dans une série gréseuse, avec des éléments de Cristallin et des Couches de Sinaia (6).

[1]) M. FILIPESCU: **Renseignement oral.**

Institutul Geologic al României

Selon M. I. ATANASIU le Barrémien ouest-interne de la vallée du Bicaz serait constitué par des schistes marneux gris ou noirâtres, finement micacés, alternant avec des grès micacés finement schisteux, parfois curbicorticaux et recouverts d'hiéroglyphes sur les surfaces de séparation avec les schistes. A la partie supérieure de la série schisteuse succèdent des grès micacés en bancs de plus de 100 m d'épaisseur. Dans l'horizon gréseux s'intercalent, localement, des conglomérats formant des lentilles bien développées (conglomérats de Chisirig et de Piatra Sură) (7).

A une autre occasion nous tâcherons de démontrer que cette série ouest-interne ne peut, elle non plus, être attribuée entièrement au Barrémien, tout comme on ne peut non plus rapporter tous les dépôts de la Zone interne du Flysch uniquement au Crétacé inférieur. La série schisteuse noire développée à l'embouchure du ruisseau Giumalău, sur la rive gauche de la Bistricioara pourrait appartenir au Barrémien, car j'y ai observé des aspects pétrographiques qui rapprochent cette série aux Couches de Comarnic (Barrémien-Aptien), l'une comme l'autre renfermant des restes d'*Aptychus diday*. Ces derniers se trouvent d'ailleurs aussi dans les étages inférieurs du Crétacé inférieur, mais surtout dans les Couches de Comarnic. Pour ce qui est du Barrémien, il sied de le chercher surtout dans la zone des Couches de Sinaia, dans leur partie supérieure, comme l'ont démontré, en se fondant sur la présence de fossiles, VADÁSZ (8), dans la région de Sfântul Gheorghe, et M. O. PROTESCU (9), dans la vallée de la Prahova, aux environs de Sinaia. Dans toutes les observations relevées, le Barrémien et les Couches de Sinaia couvrent le Cristallin gétique.

A mon avis, pourtant, les conglomérats de Chisirig et de Piatra Sură, ainsi que toute la série marno-gréseuse qui s'étend jusqu'à la bordure E de la Zone interne, appartiennent plutôt au Crétacé moyen et supérieur, Vraconnien-Turonien. Les conglomérats de Ceahlău et de Zăganul ne sauraient dans aucun cas être attribués à l'Aptien. Il faut les rapporter au Cénomanien et peut-être, en ce qui concerne tout au moins leur base, aussi au Vranconnien. Dans les limites de la Zone interne du Flysch, ces conglomérats et les klippes de Jurassique de leur base reposent en nappe de charriage au-dessus du Crétacé supérieur. Les nappes de Ceahlău et de Zăganu ont fort probablement été décollées de la zone cristalline.

Si l'attribution de ce complexe ouest-interne au Barrémien est discutable jusqu'à un certain point, elle est encore bien plus discutable en ce qui concerne les Schistes noirs, aucun argument d'ordre stratigraphique ni paléontologique n'étant venu jusqu'à présent corroborer cette hypothèse.

Ces Schistes noirs appartiennent néanmoins, sans aucun doute, au Crétacé, à en juger d'après la présence de restes d'Ammonites, qui n'ont pu être déterminés ni au point de vue du genre, ni au point de vue de l'espèce. L'un de ces restes a été trouvé par M. C. OLTEANU dans la Valea Doamnei,

Institutul Geologic al României

affluent de la Bistrița, l'autre par M. D. ȘTEFĂNESCU en Bucovine, au fond du ruisseau Sălătrucul, affluent de la Moldova.

Quant à la position stratigraphique de ces Schistes noirs entre l'Aptien et le Hauterivien, qu'on a précisément invoquée pour les rapporter au Barrémien, elle est d'autant plus sujette à caution que l'attribution de ces complexes à l'Hauterivien et à l'Aptien ne se base sur aucun argument paléontologique.

POSITION STRATIGRAPHIQUE DES SCHISTES NOIRS

Avant de procéder à un examen plus général des rapports existant entre les diverses formations géologiques comprises dans le Flysch des Carpates orientales, nous examinerons préalablement le mode d'apparition des Schistes noirs dans le domaine de cette Zone du Flysch.

Les recherches géologiques entreprises jusqu'à présent ont mis en évidence, dans la région du Flysch des Carpates orientales, deux grandes unités stratigraphiques et tectoniques. L'une, située à l'W, — la Zone interne — est constituée par le Crétacé inférieur jusqu'à l'Aptien inclusivement. Son aile extérieure renfermerait les Schistes noirs, intercalés entre le Hauterivien et l'Aptien. L'autre, située à l'extérieur, a été dénommée Zone marginale du Flysch. On y a décrit des schistes noirs, des dépôts sénoniens, paléogènes et miocènes. La Zone interne chevaucherait la Zone marginale, y compris les dépôts de la formation aquitanienne à massifs de sel.

Cette image qu'on se fait de la structure du Flysch persiste depuis longtemps dans les divisions du Flysch carpatique, mais rien ne la justifie, comme nous le verrons plus loin. Même si l'on devait continuer à distinguer deux zones dans le Flysch des Carpates orientales, il faudrait s'appuyer sur d'autres critériums que ceux à l'aide desquels on a créé la Zone interne et la Zone marginale.

Mais voyons d'abord où et comment affleurent les Schistes noirs par rapport à ces zones, telles que la littérature géologique les a définies.

Jusqu'à présent on a admis pour les Schistes noirs deux sortes d'apparitions, à savoir:

Une première série, qui se présente sous la forme d'îlots interrompus, le long de la ligne séparant la Zone interne de la Zone marginale du Flysch. Ces apparitions feraient corps avec la Zone interne à la base de l'Aptien, auquel elles passeraient graduellement.

Les Schistes noirs affleurant dans de pareilles conditions appartiendraient donc au Barrémien. Font partie de cette catégorie les affleurements de Schistes noirs du ruisseau Crasna, ceux du fond du ruisseau Zăbala, ceux de Covasna, une puissante apparition qui s'étend de Târgul-Secuesc jusqu'à la vallée de la Sulța, ceux du ruisseau Șanțul, au N de Palanca, ceux de la vallée du

Institutul Geologic al României

Bicaz, de Hâmzoaia et de la vallée du Secul, ainsi que les larges bandes de Schistes noirs de la Bucovine.

Une seconde série de Schistes noirs affleure dans la Zone marginale du Flysch, où ils sont disséminés sur une surface beaucoup plus vaste. Nous mentionnerons, dans ce groupe, les affleurements de la Valea Cheșcheșului et de la Valea Pufului, dans le bassin de Slănic-Bacău, ceux de Dofteana, sur la Valea Negrului, affluent de la Valea Uzului, ceux de Poiana Uzului, une puissante apparition dans la vallée du Trotuș, entre Agaș et Brusturoasa, ainsi que ceux de Stejarul, Straja, Poiana Cârnului, Potoci etc., dans la vallée de la Bistrța. Les Schistes noirs de la Valea Cuejdului, de la Valea Sărata et de la Valea Doamnei [1]), dans le voisinage de la ville de Piatra Neamț, appartiennent eux aussi à cette même zone.

Nous examinerons maintenant la manière dont les schistes affleurent dans divers endroits, en procédant par ordre d'importance.

AFFLEUREMENTS DE SCHISTES NOIRS DANS LA ZONE DITE « INTERNE » DU FLYSCH

Valea Sulța. L'une des coupes géologiques dont on a tiré des conclusions en faveur de l'âge barrémien des Schistes noirs est celle que MM. PREDA et I. ATANASIU ont étudiée aux sources de la Valea Sulța, affluent du Trotuș (10).

L'analyse de la coupe géologique relevée par ces auteurs démontre que les Schistes noirs affleurent dans cette région sur la ligne de dislocation située entre la Zone interne et la Zone marginale du Flysch. Les Schistes noirs passent graduellement à l'Aptien de la Zone interne et chevauchent vers l'E l'Eocène facies de Tarcău, dont une puissante ligne de dislocation les séparerait. Cette ligne séparerait tectoniquement les deux zones du Flysch, telles que la littérature géologique les a définies.

Ayant revisé ensemble la géologie de la coupe ci-dessus, M. BĂNCILĂ et moi (1) avons constaté que les rapports stratigraphiques figurés par MM. PREDA et I. ATANASIU ne correspondent pas à la réalité. Non seulement on n'observe aucune concordance ni continuité stratigraphiques entre les Schistes noirs et l'Aptien [2]), mais on constate en outre qu'ils présentent une discor-

[1]) Cette dernière apparition de schistes noirs a été trouvée par M. C. OLTEANU.

[2]) L'âge aptien des dépôts considérés comme appartenant à ce terme, notamment de ceux en contact avec les Schistes noirs, n'a d'ailleurs pas été établi au moyen d'arguments indiscutables. Dans beaucoup de régions – vallée de la Prahova (11), vallée du Teleajen (12) – une partie des dépôts du même genre sont attribués au Vraconnien. Quant à vouloir rapporter ces couches à l'Aptien, nombre de faits s'y opposent. Elles appartiennent fort probablement à une époque bien plus récente que l'Aptien, dans l'espèce au Crétacé moyen ou supérieur.

Institutul Geologic al României

dance tectonique très nette du fait que leurs directions se croisent sous un angle de 40 degrés. Il existe en échange une concordance parfaite de direction et de pendage entre les Schistes noirs et l'Eocène (fig. 1). Comme aucune autre série stratigraphique susceptible d'être attribuée au Sénonien ne s'interpose entre ces deux formations, il s'en ensuit que les Schistes noirs situés en concordance à la base du grès de Tarcău d'âge éocène, ne peuvent être attribués qu'au Sénonien.

Les Schistes noirs du fond de la Valea Uzului, qui prolongent du reste ceux de Sulța décrits plus hauts, présentent une même position stratigraphique. On observe ici également une concordance entre les Schistes noirs et le grès de Tarcău, qui se révèle dans la direction et le pendage des couches.

La présence d'intercalations de Schistes noirs à la base du grès de Tarcău

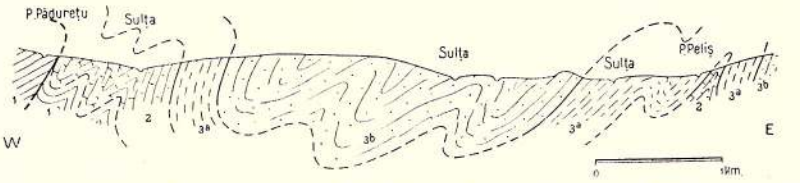


Fig. 1. — Coupe le long de la Valea Sulța (affluent du Trotuș).

1, Crétacé supérieur (Aptien des auteurs); 2, Sénonien (Schistes noirs); 3, Éocène: série marno-gréseuse (3a) et grès de Tarcău (3b).

qu'on constate dans cette localité, plaide évidemment en faveur d'une continuité stratigraphique.

D'autre part, dans la masse des Schistes noirs, on observe des intercalations de grès calcaires à veines de calcite, des bancs de grès micacés et des marnes blanches, siliceuses, à Fucoïdes, absolument identique à celles qu'on trouve dans le Sénonien de la zone de bordure du Flysch marginal.

La position concordante du grès de Tarcău par rapport aux Schistes noirs et les intercalations, dans ces derniers, de roches identiques à celles du Sénonien à Inocérames de la Zone marginale du Flysch, de même que la coéxistence des deux facies synchrones, permettent d'attribuer les Schistes noirs, au moins en partie, au Sénonien.

Hâmzoaia. Les rapports qu'on observe ici entre les Schistes noirs, les dépôts de la zone du Flysch interne et le grès de Tarcău (censée se trouver dans la Zone marginale du Flysch) sont fort intéressants et militent exclusivement en faveur de l'attribution des Schistes noirs au Sénonien.

Voici ce qu'on peut constater dans une coupe sur le versant gauche de la vallée du Bicaz (fig. 2).

Institutul Geologic al României

A la base du grès massif de Tarcău *(3 b)*, qui présente un pendage de 60 degrés vers l'E, existe, en concordance, une série marno-gréseuse *(3 a)* dans le prolongement de laquelle j'ai trouvé, en allant vers le N, de nombreux *Nummulites*. Après avoir parcouru une zone large d'environ 150 mètres, qui correspond à cette série masquée par un éboulis de roches, on tombe sur des couches constituées par des grès calcaires à veines de calcite alternant avec des grès siliceux, de quelques centimètres d'épaisseur seulement, des marnes blanches, siliceuses, à Fucoïdes et des intercalations de schistes feuilletés noirs, c'est-à-dire des roches à tout point semblables à quelques-unes de celles comprises dans le Sénonien de la bordure extérieure de la zone du Flysch, le tout envahi par des roches communes aux Schistes noirs. Vers la base, cette série devient de plus en plus siliceuse. Outre les schistes feuilletés noirs qui prédominent, on observe des schistes satinés, des schistes ardésiens et ensuite, de véritables silex de la série des Schistes noirs *(2)*. Les couches présentent des pendages hésitants, quoique indiscutables, vers l'E, c'est-à-dire plongeants sous le grès de Tarcău. Des éboulis masquent la base des Schistes noirs sur 150 à 200 mètres de longueur, mais, un peu plus au N, dans le prolongement de la zone, se trouvent les Schistes noirs de la base, qui accusent un pendage net vers l'E.

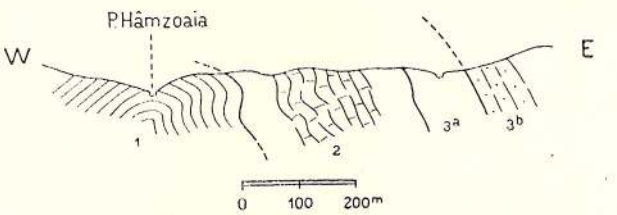


Fig. 2. — Coupe sur la rive gauche du Bicaz, à Hâmzoaia.

1, Crétacé supérieur (Aptien des auteurs); 2, Sénonien (Schistes noirs); 3, Éocène: série marno-gréseuse (3a) et grès de Tarcău (3b).

A l'entrée du village de Hâmzoaia on voit apparaître, au-dessous de la série des Schistes noirs, une série marneuse *(1)* formée de schistes gréseux, marneux, micacés, à hiéroglyphes en forme de têtes de clous, et de schistes argileux satinés, qui accusent un pendage de 30 degrés vers l'E. Bien qu'on attribue cette série à l'Aptien, il sied, comme on l'à vu plus haut, de la rapporter à une époque plus récente. En admettant toutefois que cette série appartienne à l'Aptien, dans ce cas sa formation remonterait à une époque antérieure à celle des Schistes noirs car, si l'on tient compte de la situation locale, il ne peut s'agir ici de rapports inverses, c'est-à-dire d'un chevauchement des Schistes noirs vers l'W, une pareille anomalie tectonique semblant inadmissible dans cette région à disposition monoclinale.

On peut évidemment objecter que la coupe figurée plus haut contient quelques lacunes, d'ailleurs extrêmement réduites, où les rapports stratigraphiques ne sont pas suffisamment clairs, tout comme on peut supposer

Institutul Geologic al României

que des bouleversements tectoniques ont pousé les Schistes noirs par-dessus le prétendu Aptien, mais ce doute disparaît entièrement sitôt qu'on poursuit l'étude de la coupe un peu plus au N, dans le prolongement des mêmes zones figurées dans la coupe du Bicaz.

Au fond de la Valea Hâmzoaia, à son confluent avec la Valea Livezilor, on rencontre une belle coupe (fig. 3), où les rapports entre le prétendu Aptien, le grès de Tarcău et les Schistes noirs sont de telle nature que la position de ces derniers ne peut faire l'objet d'aucune contestation.

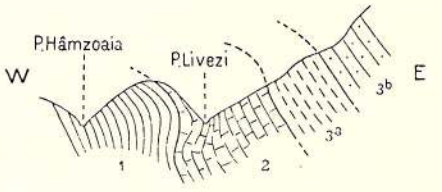


Fig. 3. — Coupe aux sources du Pârâul Hâmzoaia, affluent du Bicaz. (Approx. 300 m).

1, Crétacé supérieur (Aptien des auteurs); 2, Sénonien (Schistes noirs); 3, Éocène: série marno-gréseuse (3a) et grès de Tarcău (3b).

Par conséquent, si l'on tient ici également compte des rapports entre les formations décrites plus haut et de la présence de roches identiques à celles du Sénonien du facies « couches à Inocérames » dans les Schistes noirs, on doit forcément ranger ceux-ci au Sénonien.

L'étude des rapports entre les trois formations décrites dans les coupes ci-dessus, depuis le fond de la Valea Hâmzoaia, vers le N, jusqu'à la Valea Secu, révèle des phénomènes tectoniques extrêmement intéressants (fig. 4). La masse des dépôts aptiens des auteurs est fortement chevauchée vers l'E par-dessus les Schistes noirs et l'Eocène qu'elle retrousse en série inverse. Cela fait que la grande zone de grès de Tarcău, que l'on suit depuis le S jusqu'à la Valea Secu, s'interrompt brusquement, chevauchée par la série schisteuse éocène, stratigraphiquement plus ancienne que le grès massif de Tarcău. A cette série succèdent les Schistes noirs sénoniens, auxquels se superpose la série dite aptienne. Les Schistes noirs sortant de sous le prétendu Aptien ne doivent donc pas être considérés comme formant une voûte anticlinale, car ils sont un terme de la série renversée.

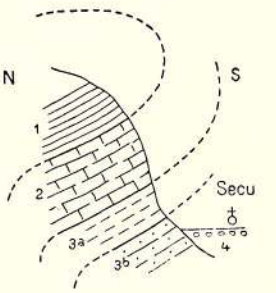


Fig. 4. — Coupe schématique à Secu (bassin de la Bistriţa).

1, Crétacé supérieur (Aptien des auteurs); 2, Sénonien (Schistes noirs); 3, Eocène: série marno-gréseuse (3a) et grès de Tarcău (3b).

En Bucovine, selon M. ŞTEFĂNESCU, on observe, entre les Schistes noirs et le grès de Tarcău, les mêmes rapports que dans les localités décrites plus haut, sans que des dépôts sénoniens s'interposent entre eux. De même, on n'y constate aucun passage du Hauterivien aux Schistes noirs, ni des Schistes noirs à l'Aptien [1]).

[1]) Renseignement oral.

Institutul Geologic al României

Dans la vallée de la Moldova, à Prisaca-Câmpulung, le complexe des Schistes noirs chevauche à l'E les Couches de Krosno (oligocènes-aquitaniennes) et supporte des conglomérats et des grès de Tarcău (fig. 5).

Il résulte de toutes ces descriptions stratigraphiques que, sur la ligne de dislocation entre la Zone interne du Flysch et la Zone marginale, les Schistes noirs supportent toujours en concordance l'Eocène du facies Tarcău, sans qu'entre ces deux formations l'on constate l'existence d'autres dépôts qui puissent être attribués au Sénonien. On n'observe nulle part un passage des Schistes noirs à l'Aptien ni à l'Hauterivien. Partout la série des Schistes noirs est intercalée entre le grès de Tarcău et une série marneuse qu'on peut, comme il a été déjà dit, attribuer au Crétacé moyen ou supérieur.

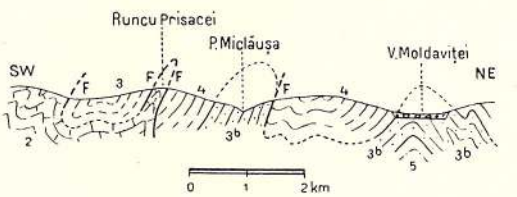


Fig. 5. — Coupe dans la Valea Moldovei (d'après D. ȘTEFĂNESCU).

2, Schistes noirs (selon D. PREDA Sénonien de la province carpatique); 3b, Éocène: grès de Tarcău; 4, Oligocène (Krosno); 5 Sénonien (selon D. PREDA facies à Inocérames de l'Avant-pays).

AFFLEUREMENTS DE SCHISTES NOIRS DANS LA ZONE DITE « MARGINALE » DU FLYSCH

A l'E de la zone précédente, notamment dans la Zone marginale du Flysch, on observe de nombreux affleurements de Schistes noirs qui apparaissent toujours à la base et en concordance avec le grès éocène de Tarcău.

Bassin du Trotuș. On peut mentionner dans cette catégorie les affleurements de Schistes noirs de la Valea Cheșcheșului et de la Valea Pufului, affluents du Slănic-Bacău, ceux du fond de la vallée de la Doftana, ceux de Ciunget, ceux de Pârâul Negru et ceux de Poiana Uzului, dans le bassin du Trotuș. Dans cette dernière localité, les Schistes noirs, qui accusent un fort pendage vers l'W, supportent en concordance, sur ce flanc, l'Eocène de Tarcău, tandis qu'à l'E ils se trouvent en contact avec le Sénonien du type avant-pays (c'est-à-dire du Sénonien à Inocérames et à éléments verts) dont les sépare une ligne de fracture.

Le plus intéressant affleurement de Schistes noirs dans cette zone du Flysch, est celui de la région d'Agaș-Brusturoasa (vallée du Trotuș).

Les Schistes noirs forment dans cette région une bande puissante qu'on peut suivre des yeux, sans interruption, depuis la Valea Sulța, au delà de la vallée du Trotuș (entre Agaș et Brusturoasa) jusque dans la Valea Șanțul.

Dans la Valea Sulța et la vallée du Trotuș, les Schistes noirs affleurent

Institutul Geologic al României

au milieu même du grès de Tarcău et, à mesure qu'ils avancent vers le N, ils se rapprochent de la zone dite interne, prenant contact avec celle-ci à la Valea Șanțul de la manière suivante: sur un flanc, celui de l'W, avec les dépôts attribués à l'Aptien, tandis que sur l'autre flanc, celui de l'E, ils supportent le grès éocène de Tarcău. La manière dont les Schistes noirs se développent dans cette région démontre que les Schistes noirs de la Zone marginale sont du même âge que ceux situés sur la ligne de dislocation à l'E de la Zone interne du Flysch et qu'ils appartiennent toujours au Sénonien.

Vallée de la Bistrița. Les affleurements de Schistes noirs qu'on observe dans la vallée de la Bistrița, à savoir à Straja, Poiana Cârnului, Potoci etc., en pleine Zone marginale du Flysch, sont des plus intéressants. Dans cette dernière localité, les Schistes noirs, avec leurs caractères les plus typiques, s'interstratifient avec les dépôts typiques sénoniens à éléments verts, c'est-à-dire avec des grès micacés, des grès calcaires à veines de calcite et des marnes sombres et blanches à Fucoïdes. Nous avons affaire ici à une jonction des Schistes noirs avec le facies du Sénonien situé plus à l'E, dans l'espèce le Sénonien à éléments verts d'avant-pays et à débris d'Inocérames.

Des affleurements isolés, et d'une importance d'ailleurs tout à fait secondaire, existent près de la bordure du Flysch, dans la Valea Cuejdului, dans la Valea Sărata et près de Valea Doamnei, aux alentours de la ville de Piatra Neamț. Comme dans la Valea Sărata, aussi bien que dans la Valea Doamnei, où M. Olteanu a découvert une Ammonite qui n'a pu être déterminée, ces Schistes noirs, d'une composition pétrographique identique à celle de tous les Schistes noirs des Carpates orientales, sont intercalés dans des dépôts sénoniens, il en résulte qu'ils appartiennent indiscutablement au Sénonien.

M. Macovei [1]) estime que les Schistes noirs de la Valea Cuejdului, au N de Piatra Neamț, qui affleurent dans les mêmes conditions que les Schistes noirs de la Valea Doamnei et du Pârâul Sărat, doivent également être attribués au Sénonien.

En guise de conclusion, nous devons bien admettre que tous les Schistes noirs des Carpates orientales de Roumanie appartiennent, au moins leur partie supérieure, au Sénonien. On aboutit à la même conclusion lorsqu'on étudie de près les rapports faciaux du Sénonien.

LES FACIES DU SÉNONIEN DANS LES CARPATES ORIENTALES

Dans le complexe des dépôts sénoniens des Carpates orientales, les Schistes noirs doivent être considérés comme représentant un facies de ce complexe, synchrone d'une part avec les couches rouges à Rosalines, de l'autre avec

[1]) Renseignement oral.

Institutul Geologic al României

les couches à Inocérames, qui, dans le Flysch des Carpates orientales, occupent une situation plus extérieure.

Cette affirmation nécessite une explication plus ample.

Dans les diverses régions reliées aux Carpates orientales, le Sénonien se présente sous les trois facies suivants: le facies « couches rouges » à Rosalines (occidental), le facies « schistes noirs » (médian), le facies « couches à Inocérames » à éléments verts d'avant-pays (oriental) (fig. 6).

1. *Le facies « couches rouges » a Rosalines.* Prenant comme point de départ la présence de restes de fossiles, POPOVICI-HATZEG a été le premier à rapporter au Sénonien le complexe stratigraphique de la région située à l'W de la vallée de la Prahova et se prolongeant jusque dans le département de Dâmbovița, région où prédominent les marnes rouges et vertes (13) dans lesquelles M. ANDRUSSOW et KOUTEK (14) ont déterminé plus tard *Rosalina Linnei.*

C'est cependant à M. MURGEANU que revient le mérite d'avoir signalé l'importance des Rosalines pour déterminer l'âge de ces complexes en Roumanie et les séparer d'autres couches rouges intercalés dans l'Albien du Flysch des Carpates du département de Prahova (11)

Les recherches effectuées, il y a quelques années, par M. MURGEANU (11) et M. FILIPESCU (12) dans le département de Prahova, ainsi que les investigations plus récentes de M. FILIPESCU dans l'E du département de Prahova et dans le département de Buzău (15 et 16) et celles de M. KRÄUTNER (17) dans le N des Carpates ont délimité l'aire de répartition du facies « couches rouges » à Rosalines dans la région des Carpates orientales. Dans une note synthétique, M. MURGEANU aboutit à la conclusion que les « Couches de Púchov », dans la zone des klippes internes, les « marnes rouges sénoniennes », en Mounténie orientale, et les « Couches de Vetrila », dans les Balkans, sont des termes synonymes du « facies à Rosalines » et que celui-ci, localisé dans l'intérieur du massif cristallin des Carpates orientales, pénètre en Mounténie à l'E du massif cristallin des Carpates méridionales (Leaota), d'où on peut le poursuivre jusque dans la vallée de la Dâmbovița. D'ici il se joint fort probablement au Sénonien à Rosalines du massif central des Balkans, par-dessous la Dépression gétique (18).

Le complexe du Sénonien « couches rouges », entre la Ialomița et le Buzău, comprend, outre des marnes rouges et des marnes verdâtres tirant sur le blanc, des sables et des grès micacés en plaquettes, et un grès à feldspath rouge (19), c'est-à-dire les mêmes éléments que ceux que l'on rencontre dans les conglomérats rouges mentionnés auparavant par PREDA, à Slonu (département de Prahova), dans le même type de Sénonien (20). Selon M. CODARCEA (21), nous avons affaire ici à des granodiorites et à des porphyres granodioritiques.

Institutul Geologic al României

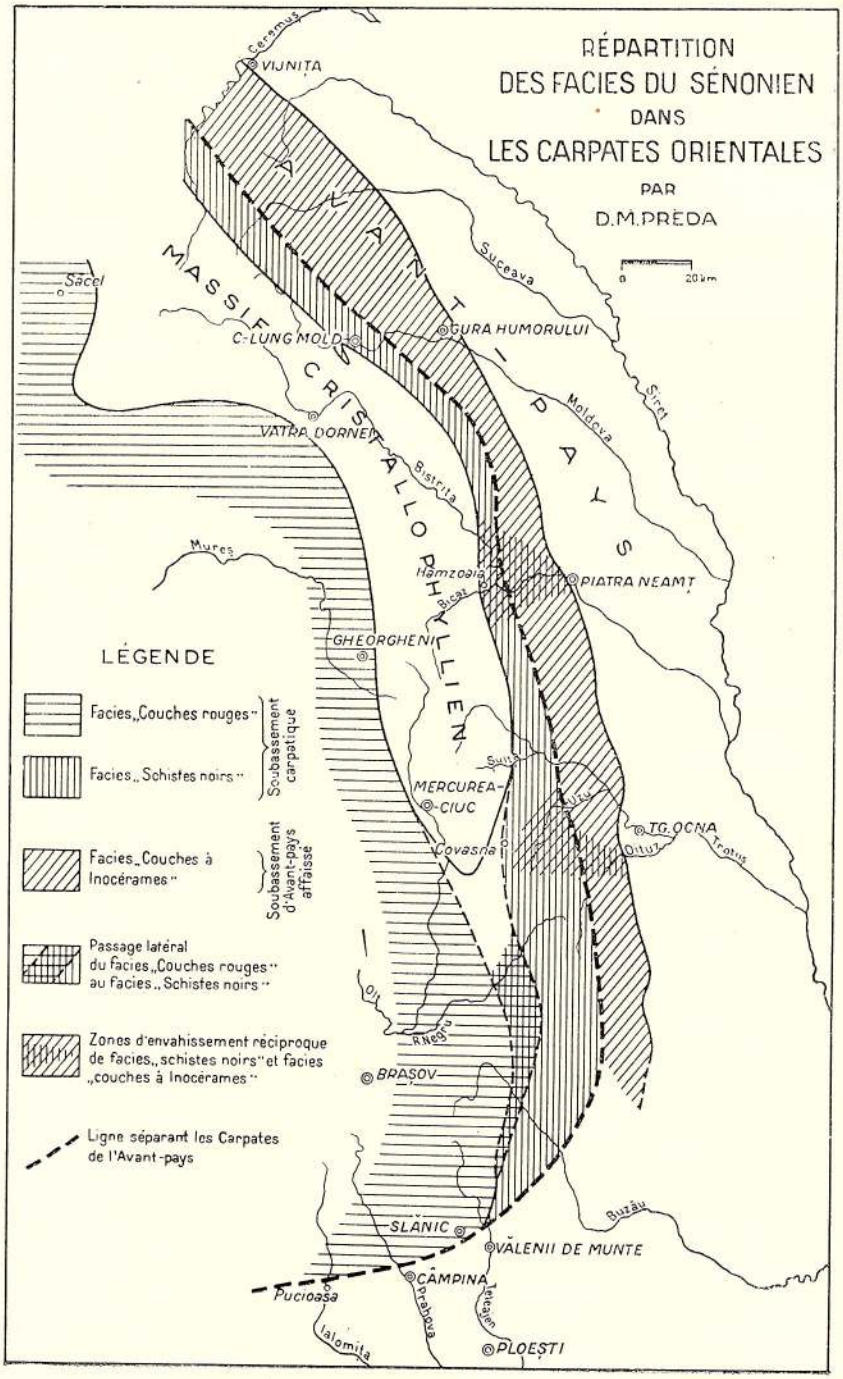


Fig. 6.

Institutul Geologic al României

Plus tard, MM. MURGEANU, FILIPESCU et PROTESCU ont rencontré ces conglomérats à éléments éruptifs rouges dans de nombreuses localités entre Bărbulețu (département de Dâmbovița) et l'E de la vallée du Buzău, c'est-à-dire sur une centaine de kilomètres de longueur (19). L'extrême point à l'E où l'on mentionne encore la présence de ces conglomérats se trouve à Covasna (16). M. MURGEANU estime que les éléments de ces roches dans le Sénonien proviennent d'une cordillère, localisée à l'extérieur de la dépression du Slănic, qu'il dénomme Cordillère coumane (19).

Un fait qui mérite d'être relevé dans le complexe de ce Sénonien occidental, c'est la fréquence du manganèse (20, 19), soit sous forme de concrétions et de croûtes manganifères, soit parfois sous forme de ciment de certains grès. M. MURGEANU insiste beaucoup sur la présence de ce minéral auprès des oxydes de fer et des minerais de cuivre et cherche à en expliquer la provenance. Nous nous bornerons pour le moment à mentionner ce fait, nous proposant d'y revenir plus tard.

Quand on examine la constitution pétrographique et le développement du Sénonien à facies « couches rouges » dans les départements de Prahova et de Buzău, on observe qu'à partir de la vallée du Teleajen, vers l'E, il commence à être envahi par un autre facies, en l'occurence par des Schistes noirs identiques à ceux de la Moldavie. C'est à Suzana, dans la vallée du Teleajen, qu'on remarque les premiers affleurements de ces Schistes noirs (15, 16).

Ayant étudié la constitution et le développement du Sénonien à facies « couches rouges » dans la région E des départements de Prahova et de Buzău, M. FILIPESCU constate que les Schistes noirs, du type de ceux qu'on rencontre dans les Carpates orientales de la Moldavie, se font sentir depuis la vallée du Teleajen, parmi les dépôts sénoniens. Faiblement représentés dans la vallée du Teleajen, à Suzana, les Schistes noirs deviennent plus nombreux dans la vallée du Siriu et finissent par prédominer près du ruisseau Bota Mare, dans la vallée du Buzău, et à Covasna, tandis que le facies « couches rouges » s'y trouve représenté sous forme de faibles intercalations. Dans toutes ces localités, la masse des Schistes noirs et des couches rouges renferme toujours, outre des conglomérats rouges, qu'on peut considérer comme des roches établissant d'une façon certaine l'âge sénonien des couches qui les englobent, aussi des intercalations de grès dans lesquelles M. FILIPESCU mentionne la présence constante des Rosalines (16).

Dans ces conditions, on peut bien admettre que la zone de courbure de l'Arc carpatique présente un passage du Sénonien facies «couches rouges» au Sénonien facies « Schistes noirs », et ce fait, que la présence des conglomérats rouges et des Rosalines dans les Schistes noirs jusqu'à Covasna vient renforcer, ne nous laisse guère d'autre possibilité que de rapporter les Schistes noirs au Sénonien. On peut, d'une façon générale, attribuer tous ces schistes des Carpates orientales au Sénonien, puisqu'ils ont tous le même âge que ceux de Covasna.

Institutul Geologic al României

2. *Le facies « Schistes noirs »*. Dans les Carpates orientales, le Sénonien occupe, sous forme de Schistes noirs, une bande orientée presque N — S et située à l'extérieur de l'île cristalline.

Il est plus malaisé de préciser la limite paléogéographique E des Schistes noirs, parce que la masse des dépôts du grès de Tarcău les recouvre et les masque. Nous la situerons, d'une façon assez approximative, à l'E de la limite des Schistes noirs qui affleurent dans la Valea Pufului, Cheșcheșului, Ciungetului et Negrului, à Poiana Uzului, Poiana Cârnului et ressortent en Bucovine à Prisaca-Câmpulung.

Pour être plus précis, nous dirons que cette ligne s'étend à l'E jusqu'à la zone de Sénonien à roches vertes, c'est-à-dire à éléments d'avant-pays.

Au S, les Schistes noirs passent longitudinalement au facies « couches rouges », alors qu'au N ils passent, par la vallée du Ceremuș, de Bucovine en Galicie, où on les mentionne jusque dans les Carpates du N [1]).

La ligne passant à l'E des Schistes noirs, telle que nous l'avons définie plus haut, correspond en réalité à la ligne entre les Carpates et l'avant-pays. Elle sépare deux provinces paléogéographiques de sédimentation, l'une à W, la province carpatique, l'autre à l'E, la province d'avant-pays. Si nous pouvons maintenir les dénominations de Zone interne et de Zone marginale du Flysch, la limite qui les sépare doit forcément passer par cette ligne.

Les sédiments formés dans la province carpatique, en commençant par le Crétacé inférieur et en finissant par l'Eocène « facies Tarcău », contiennent exclusivement des éléments carpatiques remaniés, tout comme les sédiments déposés dans la province d'avant-pays ne renferment que des éléments provenant de celle-ci.

Le grès de Tarcău constitue la seule exception à cette règle, car bien qu'il se soit formé au détriment des éléments stratigraphiques de la province carpatique, il se trouve aussi dans la zone d'avant-pays. Comme nous ne disposons pas encore d'études suffisantes à ce sujet, nous ne pouvons guère nous prononcer s'il s'agit d'un décollement du grès de Tarcău et de son chevauchement par-dessus la zone d'avant-pays, ou bien si sa sédimentation s'est produite sur les deux soubassements.

---

[1]) Aujourd'hui encore les géologues diffèrent d'avis quant à l'âge des Schistes noirs des Carpates polonaises. Selon les uns, ils appartiendraient à l'Oligocène. NOVAK (22) les attribue à la partie supérieure du Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène inférieur, sauf pour ce qui est des Schistes noirs de Spass, qu'il continue de ranger au Crétacé inférieur, alors que SWIDINSKY (23) les attribue en bloc au Crétacé inférieur. Ainsi qu'il résulte de quelques coupes publiées par des géologues polonais, les Schistes noirs affleurent, dans les Carpates polonaises, exactement comme ils le font dans les Carpates orientales de Roumanie, de sorte qu'en ce qui nous concerne, tout comme NOVAK, nous les attribuons au Sénonien.

Institutul Geologic al României

On peut cependant remarquer qu'à l'époque même du dépôt du Sénonien se sont formées des roches similaires, sinon identiques, qu'on rencontre dans ses deux facies, c'est-à-dire aussi bien dans les Schistes noirs sédimentés dans la province carpatique, que dans le Sénonien à Inocérames déposé dans l'avant-pays. Ce sont les grès à veines de calcite et surtout les marnes blanches et grises à Fucoïdes. Nous avons donc affaire à un passage, du facies Schistes noirs au facies « couches à Inocérames ». Les affleurements de Schistes noirs de Poiana Cârnului, de Hâmzoia, de Fundul Uzului, etc., sont classiques à cet égard.

La teinte noirâtre des Schistes noirs provient en grande partie de la présence des oxydes de manganèse diffusés dans la masse des Schistes noirs. Le fait que ces derniers, de même que les accidents siliceux, abondent aussi bien dans le Sénonien à facies « couches rouges » que dans les Schistes noirs, nous permet de tirer des conclusions relatives aux parentés entre ces deux facies au point de vue des conditions dans lesquelles la sédimentation s'est accomplie.

Selon M. FILIPESCU, le caractère siliceux des Schistes noirs proviendrait en grande partie de la présence de la silice organique. L'abondance des organismes siliceux dans le complexe des Schistes noirs dénote que la mer dans laquelle ils se déposaient offrait de vastes possibilités pour la recherche de la silice colloïdale. Ceci concorde parfaitement avec les phénomènes de décomposition des silicates de manganèse, dont on peut dégager l'oxyde de manganèse qui a imprégné les Schistes noirs et la silice nécessaire à la formation du squelette des organismes siliceux qui ont déterminé la silicification de ce complexe [1]).

Les silicates de manganèse tirent leur origine du Cristallin des Carpates orientales, qui recèle certaines quantités de pareils silicates.

3. *Le facies « couches à Inocérames », à éléments verts d'avant-pays.* Connu en Pologne sous le nom de « couches à Inocérames », ce facies est développé dans la partie extérieure du Flysch carpatique. Ce qui imprime à ce facies son caractère essentiel, c'est qu'il renferme des roches vertes remaniées de l'avant-pays.

Dans certaines régions, ce facies comprend aussi de fréquents accidents siliceux (couches de Tisaru) et dans quelques localités aussi des intercalations de Schistes noirs. Ceux-ci n'affleurent que fortuitement, leur développement étant subordonné au facies typique d'avant-pays. De pareils affleurements existent dans la vallée de la Bistrița, près de Piatra Neamț, dans la Valea Doamnei, Sărata et Cuejdul, mais ils suffisent pour permettre de paralléliser les deux facies.

[1]) Renseignement oral.

Institutul Geologic al României

CONCLUSIONS

1. D'après leur position stratigraphique, les Schistes noirs des Carpates orientales doivent être rapportés au Sénonien, au moins en ce qui concerne leur partie supérieure.

2. Le Sénonien des Carpates orientales se présente sous les trois facies suivants: le facies « couches rouges » à Rosalines, le facies « Schistes noirs » et le facies « couches à Inocérames » et à éléments verts d'avant-pays.

3. Les différences de facies sont déterminées par l'emplacement où la sédimentation s'est accomplie. Dans l'espèce, le facies « couches rouges » et le facies « Schistes noirs » se sont déposés sur la province carpatique, tandis que le facies à éléments verts s'est déposé sur l'avant-pays.

4. La région de courbure des Carpates présente un passage entre le facies « couches rouges » et le facies « Schistes noirs », du fait de leur interstratification entre la vallée du Teleajen et Covasna. La présence des Rosalines et des conglomérats à éléments éruptifs rouges dans les Schistes noirs de cette zone, ainsi que les accidents siliceux et la présence du manganèse dans les deux facies, démontrent le synchronisme des deux facies et constituent une preuve décisive pour l'attribution au Sénonien des Schistes noirs des Carpates orientales.

On observe également l'existence de pareils passages pétrographiques entre le facies « Schistes noirs » et le facies du Sénonien à éléments verts — « couches à Inocérames ». Des intercalations de Schistes noirs affleurent sporadiquement dans le Sénonien d'avant-pays. Des marnes grises et des marnes blanches à Fucoïdes identiques sont interstratifiées dans les deux facies.

5. La séparation du Flysch des Carpates orientales en deux zones, une zone interne et une zone marginale, telles qu'on les a définies, ne peut plus être maintenue. Mais si l'on voulait quand même conserver ces divisions, il faudrait modifier leur définition dans le sens qu'il s'agit de deux zones de Flysch, à sédiments différents formés dans des provinces paléogéographiques distinctes, à savoir une province carpatique et une province d'avant-pays. Dans ce cas, il faudrait déplacer leur ligne de séparation beaucoup plus à l'E de la limite actuelle et la fixer à la bordure W du Sénonien à éléments verts. En Mounténie, elle se prolongerait à peu près jusqu'au S de l'Epéron de Homorâciu et se confondrait avec la ligne de Breaza, au S de la Cuvette de Slănic [1]).

[1]) MM. MRAZEC et I. P. VOITEȘTI (24) considèrent le Crétacé inférieur de la Zone interne du Flysch comme l'autochtone de la Nappe des conglomérats de Bucegi, dans la composition de laquelle entre aussi le Cristallin de la Leaota. Comme nous l'avons déjà dit, ce Crétacé inférieur de la zone du Flysch s'est déposé sur le Cristallin et son Mésozoïque ancien; ainsi le démontre d'une part la présence du Cristallin de la Leaota sous les Couches de Sinaia, à Bușteni (21), de l'autre le fait que le Crétacé inférieur se trouvant devant le cristallin des Carpates orientales se relie à celui situé en arrière (25, 26).

Institutul Geologic al României

6. Dans la province carpatique, le Crétacé supérieur s'est déposé sur le Crétacé inférieur. Le Crétacé supérieur débute par le Cénomanien ou peut-être par le Vraconnien, comme M. MURGEANU l'admet pour la Mounténie orientale. Les dépôts marneux et gréseux de la Zone interne du Flysch, considérés jusqu'à présent comme aptiens, appartiendraient à un terme plus récent, à savoir au Vraconnien et au Crétacé supérieur, étant couverts par le Sénonien « Schistes noirs » en Moldavie et par le Sénonien « couches rouges », en Mounténie.

Si l'on a observé quelque part, en Moldavie, une transition entre ces dépôts et les Schistes noirs (cette transition doit se faire à la base des Schistes noirs car, à leur partie supérieure, ceux-ci supportent le grès de Tarcău), ce fait ne peut pas militer en faveur de l'attribution des Schistes noirs au Barrémien, mais bien en faveur de l'idée que les schistes considérés comme aptiens sont plus récents.

En continuation stratigraphique, sur cette province se sont déposés le grès de Tarcău, l'Oligocène et le Méditerranéen (Cuvette de Slănic).

7. Les conglomérats de Ceahlău et de Zăganu, à klippes de calcaires jurassiques à leur base, qui affleurent dans cette zone carpatique, doivent être considérés comme les débris d'une ou de plusieurs nappes de charriage, décollées de sur le Cristallin de l'W et poussées sur le Crétacé supérieur de la zone du Flysch.

8. Dans la province d'avant-pays, les dépôts les plus anciens que l'on connaisse dans la zone du Flysch sont les « couches à Inocérames » et à éléments verts. Ne connaissant pas leur base, nous ne pouvons affirmer s'ils comprennent aussi d'autres étages du Crétacé supérieur. L'Eocène, l'Oligocène, l'Aquitanien et le Miocène, qu'on rencontre constamment dans cette province, renferment toujours des éléments verts, remaniés de l'avant-pays.

9. Tout comme les dépôts sénoniens, le Paléogène et le Néogène des deux provinces de sédimentation sont différents, mais présentent des passages de l'un à l'autre.

10. On a observé, dans la zone du Flysch des Carpates orientales, une

Les chevauchements du Cristallin des Carpates orientales par-dessus le Crétacé inférieur et ceux du Crislallin de la Leaota par-dessus le Crétacé inférieur de la vallée de la Prahova doivent être considérés comme une série de digitations de la partie frontale de ce Cristallin. Esquissés dès le Mésocrétacé, dans la couverture du Cristallin, ces chevauchements ont été repris dans le Tertiaire, lorsque le Crétace inférieur des diverses digitations a été pincé dans des synclinaux assez profonds au-dessous des lames de Cristallin. Ce Crétacé inférieur ne peut cependant pas être celui qui constitue l'autochtone général des nappes du Cristallin. S'il existe un pareil autochtone général — Crétacé inférieur — sous le Cristallin de la Leaota et celui des Carpates orientales, et nous devons bien en admettre l'existence, cet autochtone doit s'engager au-dessous, à partir de la limite entre la province carpatique et l'avant-pays, telle que nous l'avons déjà définie, c'est-à-dire sur la ligne passant par Breaza, sud Homorâciu, Poiana Uzului et Prisaca — Câmpulung.

Institutul Geologic al României

série de nappes déversées de l'intérieur à l'extérieur. Il n'y a pas lieu de nous en occuper ici, vu que les levers géologiques de détail n'ont pas encore été complètement effectués. Il ne fait aucun doute que toutes les lignes de séparation de ces unités sont d'âge tertiaire récent, tout comme la ligne de chevauchement de la bordure du Cristallin par-dessus la zone du Flysch. Une seule ligne pourrait appartenir au Mésocrétacé, dans l'espèce, la ligne qui sépare la province carpatique de l'avant-pays et que les dépôts du Flysch masquent aujourd'hui. Si le Cristallin des Carpates orientales et de la Leaota reposent sur un autochtone général formé de Crétacé inférieur, chose fort admissible d'ailleurs, celui-ci n'aurait pu s'engager sous le Cristallin que sur cette ligne.

11. La ligne de dislocation qui sépare les anciennes zones du Flysch — Zone interne et Zone marginale — et le long de laquelle s'échelonne un chapelet de Schistes noirs ne présente, au point de vue tectonique, qu'une importance secondaire. Le long de cette ligne, les pendages des formations géologiques sont hésitants. Ainsi, à Zagon et à Hâmzoaia, le Crétacé supérieur (Aptien des auteurs) plonge vers l'E, étant couvert en série normale par les Schistes noirs et par l'Eocène. Dans d'autres endroits il chevauche plus ou moins profondément les Schistes noirs qui à leur tour, renversent l'Eocène. Ce caractère hésitant des pendages explique fort bien pourquoi les Schistes noirs ne forment pas une bande continue le long de cette ligne mais se manifestent sous forme de chapelets.

12. A partir de la bordure du Cristallin, on rencontre, dans la zone du Flysch, des dépôts de plus en plus récents à mesure qu'on se déplace vers l'extérieur, c'est-à-dire vers l'E. Si l'on tient compte aussi de ces considérations d'ordre géométrique, les Schistes noirs ne peuvent être rangés au Barrémien, puisqu'ils ont une position stratigraphique normale sous le grès de Tarcău et surmontent des dépôts marno-gréseux considérés comme aptiens, mais qu'il sied d'attribuer au Crétacé moyen et supérieur.

Reçu: avril 1936

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. D. M. PREDA şi I. BĂNCILĂ. Vârsta şisturilor negre din basinul Trotuşului. Comunicare făcută la a V-a Reuniune a Soc. Rom. de Geol. la Tg.-Ocna. Oct. 1934.
2. G. MACOVEI et I. ATANASIU. L'évolution géologique de la Roumanie. Cretacé. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, 1934.
3. SAVA ATHANASIU. Raport anual pe 1906. *An. Inst. Geol. Rom.* 1908.
4. K. PAUL. Geologie der Bukowina. *Jahrb. der k. k. Geol. R.-A.*, 1876.
5. G. MACOVEI şi I. ATANASIU. Structura geologică a Văii Bistriţei. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* VIII, 1920.
6. G. MACOVEI. Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *Guide des excursions. Ass. pour l'avanc. de la géol. des Carpates.* II-ème Réunion, Bucarest, 1927.
7. I. ATANASIU. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului (jud. Neamţ). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII, 1929.
8. E. VADÁSZ. Petrefacten der Barrême Stufe aus Erdély. *Central bl. f. Mineralog. Geol. u. Paleont.* 1911.
9. O. PROTESCU. Recherches géologiques et paléontologiques dans la bordure orientale des Monts Bucegi. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII, 1936.
10. D. M. PREDA şi I. ATANASIU. Structura geologică a părţii superioare a Văii Trotuşului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, 1925.
11. G. MURGEANU. La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et Teşila Prahova). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, 1934.
12. M. FILIPESCU. Cercetări geologice între Valea Teleajenului şi Valea Doftanei (jud. Prahova). Teză. Buc., 1934.
13. V. POPOVICI-HATZEG. Etude géologique des environs de Câmpulung et de Sinaia. Paris 1898.
14. D. ANDRUSSOW et J. KOUTEK. Le Crétacé supérieur à facies « couches rouges » dans la zone des klippes des Karpathes occidentales. *Vestnik.* III.
15. M. FILIPESCU. Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et de Slănic-Bâsca Mare (Buzău). *C. R. des séances Inst. Geol. Rom.* t. XXIII. Séance du 12 avril, 1934.
16. — Contributions à l'étude du Flysch entre la Valea Teleajenului et Valea Bâsca-Mare-Covasna. *C. R. des séances Inst. Geol. Rom.* t. XXIV. Séance du 13 décembre 1935.
17. TH. KRAÜTNER. Gisements de pétrole de la Valea Izei (Maramureş), *C. R. des séances Inst. Géol. Roum.* Séance du 19 Mai 1933.
18. G. MURGEANU. Răspândirea faciesului cu Rosaline în Carpaţii orientali şi Balcani.
19. — Sur une cordillère antésénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpatique. *C. R. des séances Inst. Géol. Roum.* t. XXI.
20. D. M. PREDA. Geologia şi Tectonica părţii de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, 1925.

Institutul Geologic al României

21. G. MURGEANU et N. GHERASI. Sur la présence des schistes cristallins dans Valea Zamurei (Buşteni-Poiana-Ţapului). *Bul. Soc. Rom. de Geol.* Vol. I. Bucureşti, 1933.
22. I. NOVAK. Die Geologie der polnischen Ölfelder. 1929.
23. H. SWIDZINSKI. Remarques sur la structure des Carpates flyscheuses. *Bull. du Serv. Géol. de Pologne.* Vol. XIII, livre 1, 1934.
24. L. MRAZEC et I. P. VOITEŞTI. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpatique en Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, 1912.
25. I. BĂNCILĂ. Recherches géologiques dans les Monts du Ciuc. *C. R. des séances Inst. Géol. Roum.* t. XX, 1935.
27. TH. KRÄUTNER. Cercetări geologice în cuveta marginală mesozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. (Mit. deutscher Zusammenfassung). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV (1929). Bucureşti 1930.

Institutul Geologic al României

QUELQUES PROPRIÉTÉS PHYSICO-MÉCANIQUES DU SEL GEMME DE SLĂNIC

PAR

M. STAMATIU

INGÉNIEUR DES MINES

INTRODUCTION

Pour établir les dimensions et le profil optimum des chambres d'exploitation dans les mines de sel exploitées par la Caisse Autonome des Monopoles, il était nécessaire de connaître, au préalable, les caractéristiques physico-mécaniques des gisements de sel exploités.

Pour l'instant, nous avons déterminé les caractéristiques du gisement de Slănic (Prahova), car nous avons l'intention d'y exécuter prochainement, d'importants travaux miniers, parmi lesquels, en premier lieu, l'ouverture d'un horizon nouveau d'exploitation.

Les expériences ont été faites dans les laboratoires de l'École Polytechnique de Bucarest et Timişoara, de l'Académie des Mines de Freiberg et celui de la Société des Tramways de Timişoara.

* * *

Une étude sur les caractéristiques physico-mécaniques du sel gemme roumaine, n'a pas encore été entreprise jusqu'à ce jour. De même dans d'autres pays, les expériences exécutées et les publications parues, se rapportent à des cas particuliers, notamment à la détermination de la résistance à la compression du sel gemme et des sels de potassium. La plupart des expérimentateurs se sont occupés d'ailleurs, seulement avec l'étude des cristaux, qui ont tout-à-fait d'autres propriétés—surtout mécaniques—que les agrégats de cristaux. Or, au point de vue technique, ce qui nous intéresse, ce sont surtout les propriétés du sel gemme, considéré comme un agrégat de cristaux.

Parmi les recherches sur la résistance du sel gemme, connues par nous, jusqu'à ce jour, nous rappelons celles de VOIGT (1), MILCHS (2), RINNE (3), GELLER (4), RODATZ (5) et WÖHLBIER (6).

En ce qui concerne le mode d'exécution des expériences, nous nous sommes conduits d'après les normes allemandes actuellement en vigueur pour les essais du béton, et aussi d'après les indications trouvées dans les ouvrages de RINNE (7), KICK (8) et PŘĚCLIK (9).

Institutul Geologic al României

Comme les propriétés physiques et mécaniques du sel gemme sont très variables, non seulement d'un gisement à l'autre, mais aussi dans le même gisement d'une couche à l'autre, et en fonction de différents facteurs, que nous examinerons dans ce qui suit, nous avons porté beaucoup d'attention à la prise d'échantillons dans la mine et à la confection des éprouvettes respectives.

Les blocs de sel (environ 1 m^3), ont été détachés du gisement, à l'aide du marteau et des coins en fer, dans des différentes parties de l'exploitation. Nous avons évité d'utiliser des explosifs, afin que les échantillons ne subissent pas des modifications éventuelles dans leur structure, à cause des explosifs, modifications qui auraient pu influencer les résultats des expériences. Dans ces blocs ont été ensuite taillées à la scie, les éprouvettes pour les essais, dans les dimensions nécessaires.

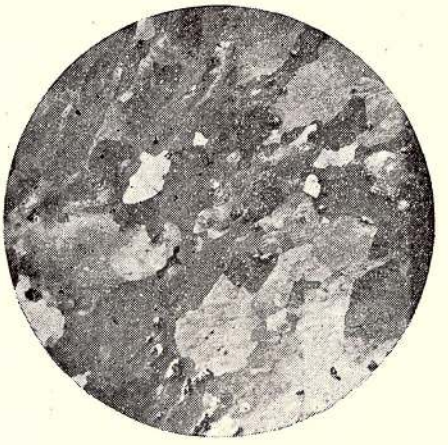


Fig. 1 *a*. — Sel blanc.

Pour établir l'influence de la qualité du sel sur sa résistance, nous avons choisi les blocs de manière à obtenir des échantillons de trois sortes de sel : blanc, bariolé et gris.

Nous nous sommes fixés seulement sur ces trois catégories de sel, parce qu'elles sont caractéristiques pour le gisement de Slănic. Elles diffèrent non seulement par la couleur, mais aussi par a composition chimique et la structure pétrographique. Sur ces deux facteurs nous reviendrons par la suite.

La composition chimique moyenne du sel gemme de Slănic d'après une analyse récente du laboratoire de chimie C.A.M., est donnée dans le tableau I.

TABLEAU I

Composition chimique moyenne du sel gemme de Slănic

Composants chimiques	Sel blanc	Sel bariolé	Sel gris
$NaCl$	99,6612	99,0036	98,5498
Na_2SO_4	—	—	0,5658
$MgCl_2$	0,0966	0,0800	—
$MgSO_4$	—	—	0,1031
$CaCl_2$	0,0114	0,0978	—
$CaSO_4$	0,0177	0,6327	0,7212
H_2O	0,2924	0,1768	0,0835
Substances insolubles .	0,0080	0,0460	0,0520
Total . . .	100,0873	100,0369	100,0754

Institutul Geologic al României

Il résulte de ce tableau que le pourcentage de chlorure de sodium varie très peu d'une sorte de sel à l'autre, que le sel blanc est dépourvu de sulfate de sodium et sulfate de magnesium, que le sel bariolé ne contient non plus ces composés et que le sel gris possède un pourcentage important de sulfate de sodium et sulfate de calcium, il lui manque en échange le chlorure de magnésium et le chlorure de calcium, tandis que le pourcentage des substances insolubles est plus élevé.

Dans tous les éssais exécutés, nous n'avons pas pu constater une influence quelconque des composants chimiques sur la résistance du sel.

La structure pétrographique est un facteur, dont dépend, en grande mesure, la résistance du sel. Examiné à l'œil nu ou à la loupe, le



Fig. 1 *b*. — Sel gris.



Fig. 1 *c*. — Sel bariolé.

sel gemme de Slănic se présente comme un agrégat de cristaux, plus grands ou plus petits, soudés ou réunis par une masse de cristaux très fins.

Dans le sel blanc, prédominent les cristaux grands et transparents, de dimensions qui atteignent 10—20 mm, facile à identifier dans une section polie ou sur la surface de rupture des échantillons. Dans la figure 1 (*a*, *b* et *c*) nous donnons la photographie de trois échantillons polis de sel : blanc (1 *a*), gris (1 *b*) et bariolé (1 *c*) dans lesquels on distingue clairement la structure pétrographique.

Le sel gris est formé d'un agrégat de cristaux, en général plus petits que ceux du sel blanc, et séparés souvent par des intercalations de poussière argileuse très fine ou de l'anhydrite. La couleur gris-terreuse est due à ces intercalations, ou à une intercalation d'argile fine impregnée de bitume.

La différence entre la résistance du sel blanc et celle du sel gris s'explique précisément par cette différence de structure pétrographique. Ainsi

Institutul Geologic al României

le sel gris étant composé par de petits cristaux et étant aussi plus homogène, a une résistance plus grande.

Le sel bariolé constitue une transition entre les deux premières éspèces de sel, étant formé d'une succession de bandes de sel blanc, à grands cristaux transparents, et de bandes de sel gris, à petits cristaux de couleur foncée.

Soumis à des efforts de compression, le sel blanc transparent, acquiert — même à des efforts de 10—15 kg/cm^2— un aspect saccharoïde.

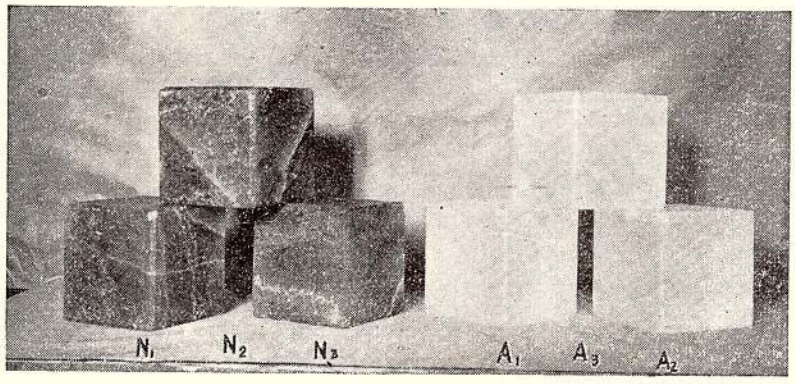


Fig. 2 *a*. — Cubes de sel gemme de Slănic, avant la rupture.

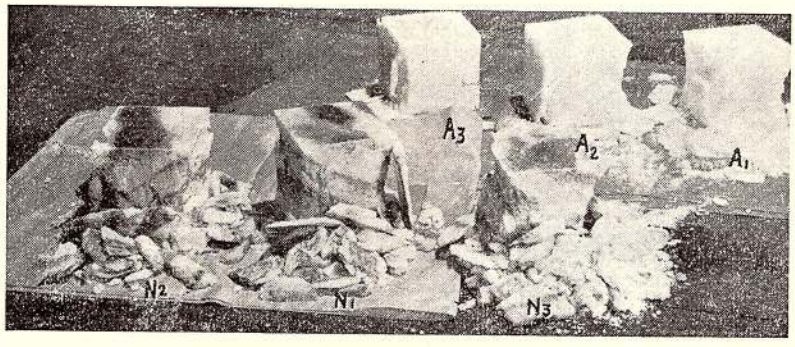


Fig. 2 *b*. — Cubes de sel gemme de Slănic après la rupture. A_1, A_2, A_3=cubes de sel blanc; N_1, N_2, N_3=cubes de sel gris.

Cet instant correspond au commencement de la désagrégation des cristaux, qui se continue jusqu'à la rupture complète des éprouvettes.

Le sel gris subit le même processus de désagrégation, avec la seule différence que la couleur blanche saccharoïde est moins pronnoncée, et les bandes de sel gris, gardent une couleur plus foncée.

Dans la cassure, le sel de Slănic présente un aspect irrégulier, les cristaux apparaissant avec des arrêtes et aigues des orientations différentes.

Institutul Geologic al României

Le mode de rupture des cubes de sel aux éssais de compréssion, ressemble beaucoup à celui du béton; les parties latérales tombent, et du cube il reste deux pyramides opposées par le sommet, avec les faces inclinées d'environ 45° (fig. 2 *b*).

Dans la figure 2 *a*, on voit quelques cubes de sel blanc et de sel gris de Slănic avant leurs éssais à la compression jusqu'à la rupture. On observe bien dans le sel gris les bandes de sel de couleur foncée, de même que leur mode de rupture.

La dureté moyenne du sel de Slănic est de 2,5 dans l'échelle de MOHS, et la densité d'environ 2,2 t/m^3.

Une autre caractéristique du gisement de Slănic, qui influence la résistance du sel, est le clivage. Ce phénomene dû aux grandes pressions supportées par la masse de sel dans sa marche ascendente, consiste dans la formation à l'intérieur du massif d'une série de surfaces de résistance minima, tout-à-fait indépendantes de la forme, et de la direction du plissement, connues aussi sous le nom de fausses surfaces de stratification. Dans le cas du gisement de Slănic, les plissements sont presque orthogonaux, de direction N—S et E—W, avec l'inclinaison des couches de sel jusqu'à 90°, tandis que le clivage est presque horizontal.

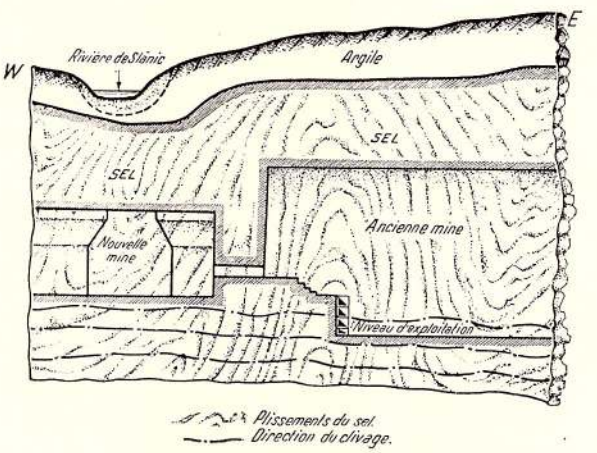


Fig. 3. — Section longitudinale par la chambre principale d'exploitation de l'ancienne mine de Slănic.

Dans la fig. 3, nous indiquons schématiquement une section à travers la chambre principale de l'ancienne mine de Slănic, dans laquelle on voit l'allure et la direction des plissements, aussi bien que la direction des surfaces de clivage.

Le clivage a une très grande importance au point de vue pratique, parce qu'il facilite l'abatage du sel. Autrefois, lorsqu'on travaillait à Slănic avec le coin et le marteau, on pouvait observer assez bien les surfaces horizontales avec des légères ondulations, produites par le phénomène du clivage. Mais, au point de vue de la sûreté dans la mine, les surfaces de clivage constituent un grand danger pour les parements des chambres d'exploitation et pour les piliers de sécurité.

Comme les surfaces de clivage ne sont pas visibles — telle par exemple

Institutul Geologic al României

la stratification — nous n'avons pas pu établir avec précision quelle est l'influence de ce phénomène sur la résistance du sel.

Dans les expériences faites avec des éprouvettes taillées dans les blocs de sel, dont la direction probable du clivage était marquée à l'avance, nous n'avons pas constaté de trop grandes différences de résistance. Néanmoins cette différence existe, étant mise en évidence par la facilité avec laquelle se séparent dans le gisement, les blocs de sel, dans la direction horizontale.

Pour réduire au minimum l'influence du clivage sur la résistance du sel et pour obtenir des résultats comparables, dans les essais suivants, nous avons eu soin de noter sur chaque bloc de sel, la direction de la surface probable du clivage, de sorte que, en tant que possible, la force de la machine à essayer actionne perpendiculairement sur cette surface.

Enfin, un autre facteur qui caractérise le sel gemme de Slănic, sont les gaz inclus entre les cristaux.

Sur la nature et la dispersion des gaz dans le massif de Slănic, C. I. Istrati (10) et M. N. Costăchescu (11), ont fait d'importantes recherches. Le dernier est arrivé à la conclusion qu'on ne peut donner aucune règle précise sur la dispersion des gaz dans la masse du gisement, parce que la quantité de gaz contenue dans le sel, diffère non seulement d'une variété à l'autre, mais aussi pour la même variété, d'un endroit à l'autre.

Dans nos expériences, nous n'avons pas pu constater l'influence des gaz sur la résistance du sel. Néanmoins nous pouvons affirmer, basés sur les observations pratiques, que le sel qui contient une trop forte quantité de gaz est moins résistant, devient friable et les cristaux se désagrègent souvent par la seule force d'expansion des gaz, constatation faite depuis longtemps, pour le sel « claquant » rencontré spécialement dans l'ancienne mine de Slănic.

LES RÉSULTATS DES ESSAIS

1. LA DÉTERMINATION DE LA COURBE CARACTÉRISTIQUE DES DÉFORMATIONS

Cette détermination a été faite par deux procédés : *a)* le procédé graphique par enregistrement automatique ; *b)* le procédé du relèvement par points.

a) *Procédé graphique par enregistrement automatique*. Pour le relèvement de la courbe des déformations du sel gemme de Slănic, nous avons utilisé le dispositif d'enregistrement automatique de la machine à essayer « Mohr, u. Federhaff » de 50 t. de l'École Polytéchnique de Timișoara.

Nous avons soumis à la compression jusqu'à la rupture, 2 cubes de sel blanc, 1 cube de sel bariolé et 1 cube de sel gris, avec les arêtes de 10 cm.

Institutul Geologic al României

Les courbes caractéristiques relevées par enregistrement automatique, sont montrées dans la fig. 4.

La résistance et la compression spécifique à la rupture, déduites de ces diagrammes, sont les suivantes :

Cube 1 (sel blanc)

Résistance à la rupture . . . . . $\sigma r = \frac{Pr}{\Omega} = 340{,}4$ kg/cm²

Compréssion spécifique à la rupture . $\varepsilon r = \frac{3{,}55}{100{,}6} \times 100 = 3{,}53\%$

Cube 2 (sel blanc)

Résistance à la rupture . . . . . $\sigma r = \frac{Pr}{\Omega} = 383$ kg/cm²

Compréssion spécifique à la rupture . $\varepsilon r = \frac{5{,}8}{87{,}9} \times 100 = 6{,}6\%$

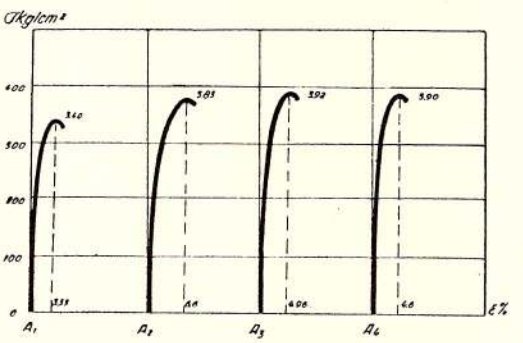


Fig. 4. — Courbes caractéristiques du sel gemme de Slănic, relevées par enregistrement automatique.

Cube 3 (sel bariolé)

Résistance à la rupture . . . . . $\sigma r = \frac{Pr}{\Omega} = 392$ kg/cm²

Compréssion spécifique à la rupture . $\varepsilon r = \frac{4{,}6}{92{,}7} \times 100 = 4{,}96\%$

Cube 4 (sel gris)

Résistance à la rupture . . . . . $\sigma r = \frac{Pr}{\Omega} = 390$ kg/cm²

Compréssion spécifique à la rupture $\varepsilon r = \frac{4{,}10}{89{,}2} \times 100 = 4{,}6\%$

b) *Procédé du relèvement par points.* Le relèvement de la courbe caractéristique des déformations a été fait seulement pour le sel blanc et le

Institutul Geologic al României

sel gris. Dans ce but on a soumis à l'essai pour chaque sorte de sel un cube de 20 cm d'arête. Les essais ont été faits à l'aide de la machine de la Société des Tramways de Timișoara.

Les résultats obtenus sont indiqués dans les tableaux II et III, et graphiquement dans la fig. 5.

Cube 1 (sel blanc)

Surfaces des bases : . . . . . $\Omega 1 = 402$ cm²
$\Omega 2 = 402$ cm²

Surface minima : . . . . . $\Omega = 402$ cm²

Hauteur : . . . . . $l = 20{,}1$ cm.

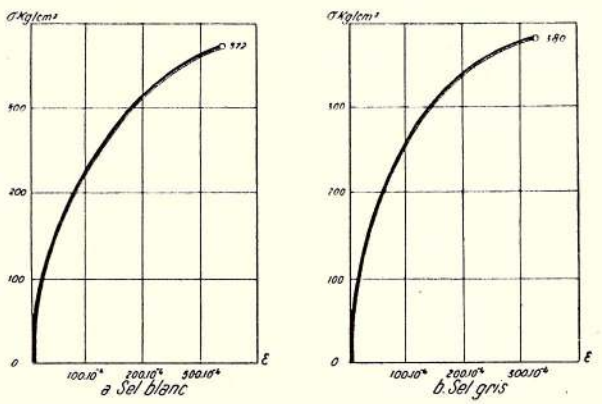


Fig. 5. — Courbes caractéristiques du sel gemme de Slănic, relevées par points.

TABLEAU II

Charge	Résistance	Déformations longitudinales	
P kg	σ kg/cm²	Δl 10^{-3} cm	$\varepsilon = \frac{\Delta l}{l}$ 10^{-4}
0	0	0	0 (17)
13.500	37.20	45,1	22,4
19.800	54.56	52,3	26,1
30.000	82.70	76,0	37,8
40.000	110,25	101,8	50,6
50.000	137.80	127,4	63,4
60.000	165.35	154,0	76,6
70.000	192,90	184,0	91,5
80.000	220,45	220,0	109,4
90.000	248,00	249,0	124,0
100.000	275,55	298,0	148,2
110.000	303,10	347,0	172,8
120.000	330,65	420,0	209,0
125.000	344,43	470,0	234,0
130.000	358,21	540,0	269,0
135.000	372,00	630,0	314,0

Institutul Geologic al României

Cube 2 (sel gris)

Surfaces des bases : . . . . . $\Omega_1 = 402$ cm^2, $\Omega_2 = 400$ cm^2

Surface minima : . . . . . $\Omega = 400$ cm^2

Hauteur du cube : . . . . . $l = 20{,}2$ cm

TABLEAU III

Charge	Résistance	Déformations longitudinales	
P kg.	σ kg/cm^2	Δl 10^{-3} cm	$\varepsilon = \frac{\Delta l}{l}$ 10^{-4}
0	0	0	0
10.000	28,6	27,2	13,5
20.000	57,2	52,5	26,0
30.000	85,8	76,0	37,6
40.000	114.4	94,0	46,5
50.000	143,0	116,0	57,4
60.000	171,6	143,0	70,8
70.000	200,2	168,0	83,1
80.000	228,8	203,0	100,4
90.000	257,4	231,0	114,3
100.000	286,0	280,0	138,5
100.000	314,6	330,0	164,8
120.000	343,2	400,0	197,9
130.000	371,8	510,0	252,3
133.000	380,4	650,0	321,6

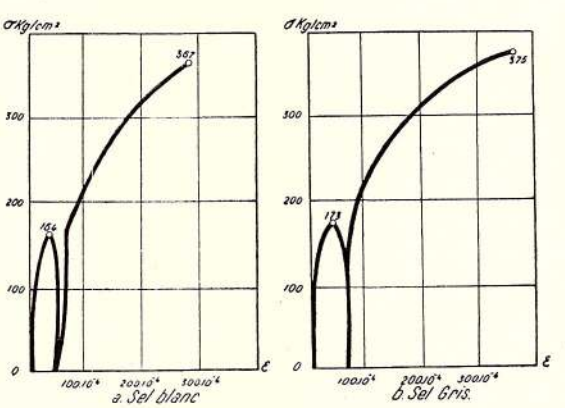


Fig. 6. — Courbes caractéristiques du sel gemme de Slănic, soumis à des efforts successifs.

En dehors des essais spécifiés au point *b*, nous avons aussi relevé les courbes caractéristiques du sel gemme de Slănic d'une autre façon, à savoir par essais succesifs, le premier allant jusqu'à la moitié de la charge totale de rupture et en revenant après à l'effort nul, et le deuxième allant jusqu'à la rupture complète de l'éprouvette. Ces relèvements ont été faits avec deux cubes d'arêtes égales à 20 cm, un de sel blanc et l'autre de sel gris. Nous indiquons graphiquement les résultats dans la fig. 6.

Examinant l'allure de la courbe de déformation du sel, on voit que ce matériel n'obéit pas à la loi de HOOKE ($\varepsilon = \alpha \cdot \sigma$) et ni à la loi

Institutul Geologic al României

exponentielle de BACH-SCHÜLE ($\varepsilon = \alpha \cdot \sigma^n$). Pour les applications pratiques les écarts sont de faible importance, de sorte qu'on peut utiliser la loi de HOOKE, sans grande erreur. La courbe caractéristique du sel présente sa concavité vers l'axe des ε-positifs, sans indiquer une limite d'écoulement visible, comme pour les métaux.

Quelques petits écarts dans la continuité de la courbe s'observe :

α) A son commencement, où les lectures donnent des valeurs trop grandes pour ε en comparaison avec σ, probablement à cause des imperfections dans l'exécution des cubes. L'écart a été corrigé en prenant un allongement spécifique initial probable, de manière à ce que le module d'élasticité E décroisse continuellement, à partir de la valeur maxima ;

β) Dans la partie de la courbe comprise entre $\sigma = 100$ kg/cm² et $\sigma = 200$ kg/cm², où l'on observe quelques oscillations dans les valeurs de E, écarts provoqués dans une certaine mesure, par la différence de structure pétrographique du sel utilisé.

2. RÉSISTANCE DE RUPTURE À LA COMPRESSION

a) *Influence de la qualité du sel.* Cette influence a été déterminée par l'éssai de 18 cubes de sel blanc et gris, dont les dimensions étaient de 10 et 20 cm.

La résistance à la compréssion a été calculée à l'aide de la formule bien connue :

$$\sigma_c = \frac{P}{\Omega} = R_c$$

dans laquelle :

P = charge de rupture, en kgs.

Ω = surface minima sur laquelle actionnait la force de la machine à essayer, en cm².

Les résultats obtenus sont donnés dans le tableau IV.

La résistance moyenne à la compression, résultant de ces essais, est de 367 kg/cm² pour le sel blanc, 370 kg/cm² pour le sel bariolé et 378 kg/cm² pour le sel gris. Dans les calculs on peut prendre pour la résistance à la compression du sel de Slănic, la valeur moyenne de 370 kg/cm².

De ces valeurs, spécifiées plus haut, on voit que le sel gris possède la plus grande résistance à la compression tandis que le sel blanc, la plus petite.

En ce qui concerne la différence de résistance entre ces trois catégories de sel, elle est due — comme nous l'avons montré précédemment — à la différence de structure pétrographique. Cette observation est confirmée d'ailleurs aussi par les résultats des essais qui suivent.

Pour les applications pratiques, la différence de résistance entre le sel blanc, bariolé ou gris est trop petite pour être prise en considération.

Institutul Geologic al României

TABLEAU IV

Résistance de rupture à la compression du sel gemme de Slănic, en fonction de sa qualité

Résistance de rupture	Sel blanc					
	Cubes de 20 cm			Cubes de 10 cm		
	1	2	3	4	5	6
kg/cm²	372	351	367	340	383	392
Moyenne	363 kg/cm²			372 kg/cm²		

Résistance de rupture	Sel bariolé					
	Cubes de 20 cm			Cubes de 10 cm		
	7	8	9	10	11	12
kg/cm²	370	350	390	348	378	387
Moyenne	370 kg/cm²			370 kg/cm²		

Résistance de rupture	Sel gris					
	Cubes de 20 cm			Cubes de 10 cm		
	13	14	15	16	17	18
kg/cm²	380	375	373	361	391	390
Moyenne	376 kg/cm²			381 kg/cm²		

b) *Influence de la stratification.* Nous avons exécuté une série d'essais sur 9 cubes de sel blanc, bariolé et gris, avec les arêtes de 95 mm.

La stratification des cubes était parallèle, perpendiculaire ou oblique sur le plan horizontal. La force de la machine actionnait perpendiculairement, parallèlement et obliquement, sur la stratification du sel.

Les essais ont été exécutés avec la machine « Martens » de 200 t., de l'École Polytechnique de Bucarest. Le calcul de la résistance à la compression a été fait à l'aide de la formule :

$$R_c = \sigma_c = \frac{P}{\Omega} \text{ kg/cm}^2$$

Les résultats obtenus sont donnés dans le tableau V.

Institutul Geologic al României

TABLEAU V

Résistance de rupture à la compression du sel gemme de Slănic en fonction de sa stratification

Le sens dans lequel actionnait la force de la machine à essayer	Sel blanc			Sel bariolé			Sel gris		
	P kg	Ω cm²	σ_c kg/cm²	P kg	Ω cm²	σ_c kg/cm²	P kg	Ω cm²	σ_c kg/cm²
Parallèlement à la stratification . . .	29.867	90,25	331	34.075	90,25	378	31.400	90,25	348
Obliquement à la stratification . . .	31.080	90,25	344	34.898	90,25	387	42.512	90,25	471
Perpendiculairement à la stratification . .	29.233	90,25	324	31.468	90,25	348	27.600	90,25	306
Résistance moyenne .	333 kg/cm²			371 kg/cm²			375 kg/cm²		

Nous constatons, à l'aide du tableau ci-dessus, que l'influence de la stratification sur la résistance du sel est de faible importance.

Ainsi, pour le sel blanc, la différence entre la plus grande et la plus petite valeur obtenue est de 20 kg/cm² soit environ 6%, pour le sel bariolé 39 kg/cm², soit environ 12%, et pour le sel gris, 165 kg/cm², soit environ 55%. Pour le sel gris la différence de résistance est un peu plus grande, probablement à cause de la différence de structure pétrographique des éprouvettes soumises à l'essai.

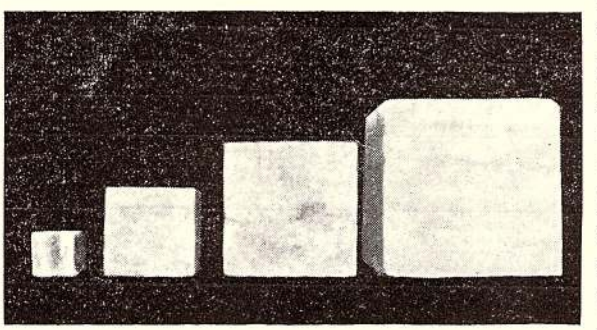


Fig. 7. — Cubes de sel (gris et bariolé) de Slănic.

c) *Influence des dimensions des cubes*. Pour établir l'influence des dimensions des échantillons sur la résistance à la compression, nous avons complété les expériences ci-dessus, par une série d'essais avec des cubes de sel gris et bariolé (fig. 7). Les résultats obtenus sont réunis dans le tableau VI et indiqués graphiquement dans la fig. 8.

Du tableau VI et la fig. 8 il résulte que, dans les essais effectués, la résistance du sel augmentait avec l'accroissement des dimensions du cube, jusqu'à un maximum correspondant à l'arête de 12 cm et décroît ensuite jusqu'à la résistance de 450 kg/cm², correspondant à l'arête de 20 cm.

Institutul Geologic al României

TABLEAU VI

Variation de la résistance de rupture à la compression du sel gemme de Slănic, en fonction des dimensions des cubes

Arête du cube en cm	5	8	10	12	15	20	Moyenne
Résistance à la compression kg/cm²	352	406	425	483	460	450	430

La résistance moyenne de tous ces essais a été de 430 kg/cm².

Cette différence de résistance, en fonction des dimensions des cubes, s'explique en partie par les défauts d'exécution des échantillons (non parallélisme des faces), et aussi par la différence de la structure pétrographique du sel.

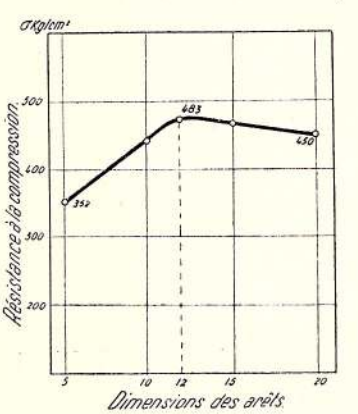


Fig. 8. — Variation de la résistance de rupture à la compression du sel gemme de Slănic, en fonction des dimensions des cubes.

d) *Influence de la hauteur des échantillons.* Pour compléter les expériences précédentes, nous avons fait une série d'essais pour déterminer la résistance à la compression du sel en fonction de la hauteur des échantillons. Dans ce but, nous avons soumis à l'essai des échantillons de sel blanc, bariolé et gris, de forme prismatique, ayant les dimensions à la base de 10 × 10 cm, et les hauteurs de 5, 10, 15, 20 et 30 cm.

Les valeurs de la résistance à la compression ont été calculées pour tous les échantillons, avec la formule $\sigma_c = \frac{P}{\Omega} = R_c$, parce que leur hauteur n'étant pas plus grande de 30 cm, c'est-à-dire trois fois la longueur du côté de la base, nous n'étions pas dans le cas d'un phénomène de flambage. D'ailleurs, pour être placé dans ce cas là, il aurait fallu — en tenant compte de ce que nous trouvons dans HÜTTE [1]), relativement aux pierres prismatiques et aux préscriptions allemandes (1916) pour les barres prismatiques en béton et aussi du fait que la résistance à la compression du sel gemme est très rapprochée de celle de ces matériaux — que la hauteur limite des échantillons — à partir de laquelle on doit appliquer la formule du flambage — doit être au moins égale à $l_o = 15\ b$ (où b est le côté du carré de base), c'est-à-dire au moins 150 cm. Or, dans nos expé-

[1]) Ed. fr. vol. I, page 651.

Institutul Geologic al României

riences nous avons eu $l_o = 30$ cm, donc de beaucoup au-dessous de cette limite.

Les résultats obtenus, sont indiqués dans le tableau VII et graphiquement dans la fig. 9.

TABLEAU VII

Variation de la résistance de rupture à la compression du sel gemme de Slănic, en fonction de la hauteur de l'échantillon

Nature du sel	Hauteur de l'échantillon en cm				
	5	10	15	20	30
Blanc	607 kg/cm²	365 kg/cm²	325 kg/cm²	—	—
Bariolé . . .	640 »	390 »	355 »	—	—
Gris	717 »	425 »	—	395 kg/cm²	370 kg/cm²

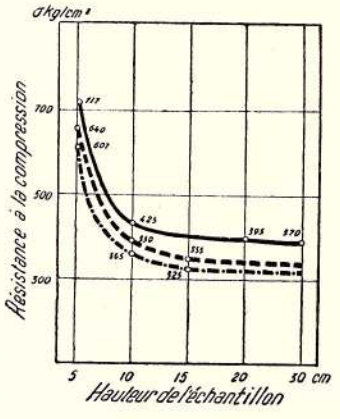


Fig. 9. — Variation de la résistance de rupture à la compression du sel gemme de Slănic, en fonction de la hauteur de l'échantillon.

3. RÉSISTANCE DE RUPTURE À LA TRACTION

Pour déterminer la résistance de rupture à la traction du sel gemme de Slănic, nous avons effectué une série de 54 essais, avec des échantillons de sel blanc, bariolé et gris, en forme de 8. Ces éprouvettes ont été exécutées avec les mêmes dimensions que les éprouvettes de mortier de ciment, imposées par les normes allemandes en vigueur.

Étant donné que les dimensions des éprouvettes sont petites (longueur = 8 cm, largeur = 2,5 cm, épaisseur = 2 cm; la surface sur laquelle actionnait la machine à essayer = 5 cm²), nous avons mis beaucoup d'attention à leur confection. Dans ce but, nous avons taillé dans les blocs de sel, des plaques d'une épaisseur de 2 cm et dans ces plaques ont été taillées ensuite les éprouvettes, avec une petite scie.

Les essais ont été faits dans le laboratoire de l'Académie des mines de Freiberg avec la machine « Frühling-Michäelis ».

Institutul Geologic al României

La résistance de rupture à la traction a été calculée à l'aide de la formule :

$$Rt = \frac{P}{\Omega} \text{ kg/cm}^2$$

Les résultats obtenus sont groupés dans le tableau VIII.

TABLEAU VIII

Résistance de rupture à la traction du sel gemme de Slănic

Sel blanc				Sel bariolé			Sel gris		
Eprouvette No.	Charge de rupture	Surface de traction	Résist. à la traction	Charge de rupture	Surface de traction	Résist. à la traction	Charge de rupture	Surface de traction	Résist. à la traction
1	50,00	4,73	10,5	67,00	6,30	10,6	137,35	4,83	28,4
2	25,00	4,62	5,4	83,00	5,88	14,1	116,50	4,73	24,6
3	44,50	5,04	8,8	92,90	4,83	19,2	143,10	4,62	30,9
4	55,65	4,73	11,7	88,75	4,73	18,6	133,75	4,62	28,9
5	54,40	5,25	10,3	114,25	5,67	20,1	137,60	4,62	29,8
6	55,65	4,83	11,5	57,65	6,30	9,1	118,75	5,25	22,6
7	22,50	4,41	5,1	72,50	4,41	16,4	133,00	4,41	30,2
8	47,50	5,04	9,4	89,00	4,62	19,2	118,75	4,52	26,2
9	23,50	4,62	5,1	93,75	6,51	14,4	132,50	4,52	29,3
10	59,40	5,25	11,3	76,40	4,62	16,5	168,20	4,83	34,8
11	63,75	4,62	13,8	79,00	4,83	16,3	128,25	5,67	22,6
12	55,00	5,25	10,4	78,25	4,83	16,2	89,65	4,83	18,5
13	48,20	5,67	8,5	131,25	5,67	23,1	184,75	4,52	40,8
14	58,50	5,25	11,1	97,75	4,94	19,7	168,65	5,25	32,1
15	25,00	4,94	5,0	74,85	5,67	13,2	130.35	4,41	29,5
16	42,50	4,62	9,2	82,40	4,83	17,0	132,85	4,73	28,1
17	44,00	4,73	9,3	84,40	5,88	14,3	136,70	4,73	28,9
18	65,20	5,88	11,1	89,55	5,46	16,4	130,50	6,30	20,7
Moyenne 9,4				Moyenne 16,2			Moyenne 28,5		

Les éprouvettes de sel blanc No. 2, 7, 9 et 15 ont eu des résistances aussi petites (environ 5 kg/cm²), à cause des défauts d'exécution et de leur structure pétrographique.

Les résultats de ces expériences nous ont montré que dans le cas de la traction aussi, la plus petite résistance est celle du sel blanc, suivi par le sel bariolé et puis par le sel gris.

Dans le tableau IX, nous indiquons les valeurs du rapport de la résistance à la traction et la résistance à la compression des différentes sortes de sel gemme de Slănic.

Institutul Geologic al României

TABLEAU IX

Nature du sel:	Sel blanc	Sel bariolé	Sel gris
Rt/Rc	1:36	1:23	1:13,4

4. RÉSISTANCE DE RUPTURE À LA FLEXION.

La résistance de rupture à la flexion a été déterminée par l'éssai de 6 plaques de sel blanc, bariolé et gris, avec les dimensions suivantes : longueur 30 cm, largeur 20 cm, hauteur 5 cm. Les échantillons ont été placés sur 2 appuis situés à une distance de 20 cm, et soumis à un effort actionnant au milieu de l'ouverture des deux appuis (fig. 10).

Les expériences ont été exécutées dans le laboratoire de l'École Polytechnique de Bucarest, avec la machine spéciale pour la flexion « Amsler Laffon & Sohn », de 2 tonnes.

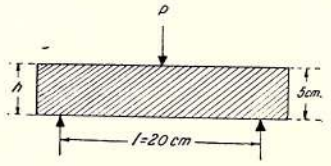


Fig. 10. — Schéma d'un essai de rupture à la flexion.

La résistance à la flexion, a été calculée à l'aide de la formule :

$$Rf = \frac{3}{2} \cdot \frac{P\,l}{b\,h^2} \text{ kg/cm}^2$$

dans laquelle :

P = charge de rupture (force de flexion à la rupture lue sur l'indicateur de la machine à essais), en kgs.
l = distance entre appuis = 20 cm.
b = largeur de la plaque = 20 cm.
h = hauteur de la plaque = 5 cm.

Les résultats obtenus sont indiqués dans le tableau X.

TABLEAU X

Résistance à la rupture par flexion du sel gemme de Slănic

Nature du sel	$Rf = 3/2 \cdot \frac{P.\,l}{b\,h^2}$ kg/cm²
Blanc	29 kg/cm²
Bariolé	26 kg/cm²
Gris	54 kg/cm²

Dans le cas de la flexion, la plus grande résistance est celle du sel gris.

Dans le tableau XI, nous indiquons les valeurs du rapport de la résistance de rupture à la flexion et la résistance de rupture par compression, des différentes catégories de sel gemme de Slănic.

Institutul Geologic al României

TABLEAU XI

Nature du sel	Sel blanc	Sel bariolé	Sel gris
Rf/Rc	1 : 11,5	1 : 14,4	1 : 6,9

5. RÉSISTANCE DE RUPTURE AU CISAILLEMENT

Pour déterminer la résistance de rupture au cisaillement nous avons soumis à l'essai une série de 12 éprouvettes prismatiques à section rectangulaire, confectionnées dans le sel blanc, bariolé et gris.

Les expériences ont été faites dans le laboratoire de l'École Polytechnique de Bucarest, avec le dispositif spécial de la machine « Werder ».

Pour le calcul de la résistance de rupture au cisaillement nous avons appliqué la formule :

$$Rcs = \frac{P}{\Omega} \text{ kg/cm}^2$$

dans laquelle :

P = charge de rupture (force de cisaillement lue au manomètre de la machine à essayer à l'instant de la rupture).

Ω = Section sur laquelle actionnait la force de la machine à essayer, en cm².

Les résultats obtenus par ces expériences sont compris dans le tableau XII :

TABLEAU XII

Nature du sel	Résistance au cisaillement
Blanc	23 kg/cm²
Bariolé	18 kg/cm²
Gris	25 kg/cm²

La plus grande résistance est encore celle du sel gris.

Dans le tableau XIII, nous indiquons les valeurs du rapport de la résistance de rupture au cisaillement et la résistance de rupture par compression, des différentes catégories de sel gemme de Slănic.

TABLEAU XIII

Nature du sel:	Sel blanc	Sel bariolé	Sel gris
Rcs/Rc	1 : 14,4	1 : 21	1 : 15

Institutul Geologic al României

6. RÉSISTANCE AUX CHOCS

En dehors des expériences rappelées plus haut, nous avons effectué quelques essais avec des échantillons de sel, soumis à des efforts de chocs. Le but de ces expériences a été non pas de déterminer les facteurs, qui peuvent influencer sur cette résistance, mais, de voir la façon dont se comporte le sel à ces efforts.

Les essais exécutés nous ont conduit à la constatation très importante que le sel ne résiste guère aux chocs. Au commencement on observe dans la masse des éprouvettes une désagrégation des cristaux, marquée par la couleur saccharoïde acquise, pour qu'à la fin, les éprouvettes se rompent, en des nombreux cristaux. Dans le cas des chocs aussi, le sel blanc a eu une résistance plus petite que celle du sel gris. Ce fait s'explique aisément par la différence de structure pétrographique entre les deux espèces de sel.

L'observation résultée de ces expériences est d'une grande importance pour l'application des explosifs dans les mines de sel, spécialement dans les mines, qui ont des chambres d'exploitation de grandes ouvertures et où l'abus d'explosifs peut donner lieu à des accidents graves dans les parements des chambres ou dans les piliers de sécurité.

7. COMPRESSION SPÉCIFIQUE À LA RUPTURE

Par compression spécifique de rupture on comprend la valeur $\varepsilon r = \frac{\Delta l}{l}$, Δl étant la compression totale de l'éprouvette à l'instant de la rupture, et l étant la hauteur initiale de l'éprouvette.

Nous avons déterminé cette valeur par l'essai de 6 cubes de sel blanc et gris, avec les arêtes de 10 et 20 cm. Les déformations subies par les cubes, ont été lues avec un appareil « Zeiss-Leiner », qui permettait des lectures avec une aprpoximation de 1/100 mm.

Les résultats obtenus sont compris dans le tableau qui suit :

TABLEAU XIV

Compression spécifique à la rupture	Sel blanc			Sel gris		
	Cubes de 10 cm	Cubes de 20 cm	Moyenne	Cubes de 10 cm	Cubes de 20 cm	Moyenne
$\varepsilon r\%$	3,65	4,15	3,90	3,92	4,36	4,14

En utilisant les chiffres compris dans le tableau XIV, on peut tirer les conclusions suivantes :

Institutul Geologic al României

a) Le sel gris, a une compression spécifique de rupture plus grande que celle du sel blanc;

b) Les grands cubes, ont une compression spécifique de rupture plus grande que les petits cubes.

Les différences de compression spécifique entre le sel blanc et le sel gris sont petites, de sorte que pour les applications pratiques elles ne seront pas prises en considération.

8. LE MODULE D'ÉLASTICITÉ

Le module d'élasticité a été établi par l'essai de deux cubes de sel blanc et de sel gris, ayant les arêtes de 20 cm.

Le calcul de la valeur du module a été fait à l'aide de la formule connue : $E = \frac{d\sigma,}{d\varepsilon}$ dans laquelle $d\sigma$ est l'accroissement de la résistance de compression, et $d\varepsilon$ est l'accroissement de la compression spécifique.

Les résultats obtenus par ces expériences sont groupés, en valeurs arrondies, dans le tableau qui suit :

TABLEAU XV

Le module d'élasticité du sel gemme de Slănic, à des efforts variables

Charge de compression	50	100	150	200	250	300	350	Résistance de rupture à la compression
Sel blanc	47.000	22.500	21.000	18.300	16.900	11.200	5.500	372
Sel gris	36.000	32.500	26.000	21.300	16.000	11.000	8.000	380
Moyenne.	41.500	27.500	23.500	19.800	16.450	11.100	6.750	376

Il résulte des chiffres compris dans le tableau XV, que le module d'élasticité du sel est variable avec la pression d'essai des éprouvettes et la qualité du sel, à savoir, qu'il est plus grand pour le sel gris que pour le sel blanc, et pour la même espèce de sel, il décroît avec l'accroissement de la préssion à l'essai.

Dans les calculs pratiques, on peut prendre pour le module d'élasticité du sel blanc de Slănic, la valeur moyenne de 20.000 kg/cm², et pour le sel gris, la valeur moyenne de 21.500 kg/cm².

Institutul Geologic al României

9. LA LIMITE D'ÉLASTICITÉ ET LA LIMITE INFÉRIEURE DES GRANDES DÉFORMATIONS PLASTIQUES

Par la limite d'élasticité on comprend, théoriquement, la charge de compression jusqu'à laquelle la déformation permanente de l'éprouvette est nulle, c'est-à-dire jusqu'à laquelle l'éprouvette se comporte tout-à-fait élastiquement.

Comme, en pratique, il n'existe pas des corps qui satisfassent de façon absolue à cette condition, parmi lesquels figure aussi le sel, nous allons dénommer de façon complètement conventionnelle comme limite d'élasticité, la charge pour laquelle la déformation permanente de l'éprouvette est au plus égale à 0,03% de la hauteur initiale. De même, nous appellerons de façon conventionnelle, limite inférieure des grandes déformations plastiques, l'éffort de compression qui produit une déformation permanente de l'éprouvette au moins égale à 0,3% de l'hauteur initiale.

Pour la détermination de ces limites, nous avons soumis à l'éssai un cube de sel gris, de Slănic, avec l'arête de 9,1 cm, en le soumettant à des efforts croissants et décroissants de compression.

Les résultats obtenus sont indiqués dans le tableau XVI.

En conformité, avec ce que nous avons montré plus haut, la limite d'élasticité du sel gris de Slănic, correspondrait à l'effort de 23 kg/cm² et la limite inférieure des grandes déformations plastiques, à la résistance de 71 kg/cm².

De là, on déduit la conclusion que le sel gemme n'est pas un matériel élastique, même pour des petits efforts de compression.

10. LE COEFFICIENT DE POISSON

Par coefficient de POISSON, on comprend la valeur

$$m = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_q}$$

dans laquelle ε est la compression longitudinale et ε_q la dilatation transversale.

Pour détérminer la valeur de m, nous avons soumis à l'essai un cube blanc, avec les arêtes de 88 mm.

Les résultats obtenus sont groupés dans le tableau XVII.

En examinant les chiffres du tableau XVII, on constate que la valeur du coefficient de POISSON est variable avec l'effort auquel est soumise l'éprouvette, étant comprise entre 2,12 et 4,72.

Dans les applications pratiques on peut prendre pour le coefficient de POISSON, dans le cas du sel gemme de Slănic, la valeur moyenne de $m = 3$.

Institutul Geologic al României

TABLEAU XVI

Limite d'élasticité et limite inférieure des grandes déformations plastiques du sel gris de Slănic

Charge de compression kg	Résistance à la compression kg/cm²	Déformations longitudinales	
		Δl 10^{-3}cm	$\varepsilon = \frac{\Delta l}{l} \times 100$ %
658	8,6	0	—
813	10,6	0,6	0,0022
658	8,6	0,2	—
970	12,7	0,9	0,0022
658	8,6	0,2	—
1.125	14,7	1,7	0,0066
658	8,6	0,6	—
1.282	16,8	2,8	0,0099
658	8,6	0,9	—
1.437	18,8	4,2	0,022
658	8,6	2,0	—
1.593	20,8	6,5	0,026
658	8,6	2,4	—
1.748	22,9	7,9	0,029
658	8,6	2,7	—
1.905	24,9	9,4	0,041
658	8,6	3,8	—
2.217	29,0	13,6	0,055
658	8,6	5,0	—
2.528	33,0	18,0	0,077
658	8,6	7,0	—
2.848	37,2	22,0	0.101
658	8,6	9,2	—
3.167	41,4	26,2	0,114
658	8,6	10,4	—
3.486	45,6	30,5	0,142
658	8,6	12,9	—
3.798	49,7	34,0	0,177
658	8,6	16,0	—
4.421	57,8	42,0	0,217
658	8,6	19,5	—
5.060	66,2	49,5	0,263
658	8,6	23,7	—
5.380	70,4	53,0	0,300
658	8,6	27,0	—
5.697	75,5	55,0	0,327
658	8,6	29,5	—
7.299	95,4	66,0	0,394
658	8,6	35,5	—
8.871	116,0	76,0	0,455
658	8,6	41,0	—
13.514	176,7	115,0	0,815
658	8,6	73,4	—
18.367	240,2	158,0	1,175
658	8,6	105,8	—
23.229	303,8	230,0	1,977
658	8,6	178,0	—
28.193	368,7	330,0	3,100
658	8,6	279,0	—
29.867	399,6	387,0	4,260

Institutul Geologic al României

TABLEAU XVII

Le coefficient de Poisson du sel gemme de Slănic
($l = 87{,}9$ mm; $l' = 88{,}4$ mm)

Charge de compression P kg	Résistance de compression Rc kg/cm²	Déformations longitudinales		Déformations transversales		$m = \frac{\varepsilon}{\varepsilon q}$
		Δl 10^{-3} cm	$\varepsilon = \frac{\Delta l}{l}$	$\Delta l'$ 10^{-3} cm	$\varepsilon q = \frac{\Delta l'}{l'}$	
658	8,5	0	—	—	—	—
6.014	78,0	47,0	53,4	10	11,3	4,72
658	8,5	—	—	—	—	—
6.014	78,0	31,0	35,2	10	11,3	3,12
658	8,5	—	—	—	—	—
6.014	78,0	31,0	35,2	10	11,3	3,12
658	8,5	—	—	—	—	—
6.014	78,0	30,0	34,1	10	11,3	3,02
658	8,5	—	—	—	—	—
6.014	78,0	30,0	34,1	10	11,31	3,02
658	8,5	—	—	—	—	—
6.014	78,0	30,0	34,1	10	11,3	3,02
658	8,5	—	—	—	—	—
11.915	154,0	74,0	84,1	20	22,5	3,74
658	8,5	—	—	—	—	—
11.915	154,0	51,0	58,0	15	16,9	3,43
658	8,5	—	—	—	—	—
11.915	154,0	50,0	56,8	15	16,9	3,36
658	8,5	—	—	—	—	—
18,041	233,5	101,0	114,9	40	44,7	2,57
658	8,5	—	—	—	—	—
18.041	233,5	67,0	76,2	20	22,3	3,42
658	8,5	—	—	—	—	—
18.041	233,5	65,0	73,8	20	22,3	3,31
658	8,5	—	—	—	—	—
24.036	311,0	125,0	142,0	50	55,3	2,57
658	8,5	—	—	—	—	—
24.036	311,0	76,0	86,4	20	22,1	3,91
658	8,5	—	—	—	—	—
24.036	311,0	74,0	84,1	25	27,5	3,06
658	8,5	—	—	—	—	—
25.514	330,0	78,0	88,6	40	43,9	2,02
658	8,5	—	—	—	—	—
27.354	354,0	106,0	120,6	45	49,2	2,45
658	8,5	—	—	—	—	—
29.028	378,0	113,0	128,5	50	54,3	2,36
658	8,5	—	—	—	—	—
29.615	383,0	232,0	264,0	110	124,0	2,12

Institutul Geologic al României

CONCLUSIONS

Les expériences, dont nous indiquons les résultats dans l'étude présente, ont eu pour but de déterminer les caractéristiques physico-mécaniques du sel gemme de Slănic (Prahova), considéré comme un matériel de construction, en vue de l'établissement des dimensions et du profil optimum des chambres d'exploitation dans les mines de sel de Roumanie. Ces expériences nous ont conduit aux conclusions suivantes :

1. Le sel gemme de Slănic est un matériel d'une résistance appréciable très proche de celle d'un bon béton. Nous donnons les valeurs de cette résistance dans le tableau centralisateur (tableau XVIII) :

TABLEAU XVIII

Résistance du sel gemme de Slănic

Nature de la résistance	Sel blanc kg/cm²	Sel bariolé kg/cm²	Sel gris kg/cm²
Compression	333,0	371,0	375,0
Traction	9,3	16,3	28,1
Flexion	28,8	25,7	54,4
Cisaillement	23,1	17,7	25,0

Les valeurs des rapports entre les différentes résistances sont indiquées dans le tableau XIX.

TABLEAU XIX

Nature du sel	Sel blanc	Sel bariolé	Sel gris
Rt/Rc	1 : 36,0	1 : 23,0	1 : 13,4
Rf/Rc	1 : 11,5	1 : 14,4	1 : 6,9
Rcs/Rc	1 : 14,4	1 : 21,0	1 : 15,0
Rt/Rf	1 : 3,1	1 : 1,6	1 : 1,9
Rt/Rcs	1 : 2,5	1 : 1,1	1 : 0,8
Rcs/Rf	1 : 1,2	1 : 1,5	1 : 2,2

En comparaison avec d'autres roches, le rapport de la résistance de rupture à la traction, à la flexion et au cisaillement du sel gemme de Slănic, à la résistance de rupture par compression, est donné dans le tableau XX, qui constitue un complètement du tableau de HIRSCHWALD [1]).

[1]) REDLICH, TERZAGHI, KAMPE, Ingenieurgeologie, 1929.

Institutul Geologic al României

TABLEAU XX

Espèce de la roche	*Rt*: *Rc*	*Rf*: *Rc*	*Rcs*: *Rc*
Granite	1: 35,4	1: 14,4	1: 14,3
Porphyre	1: 30,0	1: 9,5	1: 15,6
Grès	1: 34,3	1: 10,6	1: 12,9
Calcaire	1: 16,9	1: 8,4	1: 12,1
Sel	1: 20,0	1: 10,0	1: 16,4

Nous donnons aussi, dans le tableau XXI, les valeurs de la résistance du sel gemme aux différents efforts en comparaison avec la résistance d'autres roches, en completant ainsi le tableau de KÖGLER [1]).

TABLEAU XXI

Roches naturelles	Poids spécifique t/m^3	Résistance moyenne			Efforts admissibles à la compression kg/cm²
		Rc kg/cm²	*Rt* kg/cm²	*Rf* kg/cm²	
Granite, syénite, porphyre . .	2,2—3,0	1.600	30	140	20—60
Diorites, diabases	2,8—3,0	2.000	50	—	—
Trachyte, andésite	2,2—2,7	700	—	100	—
Basalte	2,7—3,3	2.000	—	200	30—65
Gneiss	2,4—2,9	1.600	—	—	—
Dolomite . . .	2,9	1.300	10—30	60—180	—
Calcaire	1,5—2,7	200—1.500	—	—	20—30
Schiste	2,6—2,8	750	180	350	—
Grès	2,0—2,6	200—1.000	—	—	10—20
Grauwacke . .	2,5—2,8	1.000	—	—	—
Sel	2,0—2,2	333—375	9—28	25—54	20—30

2. Le sel gemme de Slănic est un matériel très peu élastique. Sa limite d'élasticité correspond à l'effort de 23 kg/cm².

3. La courbe des déformations ne correspond pas ni à la loi de HOOKE ($\varepsilon = \alpha \cdot \sigma$), ni à la loi exponentielle de BACH-SCHÜLE ($\varepsilon = \alpha \cdot \sigma^n$).

4. Le module d'élasticité a une valeur moyenne aux environs de 20.000 kg/cm².

5. Le coefficient de POISSON a une valeur moyenne de 3.

Reçu: septembre, 1934.

[1]) KÖGLER, Taschenbuch f. Berg- und Hüttenleute, 1929, S. 701.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. VOIGT, cité par F. KLOCKMANN. Lehrbuch der Mineralogie, 7. Auflage (1922), page 154.
2. L. MILCHS. Plastische Umformung von Steinsalz und Sylvin unter allseitigem Druck. *Neues Jahrbuch für Mineralogie.* Band I, 1904, pag. 118.
3. F. RINNE. Plastische Umformung von Steinsalz und Sylvin unter allseitigem Druck. *Jahrbuch für Mineralogie,* 1904, pag. 114.
4. A. GELLER. Über das Verhalten verschiedener Minerale der Salzlager bei hohen Drucken und wechselnden Temperaturen. *Ztschr. f. Kristallographie,* Bd. 60, Heft 5 et 6.
5. RODATZ. Die Frage des Spülversatzes für Kalibergwerke, Kali 1914, pag. 92.
6. WÖHLBIER. Untersuchungen an Gesteinen der Zechsteinformation zur Klärung von Gebirgsdruckfragen im Mansfelder Kupferschieferbergbau und im Kalibergbau. Thèse, Breslau, 1931.
7. PRANDTL et RINNE. Referat über durchgeführte vergleichende Untersuchungen über die Methoden zur Bestimmung der Druckfestigkeit von Gesteinen. *Neues Jahrbuch für Mineralogie,* 1907, Bd. I, pag. 45.
8. KICK. Die Prinzipien der mechanischen Technologie und die Festigkeitslehre. V. d. I, 1892, pag. 919.
9. K. PŘECLIK. Technische Gesteinsuntersuchung. Ingenieurgeologie. 1929, pag. 128.
10. C. I. ISTRATI. Compoziția chimică și câteva observațiuni speciale relative la sarea gemă din cele patru mine ale României. București, 1899. (La composition chimique et quelques observations spéciales relatives au sel gemme des quatre mines de Roumanie. *Buletinul Societății Politecnice,* 1889, pag. 256 — 305. București, 1889.
11. N. COSTĂCHESCU. Gazurile cuprinse în sarea și vulcanii de glod din România (Teză). (Les gaz contenus dans le sel gemme et dans les volcans de boue de la Roumanie, (Thèse) *Ann. Scient. Univ. Iassy.* I. IV. fasc. 1, pag. 3 — 59. Iași 1906.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PALÉONTOLOGIQUES DANS LA BORDURE ORIENTALE DES MONTS BUCEGI

PAR

O. PROTESCU

Les recherches géologiques entreprises par C. M. PAUL, V. POPOVICI-HATZEG (1), W. TEISSEYRE, L. MRAZEC, I. POPESCU-VOITEȘTI et G. MACOVEI (2) etc. dans la Valea Prahovei et par HAUER, TOULA, HERBICH, JEKELIUS (3) dans les environs de Brașov, dans la zone du massif montagneux de Bucegi, nous montrent qu'au point de vue stratigraphique nous pouvons séparer dans cette région une série de formations distinctes qui diffèrent entre elles tant au point de vue pétrographique que faunique. Chacune de ces formations a sa faune caractéristique.

En 1911, MM. MRAZEC et I. P.-VOITEȘTI (4) mentionnent pour la première fois l'existence, dans les Bucegi, d'une nappe de charriage dénommée « Nappe des conglomérats de Bucegi ». E. JEKELIUS (5) constate un peu plus tard que cette nappe est divisée, dans sa partie frontale vers le NE, en une série d'écailles marginales. Selon M. JEKELIUS, des dépôts cristallins accompagnés de calcaires jurassiques, couches de Sinaia et conglomérats de Bucegi (toute la série mésozoïque de Brașov) apparaissent à Bușteni, dans la Valea Cerbului, flottant comme des écailles au-dessus du Flysch néocomien. Dans la Valea Sgarburei (Sinaia) on observe une structure analogue, dépourvue cependant de dépôts cristallins.

Quelques recherches que j'ai personnellement entreprises en été 1933, dans la région de Sinaia (district de Prahova), sur une portion de terrain comprise entre la Valea Izvorului et la Valea Urlătoarea-Bușteni, me permettent d'établir les faits suivants d'ordre stratigraphique et paléontologique:

1. SCHISTES CRISTALLINS

En suivant le profil géologique de la Valea Sgarburei, on voit apparaître au fond du vallon, non loin de l'endroit où l'on exploite dans cette vallée le calcaire rouge jurassique, — un paragneiss chloritique du type de Leaota. Cette roche nous rappelle l'affleurement cristallin de la Valea Cerbului, signalé

Institutul Geologic al României

par E. JEKELIUS (3) à la base des conglomérats de Bucegi, ainsi que le cristallin de la Valea Zamurei de Bușteni, dans la couverture des couches de Sinaia, mentionné par G. MURGEANU et N. GHERASI (6).

Dans la Valea Sgarburei, le cristallin apparaît trituré et laminé sous les calcaires rouges jurassiques.

2. SÉRIE MÉSOZOÏQUE

Les dépôts mésozoïques apparaissent dans la Valea Prahovei sous deux aspects: un facies alpin calcaire et un facies de Flysch. Les unités stratigraphiques suivantes entrent dans la composition de la série mésozoïque dans cette région:

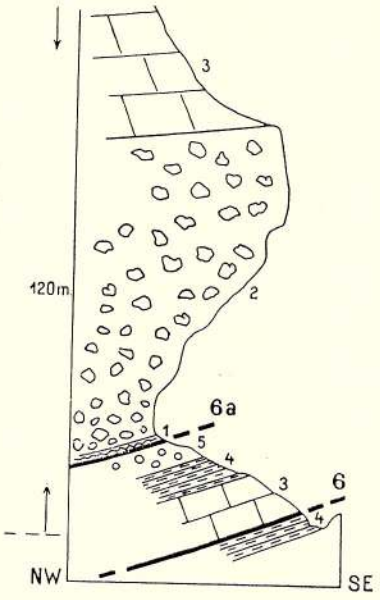


Fig. 1. — Coupe dans la Valea Sgarburei

1, schistes cristallins: 2, calcaires siliceux, rouges, bréchifiés (Callovien + Oxfordien); 3, calcaire blanc-jaunâtre (Tithonique); 4, Infracrétacé (grès micacés et schistes marneux = Barrémien + Aptien); 5, Conglomérats de Bucegi; 6, 6a, lignes de chevauchement de deuxième ordre.

a) *Callovien - Oxfordien.* POPOVICI-HATZEG a été le premier à indiquer dans la Valea Sgarburei l'existence des calcaires rouge foncé, qui ressemblent au point de vue pétrographique aux calcaires de la Valea Lupului (bassin de la Dâmbovicioara), considérés comme base de l'Oxfordien inférieur, à la limite des couches calloviennes terminales à *Cardioceras Lamberti* (7). Selon SIMIONESCU, les calcaires de la Valea Lupului ne représenteraient que le Callovien (8).

Dans la Valea Sgarburei le calcaire rouge est bien développé mais bréchifié (fig. 1). La roche, dure et siliceuse contient des fragments de Bélemnites.

Ce même calcaire apparaît sur une épaisseur de 2 m, dans la Valea Peleșului, au point nommé Cheile Peleșului, en contact anormal avec les dépôts barrémiens. Il est couvert d'un paquet de calcaires compacts à nodules siliceux rouges et gris, qui constituent le passage aux calcaires jaune-blanc du type tithonique. Les calcaires rouges siliceux, ont l'apparence de vraies radiolarites.

Une analyse chimique exécutée par M-me ELISE ZAMFIRESCU donne comme résultat:

Institutul Geologic al României

CO_3Ca	28,2%
$(CO_3)_2CaMg$	1,3
SiO_2	61,9
$Al_2O_3+Fe_2O_3$ et impuretés	8,6
	100,00

La roche contient donc un pourcentage élévé de silice (61,9%) qui provient des petits organismes siliceux (Radiolaires) et du milieu siliceux dans lequel vivaient ces microorganismes (9).

L'étude microscopique nous montre que cette roche est composée d'une masse fondamentale fine, siliceuse, riche en oxydes de fer, renfermant un très grand nombre de squelettes de Radiolaires et des spicules de Spongiaires. Les restes organiques sont parfois épigénisés par la calcite incolore, d'autres fois remplis d'oxydes de fer. La présence du Fe_2O_3 prouve que l'accumulation des Radiolaires s'est produite dans un milieu oxydant.

Les Radiolaires appartiennent à deux groupes: *Spumellaria* et *Nassellaria*.

Groupe Spumellaria:

Cenosphaera cristata RÜST
» *pachyderma* RÜST
» *clathrata* PARONA
Trochosphaera longispina HOJNOS
Dorysphaera major VINASSA
» *simplex* VINASSA
Triactoma aff. *pachyacantha* RÜST
Tripocyclia trigonum RÜST
Triactis sp.
Tripodictya elegantissima VINASSA
Stylodiscus pala VINASSA
Amphibrachium clavatum RÜST
Dictyastrum lombardicum var. *spinosum* n.
Dictyomitra debilis PARONA

Groupe Nassellaria:

Tripodiscus aff. *disseminatus* RÜST
Archicapsa rotundata RÜST
Theocapsa aff. *elongata* PANT.
Theocapsa acuta HOJN.
Lithocampe Haeckelii PANT.
» *cretacea* RÜST.

Comme il résulte de cette énumération, l'ordre *Spumellaria* est représenté par 11 genres à 14 espèces et l'ordre *Nassellaria* par 4 genres à 6 espèces, soit au total 15 genres à 20 espèces. Dans les Bucegi, les dépôts à Ra-

Institutul Geologic al României

diolaires (radiolarites) ont une épaisseur relativement moindre, qui pourrait résulter d'une part de la brièveté du temps de sédimentation, d'autre part de la réduction par laminage des couches. Ce laminage est déterminé par la structure en écailles de la nappe des conglomérats de Bucegi. Le manque absolu d'éléments détritiques et d'éléménts calcaires, aussi bien que le nombre extrêmement élevé des microorganismes siliceux montrent que les dépôts se sont formés loin du bord. Les radiolarites de Bucegi ressemblent à celles de la région de Brașov et des Monts Perșani, citées par E. JEKELIUS entre les couches terminales du Dogger et les couches à *Aspidoceras acanthicum* OPP., toujours en liaison étroite avec ces dernières (10), puis avec celles de la Valea Lupului (bassin de la Dâmbovicioara), décrites par POPOVICI-HATZEG (7) et par SIMIONESCU (8), avec celles de la région Hăghimașul-Mare de Piatra-Tâlharului (Gyilkoskö), découvertes par VADÁSZ (11) en 1915 et considérées comme appartenant au Jurassique (Callovien), ainsi qu'avec les radiolarites de Piatra Comarnicului et de Heghieș, du synclinal mésozoïque externe, qui reposent sur le cristallin des environs de Tulgheș (département de Neamț). Selon I. ATANASIU (12), ces radiolarites sont disposées entre les grès calcaires gris-noir (Bajocien-Bathonien) et les calcaires et marnes à *Aspidoceras acanthicum* (Kimeridgien).

On peut généralement établir certaine analogie entre les radiolarites de la région étudiée et celles des autres pays, par exemple celles décrites par ZB. SUJKOWSKI (13) dans les Carpates polonaises, à Dolhe Podbuzáskie sur Stryj, et qui appartiennent, au point de vue tectonique, aux Skibas de Paraszka et de Skole; celles d'Arva—Waag—Marchtale de la série piéninique (Dogger—Malm) et celles de la zone des klippes externes où ILSE HEITZER (14) cite toute une liste de restes de Radiolaires; celles décrites par R. HOJNOS (15) en Hongrie, à Piszke (Dogger), à Lobatlan (Dogger), à Czernye (Malm); et enfin celles que citent STEINMANN, E. HAUG (16), RÜST (17), P. TERMIER-E. MAURY (18), etc. dans les Alpes et dans les Apénnins, etc.

b) *Couches à Aspidoceras acanthicum* OPP. *(Kimeridgien)*. Les calcaires rouges (radiolarites) d'âge callovien-oxfordien sont surmontés, dans la Valea Peleșului, d'un horizon formé d'un calcaire gris-rose, à nodules siliceux rouges et cendrés et à restes d'Ammonites. J'ai récolté dans cet horizon quelques exemplaires d'*Oppelia compsa* OPP. et de *Lytoceras sutile* OPP.; E. JEKELIUS (3) cite ces formes aussi bien dans la région de Brașov, — dans la faune des couches à *Asp. Acanthicum* OPP. de la Valea Gaura, au S de Politza (Bucegi), que dans la région du Hăghimașul-Mare, à Csofronka et à Piatra Ucigașului (Gyilkoskö), à côté des restes de *Phylloceras*, *Cosmoceras*, *Perisphinctes*, *Simoceras*, et *Aspidoceras* (19).

Dans la Valea Peleșului, comme partout ailleurs, sur toute l'étendue du géosynclinal carpatique, du Banat jusqu'en Bucovine, ces dépôts apparaissent

Institutul Geologic al României

toujours étroitement liés aux radiolarites. Sous le microscope, ces roches présentent une masse fondamentale calcaire, micro-granulaire, pigmentée, à oxydes de fer et contenant de rares restes organique (Radiolaires, Foraminifères); les nodules siliceux présentent une masse siliceuse fondamentale, non homogène, dans laquelle on observe l'abondance des micro-pseudo-oolithes calcaires de formes variées, qui contiennent des restes de Radiolaires, de spicules, de spongiaires et de Foraminifères. Mais les restes de Radiolaires sont plus abondants dans la masse des nodules rouges que dans la masse des nodules gris.

En fait d'espèces nous avons:

Cenosphaera cristata RÜST
» *clathrata* PARONA
Lithocampe cretacea RÜST
Dictyomitra debilis PARONA
Trochosphaera longispina HOJNOS
Theocapsa acuta HOJN.
Rhodosphaera parvispina n. f.
Xiphocapsa tetraporata HOJN.

Un examen d'ensemble permet d'observer que chez les microorganismes de cet horizon les Radiolaires sont beaucoup plus rares que dans les radiolarites et que les Radiolaires sont accompagnés de restes de Foraminifères calcaires, ce qui indique des conditions bathymétriques différentes de celles des radiolarites. Quant aux formes de Radiolaires, on constate qu'elles sont les mêmes dans les deux horizons, sauf pour la forme *Rhodosphaera parvispina*, que l'on ne rencontre que dans le dernier horizon.

c) *Tithonique*. Dans la Valea Sgarburei et dans la Valea Peleșului, des calcaires compacts, de couleur gris-jaune — que nous attribuons au Tithonique, à cause de leur ressemblance avec les calcaires tithoniques qui apparaissent aux sources de la Valea Ialomiței et dans les environs de Brașov — s'intercalent entre les couches à *Asp. Acanthicum* OPP. et les calcaires berriassiens à *Calpionella alpina* LORENZ.

Nous ne connaissons pas de macrofossiles dans le Tithonique de la Valea Peleșului. On a cité en d'autres points, dans les Bucegi, des restes organiques. Ainsi, dans les klippes tithoniques de Zănoaga, Lespezi, Dichiu, dans la Valea Ialomiței, POPOVICI-HATZEG, HERBICH et TOULA ont découvert des restes de Brachiopodes, des Coraux, des Crinoïdes, des Echinides et de petites Ammonites (1, page 92—93); aux alentours de Brașov, dans les klippes de Tithonique de Satu-Lung et Râșnov, JEKELIUS mentionne des Anthozoaires, des Crinoïdes, des Brachiopodes, des restes de Crustacés et de nombreux mollusques, parmi lesquels des Ammonites, principalement des *Hoplites*

Institutul Geologic al României

(Berriasella) Oppeli KILIAN et *Hoplites (Berr.) carpathicus*, ZITT. (3, pag. 78—79). POPOVICI-HATZEG cite cette dernière espèce dans la région de Sinaia, à Piatra Arsă, comme une espèce caractéristique pour le Berriassien.

L'examen microscopique du calcaire tithonique de la Valea Peleşului révèle la présence d'une masse fondamentale calcaire, recristallisée, à nombreux micropseudo-oolithes de formes diverses, parfois au nombre de deux ou trois en association, ayant chacun au milieu un noyau organique formé de fragments de *Miliola*, *Textularia*, *Nodosaria*, *Rheophax*, *etc.*

On y rencontre aussi des restes de Foraminifères, des fragments unicelulaires (Coccolithes) et des Radiolaires. Ce sont les Foraminifères qui fournissent le plus grand pourcentage d'organismes.

En fait de Radiolaires, nous citons:

Cenosphaera pachyderma RÜST
Lithocampe aff. *aptychophila* RÜST
Sphaerozoum sp. (spicule)
Dictyomitra sp.
Rhodosphaera parvispina n. sp.
Cenosphaera pachiderma RÜST (la forme la plus fréquente).

Le spicule de *Sphaerozoum* sp. (Pl. III, fig. 3) mérite une mention spéciale; il offre une grande ressemblance avec la forme décrite par RÜST sous le nom de *Sphaerozoum* sp., rencontrée dans le calcaire tithonique de la partie méridionale de la Suisse [1]). M. FILIPESCU décrit dans sa thèse une forme semblable qu'il a rencontrée à Brebu dans un calcaire bréchiforme d'âge albien et qu'il considère comme un piquant d'Échinide (20).

d) *Berriasien.* Les klippes récifales de Piatra-Arsă, Furnica, Poiana (Stânca lui Franz Joseph), Vârful cu Dor, où POPOVICI-HATZEG a cité les restes de *Hoplites Chaperi* PICT. et de *Hoplites carpathicus* ZITT. (1) appartiennent à ce sous-étage. Elles sont partout recouvertes par les conglomérats de Bucegi.

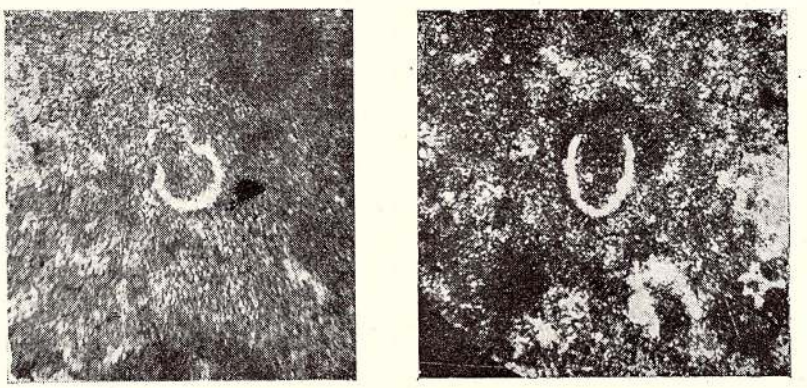
Dans la Valea Peleşului et à Piatra-Arsă, la couverture du calcaire tithonique est formée d'un calcaire r é c i f, semblable au point de vue macroscopique, au calcaire tithonique proprement dit. L'examen microscopique de ce calcaire récifal révèle toutefois qu'il est constitué d'une masse calcaire primordiale recristallisée, aux nombreuses concentrations de micro-pseudooolithes de formes variées, à éléments de quartz, de feldspath et de mica. Nous déterminons, parmi les restes organiques: des spicules monoaxes de Spongiaires, des squelettes de Radiolaires, des Coccolithes, des plaques d'Échinides et de nombreux restes de Foraminifères *(Rotalia, Textularia, Nodosaria, Dentalina Miliola* et *Calpionella).*

[1]) *Palaeontographica*, Bd. 31, Tab. I, fig. 2, 1—2, h. Cassel, 1885.

Institutul Geologic al României

La présence du genre *Calpionella* (*καλπίον* = amphore) (21) a une importance microfaunique et lithologique particulière. Nous avons déterminé parmi les espèces: *Calpionella alpina* LORENZ sous la forme d'une amphore, pourvue d'un petit col tout droit et largement ouverte (se présentant en coupe transversale comme un anneau); la partie inférieure de la coquille est pointue, conformément aux indications fournies par JOOS CADISCH (22) pour ses exemplaires de *Calpionella alpina* LORENZ (fig. 1—9, 12—15, 22—24 et 27) découverts dans le calcaire Biancone de Chiasso et de Cammago, près de Como. L'auteur décrit le col de la *Calpionella alpina* LORENZ tantôt droit, tantôt retroussé en dedans ou en dehors.

Outre cette espèce, une autre forme se trouve dans le calcaire récifal de la Piatra-Arsă, qui ressemble en quelque sorte à l'espèce *Calpionella elliptica*



a b

Fig. 2. — a, *Calpionella alpina* LORENZ; b, *Calpionella bucegia* n. sp.

CADISCH (fig. 10—11), mais bien plus encore aux formes représentées par CADISCH dans les fig. 18 et 19 sous le nom de *Calpionella* sp., qui proviennent du calcaire de Biancone, près de Como, et à celle décrite par JACQUES DE LAPPARENT [1]). La forme que nous avons trouvée dépourvue du petit col diffère par cela de l'espèce *Calpionella elliptica* CADISCH, aussi l'avons-nous nommée *Calpionella Bucegia* n. sp. (23) (fig. 2, b).

C'est encore à Piatra-Arsă que MM. G. MURGEANU et M. FILIPESCU (24) citent l'espèce *Calpionella carpatica* (fig. 1 *c*) pour les formes elliptiques au col fortement divergent. Cette disposition du col semble cependant n'avoir aucune valeur spécifique dans le cadre du genre *Calpionella*, puisque même JOOS CADISCH (22), qui s'est occupé du problème des Calpionelles dans les Alpes, figure pour *Calpionella alpina* LORENZ des exemplaires au col tantôt droit (fig. 1—7), tantôt convergent (fig. 8) ou divergent (fig. 22, 23

[1]) Cours de Pétrographie, 1923, p. 366, fig. 111.

Institutul Geologic al României

et 27). Les Calpionelles sont connues dans toutes les catènes montagneuses de l'orogène alpin d'Europe.

Au point de vue lithologique, selon la plupart des auteurs (CADISCH, ANDRUSSOFF, KOUTEK, STEINMANN, etc.), les calcaires à Calpionella représentent, dans les Alpes et dans les Carpates occidentales, surtout des dépôts de facies pélagique. Ces calcaires sont caractéristiques pour la partie supérieure du Malm et la base du Néocomien.

Selon JOOS CADISCH, on a constaté dans les Alpes Suisses, dans les principales zones tectoniques de la nappe Helvétique, Penninique et Sud-alpine, des apparitions de Calpionella liées aux calcaires et aux marnes néocomiennes.

ANDRUSSOFF et J. KOUTEK (25) mentionnent, dans le Tithonique et l'Infra-Valanginien des Carpates occidentales, la présence de ces Calpionella, qui font défaut dans le Kimeridgien et dans les horizons bathyaux du Valanginien et du Hauterivien (facies piéninique). Fréquentes, selon ces auteurs, dans les facies pélagiques qui contiennent en même temps des Radiolaires, elles sont moins abondantes dans les facies fossilifères (calcaires à restes de Mollusques, Brachiopodes et Échinodermes etc.) et font défaut dans les calcaires à Crinoïdes.

KILIAN (26) les mentionne dans les calcaires tithoniques de la région de Provence, près de Grenoble; FICHTER les indique dans le Malm supérieur de la région de Gonzen (calcaire supérieur de Quintner) (27), tandis que COLOM (28) les attribue au Crétacé inférieur de Majorca, en Espagne (calcaires néocomiens de Santa Eulalia, Palma, et calcaires barrémiens à embryons de Lagena, de Cala-Bianca).

Dans les Bucegi, les Calpionelles sont liées au facies récifal berriassien de la zone interne carpatique, où elles sont accompagnées de nombreux micro- et macrofossiles (Ammonites, Échinodermes, Coraux, Bryozoaires, Mollusques, Foraminifères, Algues calcaires, etc.) ce qui prouve qu'elles abondaient dans les régions bathyales comme dans les régions néritiques.

Je n'ai point rencontré des Calpionelles dans les dépôts gréseux du Flysch néocomien de cette région. M. PREDA les signale cependant dans le Hauterivien des Monts Perşani.

Dans le Crétacé supérieur elles ont été remplacées par *Rosalina (Globotruncana) Linnéi* d'ORB. et d'autres Foraminifères.

e) *Valanginien-Hauterivien* (Couches de Sinaia). De Posada jusque près de Prédeal, le substratum de la région est formé par un complexe de roches constituées de marnes calcaires noirâtres et blanchâtres, dures, disposées en plaques, à veines de calcite avec d'innombrables restes de Fucoïdes de grès-calcaires, micacés, et de schistes argileux noirâtres. Les couches sont fortement plissées et supportent des dépôts barrémiens au niveau de Sinaia,

Institutul Geologic al României

— sur le versant droit de la Prahova, dans la Valea Izvorului, au niveau de la cote 1051 m, et dans la Valea Peleșului, au proximité de la cote 950 m.

Elles affleurent près de Poiana Țapului, interrompues par la série des dépôts barrémiens, bien développés sur le versant gauche de la Valea Prahovei; elles affleurent encore un peu plus à N, entre Bușteni et Azuga, présentant un facies pétrographique identique à celui que l'on rencontre entre Comarnic et Sinaia.

Les marnes calcaires blanchâtres et noirâtres, à veines de calcite, constituent les roches prédominantes dans le complexe des couches de Sinaia; dans le Barrémien, ce sont les grès micacés cendrés et les schistes marno-argileux qui prévalent.

f) *Barrémien*. POPOVICI-HATZEG attribue à cet étage tout le complexe des couches de Sinaia d'âge valanginien-hauterivien, ainsi qu'une partie des dépôts aptiens du complexe des couches de Comarnic.

Plus tard, MM. L. MRAZEC, I. P.-VOITEȘTI et G. MACOVEI (2) ont divisé ce même complexe en deux horizons: l'horizon inférieur, reposant directement sur les couches de Sinaia, et l'horizon supérieur, renfermant *Orbitolina lenticularis*, ce qui le fait attribuer à l'Aptien inférieur et moyen, tandis que la base appartiendrait au Barrémien.

En 1927, G. MURGEANU (29) précise certains nouveaux faits en relation avec les couches de Comarnic de la Valea Prahovei. Sans contester la division stratigraphique des couches de Comarnic, déterminée par MM. MRAZEC, MACOVEI et POPESCU-VOITEȘTI, M. MURGEANU est d'avis que le calcaire organogène rencontré dans la partie supérieure des couches de Comarnic, passe parfois à un calcaire conglomératique ou à un calcaire bréchiforme qui renferme, outre des restes d'Échinides, des Coraux, des entroces de Crinoïdes, des Bryozoaires, des Brachiopodes, des petites *Belemnites* du type *Neohibolites* et des restes d'*Orbitolina lenticularis* BLUMB. Ces calcaires, longtemps considérés étrangers au complexe ci-dessus, ne représentent en réalité, — selon MURGEANU — que les termes extrêmes des calcaires organogènes à Orbitolines. M. MURGEANU montre aussi, la difficulté d'établir une division nettement stratigraphique entre les couches de Comarnic et celles de Sinaia, en raison de l'intervention des couches intermédiaires.

Partant du fait que, dans le bassin de la Dâmbovicioara, l'*Aptychus Didayi* COQ., une forme hau erivienne du SE de la France, se trouve dans les Carpates, à Dealul Sasului, dans un complexe faunique de Céphalopodes barrémiens, M. MURGEANU attribue au Barrémien la présence des restes de cet e forme dans les couches intermédiaires.

Au cours de nouvelles recherches entreprises dans la Valea Prahovei (30), M. MURGEANU constate la présence des calcaires à Orbitolines, que d'au res auteurs ont trouvés à la partie supérieure des couches de Comarnic, à la base

Institutul Geologic al României

même du niveau inférieur situé tout près du contact avec les couches de Sinaia. Il distingue en même temps, entre Podul Vârtos et Gura Beliei, deux complexes de couches marneuses appartenant à diverses unités stratigraphiques sans aucune transition. L'auteur affirme que seul le premier complexe, qui affleure à Podul Vârtos en continuité stratigraphique des couches de Sinaia, et qui contient des calcaires à Orbitolines, des marnes calcaires à *Lagena Colomi* J. DE LAPP., des restes de *Neohibolites duvaliaeformis* STOL., des *Neohibolites* aff. *clava* STOL., et des fragments d'*Aptychus Didayi* COQ., peut être considéré comme appartenant aux couches de Comarnic.

En prenant la présence de ces fossiles, comme point de départ, l'auteur attribue l'âge Barrémien-Bédoulien au premier complexe marneux (couches de Comarnic). Le deuxième complexe marneux-gréseux affleure au S de la Valea Pătrâioarei, présentant les caractéristiques d'un facies mixte, qui reflète un raccordement de deux facies hétéropiques, à savoir des grès massifs grossiers, parfois conglomératiques, et un complexe marno-gréseux, appartenant tous deux au Vraconnien (Albien) et contenant des fragments charbonneux, des nodules d'ambres et des restes de *Puzosia mayoriana* et *Neohibolites minimus*. Selon MRAZEC, VOITEȘTI et MACOVEI, le facies mixte correspondrait à l'horizon supérieur des couches de Comarnic. Du point de vue stratigraphique, les deux complexes marneux supportent normalement le Sénonien et le Nummulitique, tant à l'intérieur de la Nappe interne qu'à l'intérieur de la dépression de Slănic.

Afin d'élucider le problème du Barrémien de Bucegi, qui tout en affleurant abondamment ne peut être facilement délimité à cause de sa situation tectonique, j'ai dû étudier de plus vastes régions entre la Valea Prahovei et Obârșia Ialomiței.

Dans Obârșia Ialomiței, — au contact avec la masse des calcaires blanc-jaune tithonique-berriasiens — se trouve dans le talweg, dans les larges régions de la vallée, ainsi que sur le versant occidental des monts Nucetu, Pietrosu et Cocora, un paquet de couches formé de fins grès sableux, micacés, gris contenant des traces charbonneuses et des schistes argileux. Près de la Valea Lăptici, les grès fins alternent avec les grès massifs conglomératiques, disposés en bancs de 30 cm d'épaisseur. Ces grès, riches en muscovites, rappellent les grès de Gurguiatul, Vf. Rădăcina et de Podul Vârtos de la Valea Prahovei. Sur ces grès reposent les conglomérats de Bucegi, développés sur une épaisseur de quelques centaines de mètres, formant un synclinal aux bords disloqués.

Un matériel pétrographique hétérogène (grès doggeriens, calcaires tithoniques, roches cristallines etc.), rentrent dans la composition de ces conglomérats. Aux sources de la Ialomița, dans la région de Nucetu-Lăptici, l'élément prédominant des conglomérats est constitué par le calcaire tithonique, A Izvoarele Cocorei, cet élément est remplacé par le paragneiss.

Institutul Geologic al României

En passant par la Valea Prahovei, nous constatons les faits suivants.

Dans la Valea Izvorului, au carrefour des deux routes qui viennent de Calea Codrului et de Păduchiosu, les couches de Sinaia (NW 45°) sont surmontées d'un paquet de couches constitué à sa base de grès gris foncé à veines de calcite, à intercalations de schistes argilo-marneux. Ces dépôts sont accompagnés de grès au gros grain, au ciment calcaire, ainsi que d'une brèche conglomératique à éléments hétérogènes, formée de lambeaux de calcaire tithonique, de grès quartzitiques verts, de phyllites vertes et noirâtres, de matières charbonneuses, de restes organiques (Bryozoaires) etc. Des grès micacés à hiéroglyphes, disposés en bancs minces de 10—20 cm d'épaisseur, surmontent ces dépôts. Tout ce complexe gréseux ressemble beaucoup à la série des couches qui se trouve à la partie inférieure du complexe des couches de Comarnic (Barrémien-Aptien).

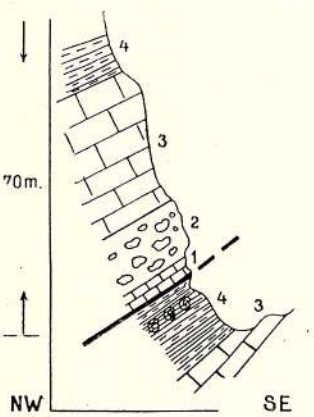


Fig. 3. — Coupe par la Valea Peleşului.

1, radiolarites (Callovien + Oxfordien); 2, calcaire rose-jaunâtre à nodules siliceux (Kimeridgien); 3, calcaire blanc-jaunâtre (Tithonique); 4, grès micacés et argiles schisteuses à *Desmoceras difficile* d'ORB. (Barrémien).

Sur la Calea Codrului (Furnica), à proximité de la Valea Sgarburei, au point où se trouve aujourd'hui l'exploitation Costinescu, on observe, à l'entrée même de l'ancienne galerie, un paquet de couches fortement triturées, bréchifiées et laminées qui affleurent sous une pile de calcaires tithoniques. On observe en cet endroit des marnes gris-noir, sableuses, micacées, semblables à celles que contient le complexe marneux des couches de Comarnic à Bivalves et *Neohibolites minimus* LIST., qu'on remarque à l'embouchure de la Valea Pătrâioarei (Comarnic), ainsi que des grès fins, micacés à hiéroglyphes. On rencontre ces mêmes grès plus loin, dans la Valea Peleşului, en relation avec des argiles schisteuses à Ammonites, qui déterminent d'une manière indubitable l'existence de l'étage barrémien à Sinaia. Il existe, du point de vue pétrographique, une analogie parfaite entre ces dépôts et ceux de la Obârşia Ialomiţei et Comarnic.

En suivant la coupe géologique de la Valea Peleşului, en amont, on constate que sur les couches de Sinaia repose un paquet de grès micacés et de schistes argileux, sur lesquels a glissé une série de klippes de calcaires tithoniques qui s'étendent jusque dans la Valea Babei (Buşteni), formant une ceinture de rochers calcaires aux pieds des Bucegi (fig. 3).

Ces calcaires, dans lesquels l'eau du Peleş a creusé son premier défilé en amont du Chateau de Pelişor, sont surmontés, sur une épaisseur de 50 m, d'un paquet de grès micacés fossilifères et d'argiles schisteuses semblables

Institutul Geologic al României

à celles de la Valea Sgarburei. A leur tour, les grès fossilifères sont surmontés de radiolarites, suivent les calcaires à nodules siliceux (Kimeridgien), le Tithon et le Berriasien, sur lesquels reposent les conglomérats de Bucegi. Ce complexe stratigraphique forme deux écailles, dans lesquelles les grès et les argiles schisteux apparaisseut à la partie supérieure des écailles, sur le plan de glissement des termes basaux de la Nappe des conglomérats de Bucegi.

J'ai récolté dans ces grès qui a une pendage de 40° vers le NW, une faune riche en Ammonites, représentée par les espèces suivantes:

Desmoceras difficile d'ORB.
» *charrierianum* d'ORB.
Phylloceras Tethys d'ORB.
Astieria Jeannotii var. *crassissima* WEGN.
» *Sayni* KIL.
Hoplites Borowae UHL.
» *transylvanicus* JEK.
Holcodiscus Lorioli KIL.
» *Morleti* KIL.
Heteroceras Leenhardli KIL.

En fait d'éléments prédominants, nous citons: *Desmoceras*, *Astieria* et *Holcodiscus*, c'est-à-dire les formes caractéristiques pour l'Infracrétacé. La présence des espèces *Desmoceras difficile* d'ORB., *Phyloceras Tethys* d'ORB., *Holcodiscus Morleti* KIL. etc., indique d'une manière indubitable l'âge barrémien. L'aspect faunique est méditerranéen. Cette faune présente une grande analogie avec la faune barrémienne, déjà connue dans le bassin de la Dâmbovicioara, décrite par HERBICH (31), COBĂLCESCU (32), UHLIG (33), SIMIONESCU (34 et 35) et autres, quoique les deux régions différent au point de vue pétrographique. Les calcaires et les marnes prédominent dans le bassin de la Dâmbovicioara, tandis que dans l'avant-fosse de la Prahova se trouve des grès micacés, des grès conglomératiques et des argiles marneuses. La faune de la région de Valea Peleşului ressemble aussi à la faune néocomienne rencontrée par E. JEKELIUS (3) près de Braşov; à la faune d'Arcuş et de Vâlcele, près de Sf. Gheorghe, citée par VADÁSZ (36); à la faune néocomienne de Munteana et de Swinitza (Banat), décrite par TIETZE (37), et à toute une série, de faunes similaires rencontrées dans le centre et le S de l'Europe (Wensdorf, Puelzalpe, Montagne du Lure) et de l'Algérie (Djebal Ouach). Elle demeure toutefois distincte de la faune infracrétacé à *Simbirskites versicolor* TRAUTSCH de la Russie méridionale (38).

Le facies néritique des grès barrémiens de la Valea Peleşului nous indique, dans une certaine mesure, les conditions d'existence de ces Ammonites.

La question de savoir à quel genre de vie ont appartenu les Ammonites, la relation qui existait entre la région qu'elles peuplaient jadis et le lieu où

Institutul Geologic al României

elles se trouvent aujourd'hui, a formé l'objet de vives discussions. Très longtemps les Ammonites étaient considérées comme organismes pélagiques de grandes profondeurs. Grâce aux travaux de J. WALTER, ORTMANN, HAUG, SMITH etc., elles sont considérées aujourd'hui éga'ement et comme formes néritiques, attachées aux régions néritique, peu profondes.

L'étude microscopique de ces grès barrémiens nous montre une masse fondamentale formée de silices et de calcaire, imprégnée de matières charbonneuses. Le contenu organique de cette masse est formé de fragments de Mollusques, de restes de Foraminifères *(Pulvinulina, Miliola, Textularia, Cristellaria)* et de rares exemplaires de Radiolaires *(Spaerozoum* sp. et *Cenosphaera* sp.).

La présence des restes de Foraminifères benthoniques *(Miliola)* plaide en faveur des dépôts de régions peu profondes.

g) *Conglomérats de Bucegi.* Parmi toutes les formations géologiques ren-

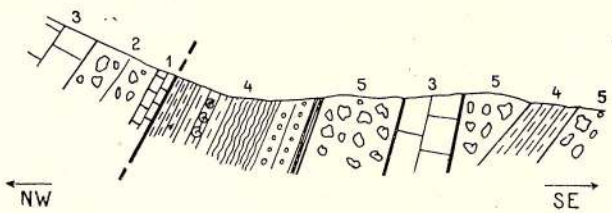


Fig. 4. — Coupe sur la chaussée qui monte à Furnica.
(Longueur de la coupe : 50 m)

1, radiolarites (Callovien + Oxfordien); 2, calcaire à nodules siliceux (Kimeridgien); 3, calcaire tithonique; 4, grès conglomératiques, schistes argileux, grès micacés à Ammonites (Barrémien); 5, brèche conglomératique à blocs de Tithonique et de cristallin.

contrées dans la région étudiée, les conglomérats de Bucegi sont incontestablement les plus développés. Ils affleurent en compagnie des bancs de grès, sur une épaisseur de quelques centaines de mètres, développés sur l'étendue d'un large synclinal à direction approximative N-S. Un matériel pétrographique très varié, en relation avec les roches dans le proche voisinage de la région, rentre dans la composition de ces conglomérats. Les blocs de granite rouge que l'on rencontre sur le sentier reliant de Vf. Caraiman à Vf. Omului, et qui ont probablement une origine extracarpatique, font exception. On rencontre de même les conglomérats de Bucegi dans la partie externe de la zone synclinale, dans le système d'écailles du bord de la Nappe, comme à Piatra Arsă, où se trouvent des affleurements de conglomérats de Bucegi, pris et broyés avec les calcaires récifaux berriasiens et les calcaires tithoniques.

L'aspect pétrographique est identique, soit que nous les trouvions dans la zone normale synclinale des Bucegi, soit que nous les voyions dans les régions d'accidents tectoniques de la Nappe des conglomérats de Bucegi. Le sub-

Institutul Geologic al României

stratum de la cuvette des Bucegi est normalement formé de grès micacés, barrémiens-aptiens, tandis que l'autochtone de la Nappe des conglomérats de Bucegi est représenté par les couches de Sinaia.

CONCLUSIONS

Les recherches géologiques et paléontologiques que j'ai entreprises dans la région de bordure orientale des monts de Bucegi établissent les nouveaux faits suivants:

1. La présence du cristallin dans la Valea Sgarburei, sous forme de paragneiss du type de Leaota, dans des conditions tectoniques très semblables à celles de la Valea Cerbului (Bușteni). Le cristallin, broyé et laminé, affleure dans la zone de refoulement et de superposition d'écailles marginales dépendant de la Nappe des conglomérats de Bucegi.

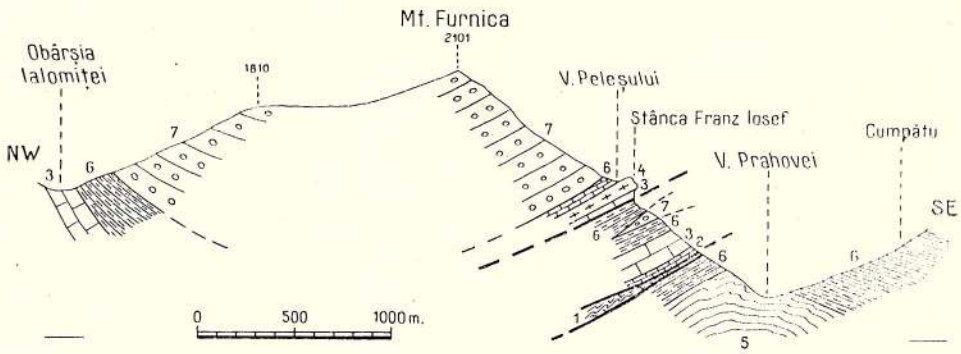


Fig. 5. — Coupe par les Bucegi.

1, schistes cristallins; 2, radiolarite (Callovien + Oxfordien); 3, calcaire tithonique; 4, calcaire récifal à Calpionelles; Berriasien); 5, couches de Sinaia (Valanginien-Hauterivien); 6, couches de Comarnic (Barrémien — Aptien); 7, Conglomérats de Bucegi (Cénomanien).

Nous voyons, à Sinaia, une écaille formée de dépôts cristallins, accompagnés de radiolarites, de calcaires tithoniques et de conglomérats de Bucegi, et une autre écaille formée uniquement de calcaires tithoniques et de grès barrémiens-aptiens, les deux écailles reposant sur les couches de Sinaia.

2. La présence, sous forme de calcaires siliceux rouges, des radiolarites aux nombreux restes de Radiolaires, dans la Valea Sgarburei et dans la Valea Peleșului. Elles sont d'âge callovien-oxfordien. Dans la Valea Sgarburei, les calcaires rouges affleurent bréchifiés, en contact avec le cristallin, tandis que dans la Valea Peleșului ils sont stratifiés et surplombent, en compagnie des calcaires tithoniques, les dépôts barrémiens à *Desmoceras difficile* d'ORB. L'épaisseur des couches calloviennes-oxfordiennes est relativement moindre, tant à cause de la brièveté de la sédimentation qu'en raison du procès de laminage tectonique.

Institutul Geologic al României

3. L'existence des couches à *Aspidoceras acanthicum* OPP. (Kimeridgien) représentées dans la Valea Peleșului par des calcaires gris-rose à nodules siliceux rouges et gris Ces nodules ne sont que des concentrations siliceuses formées aux dépens des squelettes des Radiolaires. Cet horizon se trouve en relation étroite avec les radiolarites. La présence des espèces *Oppelia compsa* OPP. et *Lytoceras sutiles* OPP. les rapproche des couches à *Asp. acanthicum* OPP. de la région de Brașov et de Hăghimașul Mare.

4. La présence des calcaires r é c i f s berriassiens à *Calpionella alpina* LORENZ, à Piatra Arsă (Sinaia). Cette espèce se trouve en association avec une autre espèce *(C. bucegia* n. sp.), de même qu'avec de nombreux autres micro et macrofossiles (Ammonites, Echinodermes, Coraux, Bryozoaires, Mollusques, Algues calcaires). Ces formes prouvent que les Calpionelles ont vécu dans les Carpates roumaines, dans des régions peu profondes, favorables au développement des récifs.

5. Les roches barrémiennes de la Valea Peleșului et de la Valea Ialomiței, formées de grès gris micacés, à fines veines de calcite et à intercalations de schistes argilo-marneux, souvent accompagnés de grès au gros grain, à ciment calcaire et à traces charbonneuses, et de marnes micacées cendrées, noirâtres, nous rappellent en quelque sorte les roches du complexe des couches de Comarnic.

Dans la Valea Peleșului, les dépôts barrémiens abondent en Ammonites du type *Desmoceras*, *Astieria* et *Holcodiscus*, fossiles caractéristiques pour l'Infracrétacé. L'aspect faunique est méditerranéen. La présence des Foraminiféres benthoniques incite à admettre l'existence d'une région néritique peu profonde.

6. Au point de vue tectonique, nous voyons se confirmer l'existence d'une nappe de charriage (la Nappe des conglomérats de Bucegi) divisée, dans sa région frontale, en deux écailles marginales qui surplombent les couches de Sinaia.

Reçu: novembre 1935.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

1. V. POPOVICI-HATZEG. Étude géologique des environs de Câmpulung et de Sinaia (Roumanie). Paris, 1898.
2. L. MRAZEC, I. POPESCU-VOITEȘTI și G. MACOVEI. Asupra vârstei straturilor de Comarnic. *Dări de seamă ale ședintelor Institutului Geologic al României*. Vol. III. București, 1912.
3. E. JEKELIUS. Die mesozoischen Faunen der Berge von Brassó. *Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Reichs-Anstalt*, Bd. XXIV. Budapest 1916—1925.
4. L. MRAZEC și I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului Carpatic. *An. Inst. Geol. al Rom.* Vol. V, fasc. 2 (1911). București, 1914.
5. E. JEKELIUS. Über das Vorkommen von Kristallinen-Schiefern in Valea Cerbului (Bușteni). *Acad. Rom. Bull. de la Sect. Scientifique*. A. XI, No. 2-3. Bucarest, 1928.
6. G. MURGEANU et N. GHERASI. Sur la présence des schistes cristallins dans la Valea Zamurei (Bușteni-Poiana Țapului). *Bull. Soc. Roum. de Géologie*. Vol. I. București, 1932.
7. V. POPOVICI-HATZEG. Nouvelles observations sur le Jurassique supérieur de Rucăr (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. de France*. Tom. XXVI, 1898.
8. I. SIMIONESCU. Asupra prezenței Callovianului în Carpații românești. *Bul. Soc. Științe București*, An VII No. 1 (1898).
9. L. CAYEUX. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Mém. à l'expl. de la carte géol. détaillée de la France*. Paris, 1929.
10. E. JEKELIUS. Daten über den geologischen Bau des Bucsesc u. Csukas. *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A. f. 1915*. Budapest, 1916.
11. E. VADÁSZ. Geologische Beobachtungen in Persany u. Nagyhagymás Gebirge. *Jahresb. d. k. ung. Reichs. f. 1914*. Budapest, 1915.
12. I. ATANASIU. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului (jud. Neamț). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII, 1928. București, 1929.
13. ZB. SUJKOWSKI. Radiolarites des Karpates polonaises orientales et leur comparaison avec les radiolarites de la Tatra. *Bul. du Serv. Géol. de Pologne*. Vol. VII. Livr. I. Warszawa, 1932.
14. ILSE HEITZER. Über einige Radiolarien Vorkommen in der Klippenzone der Karpathen. « *Vestnik* » *du Serv. Géol. de la République Tchécoslovaque*. Vol. VI, 1930. Praha.
15. R. HOJNOS. Beitrage zur Kenntnis der ungarischen Fossilien Radiolarien. *Földt. Közl.* Bd. XLVI. Budapest, 1916.
16. E. HAUG. Traité de géologie (page 939).
17. RÜST. Beiträge zur Kenntnis der Fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. *Palaeontographica*. Bd. 31. Cassel, 1885.
18. P. TERMIER et E. MAURY. Nouvelles observations géologiques dans la Corse Orientale. Les radiolarites. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*. Tome 186, No. 17. Paris, 1928.

Institutul Geologic al României

19. E. JEKELIUS. Der mittlere und obere Jura in Gebiet des Hăghimaşul Mare in Siebenbürgen. *Bull. de la Sect. Scient. de l'Acad. Roumaine.* An. VII, No. 7-10. Bucarest, 1922.
20. M. FILIPESCU. Cercetări geologice între Valea Teleajenului şi Valea Doftanei (jud. Prahova). Bucureşti, 1934. (Pl. III, fig. 1, f).
21. LORENZ. Geol. Stud. zwischen Helv. u. Ostalp. Facies II. Theil, 1901.
22. J. CADISCH. Ein Beitrag zum Calpionellen Problem. *Geol. Rundsch.* Bd. XXIII. Heft 5, 1932.
23. O. PROTESCU. Prezenţa speciei Calpionella alpina, Lorenz, în klippa de calcar berriasian din Muntele Piatra Arsă (Sinaia), jud. Prahova. *Bul. Soc. Naturaliştilor din România*, No. 3 (1933).
24. G. MURGEANU et M. FILIPESCU. Calpionella carpatica, n. sp. dans les Carpates roumaines. *Notationes Biologicae.* Vol. I No. 2, 1933.
25. D. ANDROUSSOFF et J. KOUTEK. Contributions à la connaissance des calcaires à Calpionella alpina dans les Carpates occidentales. *Vestnik du Service Géologique de la République Tchécoslovaque.* Vol. III. Praze, 1927.
26. W. KILIAN. Sur deux micro-organismes du Mésozoïque alpin. *Bull. Soc. Géol. de France.* Tom. III. Paris, 1902.
27. H. J. FICHTER. Verteilung des Mikrofauna im helvetischen Malmakalk (Quintnerkalk) am Gonzen bei Sargans. *Eclogae geologicae Helvetiae.* Vol. 24. Bâle, 1931.
28. G. COLOM. Estudios litologicos sobre el Cretacico inferior de Mallorca. *Bol. dela Soc. esp. de Hist. Nat.* Tom. XXXI. Madrid, 1931.
29. O. PROTESCU et G. MURGEANU. Géologie de la vallée de la Prahova entre Câmpina et Comarnic. *Guide des excursions. Association pour l'avancement de la Géologie des Carpates.* Bucarest, 1927.
30. G. MURGEANU. La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila (Prahova). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, 1931. Bucureşti, 1934.
31. FR. HERBICH. Données paléontologiques sur les Carpathes roumaines. *Annuaire du Bureau géol.* An. III, 1885. Bucarest.
32. GR. COBÂLCESCU. Observaţiuni asupra depozitelor neocomiene din Basinul Dâmbovicioarei şi a faunei de amoniţi din aceste depozite, aflaţi şi descrişi de Fr. Herbich. *Arhiva Soc. ştiintifice şi literare din Iaşi.* Tom. I, 1889.
33. V. UHLIG. Über Fr. Herbich's Neocomfauna aus dem Quellgebiete der Dâmbovicioara (Rumänien). *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt.* Tom. XLI, 1892.
34. I. SIMIONESCU. Die Barremfauna im Quellengebiete der Dâmbovicioara (Rumänien). *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1897.
35. — Studii geologice şi paleontologice din Carpaţii sudici (I. Studii geologice asupra basinului Dâmbovicioarei; II. Fauna neocomiană din basinul Dâmbovicioarei. *Publ. Fond. V. Adamachi. Acad. Română.* Bucureşti, 1898.
36. M. E. VADÁSZ. Petrefracten der Barrême-Stufe aus Erdély (Siebenbürgen). *Centralblatt f. Min. geol. u. Pal.* Jahrg., 1911. Stuttgart.
37. E. TIETZE. Geologische u. pal. Mitt. aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgsstockes. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, Bd. XXII. Wien, 1872.
38. A. P. PAVLOW. Le Crétacé inférieur de la Russie et sa faune. Moscou.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Fig. 1. — Radiolarite (calcaire siliceux rouge foncé), Callovien — Oxfordien. Valea Peleşului.
a, *Cenosphaera* sp.; b, *Tripodictya* sp.

Fig. 2. — Radiolarite (calcaire siliceux rouge foncé), Callovien — Oxfordien. Valea Peleşului.
a, spicules de Spongiaires; b, *Cenosphaera* sp.; c, *Cenellipsis* sp.; d, *Dorysphaera* sp.

Fig. 3. — Calcaire tithonique. Carrière Costinescu, Sinaia.
a, spicule de *Sphaerozoum* sp.

Fig. 4. — Calcaire récifal berriasien. Mont Furnica, Sinaia.
a, *Pulvinulina* sp.; b, *Textularia* sp.

Fig. 5. — Grès micacé barrémien. Sinaia.
a, *Textularia* sp.

Fig. 6. — Calcaire récifal, berriasien. Piatra Arsă, Sinaia.
a, pseudo-oolithe; b, *Calpionella*.

Institutul Geologic al României

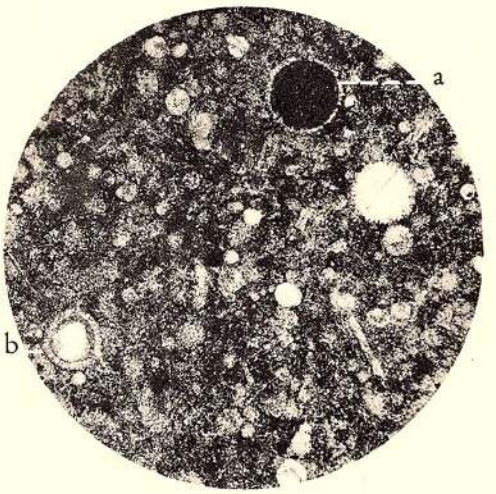


Fig. 1

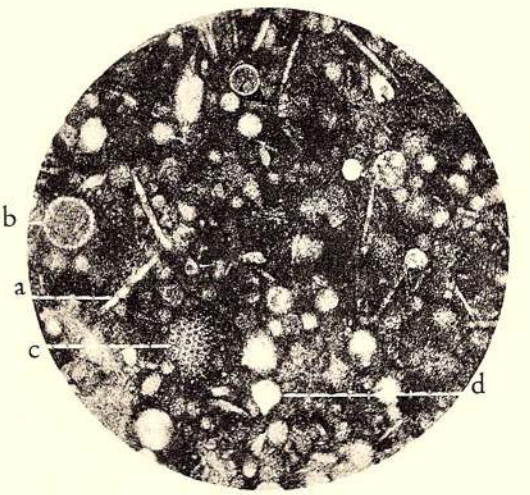


Fig. 2

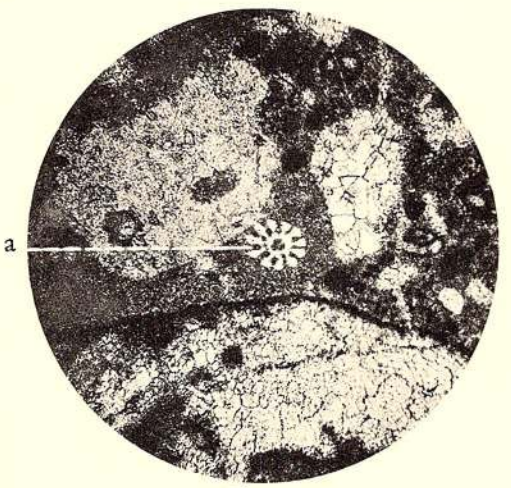


Fig. 3

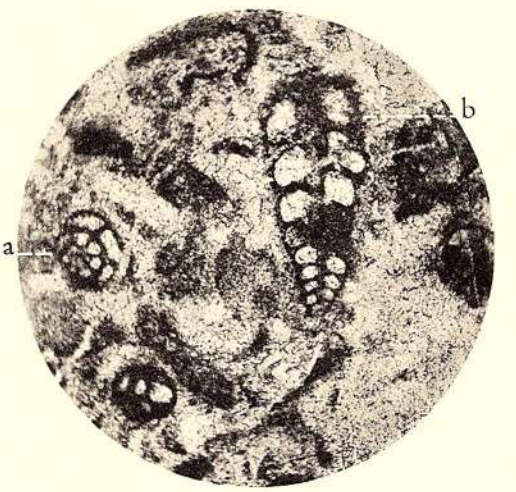


Fig. 4



Fig. 5

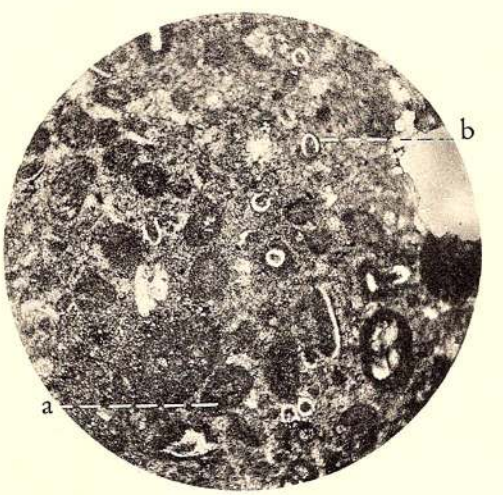


Fig. 6

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Fig. 1. — Calcaire tithonique. Peştera Ialomiţei, Bucegi.
a, pseudo-oolithe; b, *Venulina* sp.

Fig. 2. — Radiolarite (calcaire siliceux, rouge foncé), Callovien — Oxfordien. Valea Peleşului.
a, spicule monoaxe de Spongiaire; b, *Cenosphaera* sp.; c. *Lithocampe* sp.

Fig. 3. — Calcaire tithonique. Valea Sgarburei, Sinaia.
a, *Reophax* sp. inclus dans un pseudo-oolithe.

Fig. 4. — Calcaire récifal berriasien. Mont Furnica, Sinaia.
a, *Nodosaria* sp.

Fig. 5. — Radiolarite (calcaire siliceux, rouge foncé), Callovien — Oxfordien. Valea Peleşului.
a, *Cenosphaera* sp. b, *Tripodiscus* sp.

Fig. 6. — Calcaire à nodules siliceux. Kimeridgien. Valea Peleşului.
a, *Dictyomitra* sp.

Institutul Geologic al României



Fig. 1

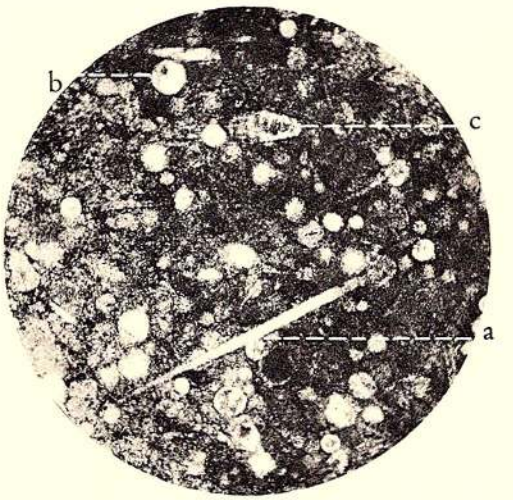


Fig. 2

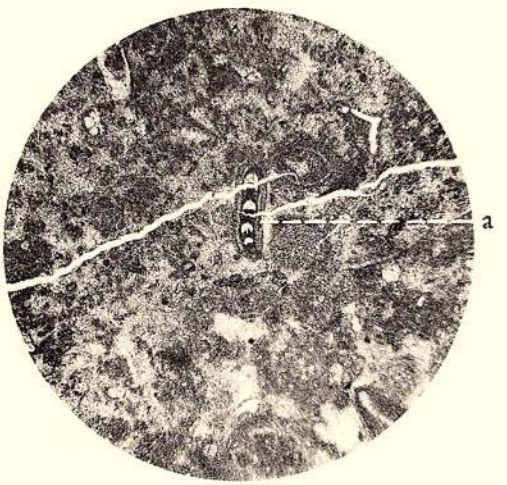


Fig. 3

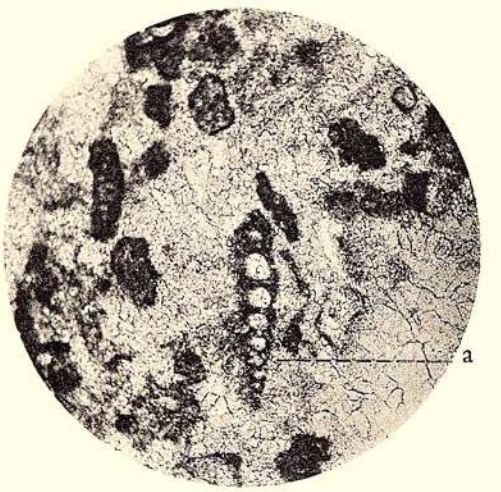


Fig. 4



Fig. 5

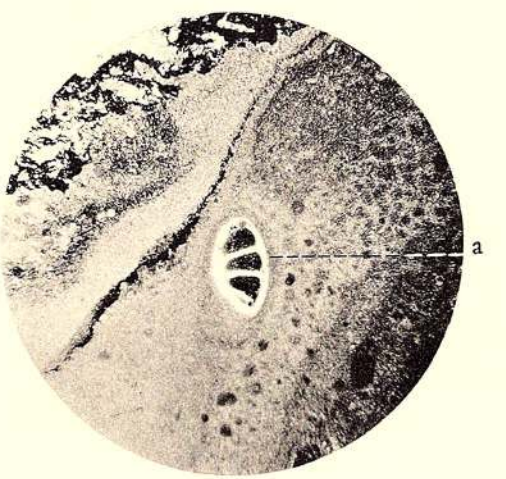


Fig. 6

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ENTRE LA VALLÉE DU TELEAJEN ET LA VALLÉE DE LA DOFTANA (DISTRICT DE PRAHOVA)

PAR

M. G. FILIPESCU

SOMMAIRE

Introduction 546

Stratigraphie

I. *Flysch* 549
A) Crétacé 550
Albien 550
Sénonien 552
B) Paléogène 553
Eocène 553
1. Facies interne: Eocène de Șotrile 553
2. Facies médian: Eocène du type Fusaru-Tarcău 554
3. Facies marginal: Complexe éocène à hiéroglyphes 556
Eocène supérieur — Oligocène inférieur 557
Oligocène moyen — supérieur 558
Oligocène supérieur — Aquitanien 561
Conclusions générales sur le Flysch 566
II. *Néogène* 568
A) Miocène 569
Burdigalien 569
Helvétien 570
Tortonien 572
Buglovien — Sarmatien 573
Conclusions générales sur le Miocène 574
B) Pliocène 575
Méotien 575
Pontien 577
Dacien 578
Levantin 579
Conclusions générales sur le Pliocène 580
III. *Quaternaire* 581
Conclusions stratigraphiques et paléogéographiques 582

Institutul Geologic al României

Étude micrographique

I. Dépôts albiens 585
II. Dépôts sénoniens 590
III. Facies de l'Eocène 599
IV. Dépôts siliceux de l'Oligocène moyen-supérieur 607
V. Dépôts aquitaniens 613
VI. Etude de la glauconie des dépôts crétacé-paléogènes 617
VII. Calcaires bitumineux des formations gypsifères 626
VIII. Dépôts oolithiques sarmatiens 627
IX. Tufs volcaniques 628

Tectonique

Tectonique du Flysch 632
Tectonique des dépôts mio-pliocènes 636
Évolution structurale de la région située entre le Teleajen et la Doftana 641

Bibliographie 645

Cinque planches à photographies
Carte geologique au 1: 100.000-e
Coupes géologiques au 1: 100.000-e

INTRODUCTION

En 1926 nous nous mîmes à étudier, pour les besoins de la carte géologique de la Roumanie, la région située entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana. La Faculté des sciences de Bucarest a accepté cette étude comme sujet pour notre thèse de doctorat.

Sa richesse en pétrole et en sel, de même que sa structure géologique extrêmement intéressante, ont attiré sur cette région l'attention de nombreux auteurs, qui ont publié à son sujet des études traitant soit de questions propres à cette contrée, soit de problèmes d'ordre général intéressant entre autres aussi la partie comprise entre ces deux vallées.

Dans cet ordre d'idées nous citerons à titre documentaire A. Boué, Coquand (17), Capellini (18), Fuchs et Sarasin, dont les investigations ont porté sur les gisements de pétrole dans les Principautés-Unies avant 1877, et passerons aux ouvrages de date plus récente.

Nous trouvons des données intéressantes sur les dépôts tertiaires de cette région dans les travaux de Pillide (1), qui traitent exclusivement du Néogène, et dans ceux de Sabba Ştefănescu (21), qui comprennent aussi les dépôts paléogènes.

Après 1900, M. L. Mrazec, tantôt seul, tantôt en collaboration avec MM. W. Teisseyre et I. P. Voiteşti, apporte des contributions précieuses à la solution de nombreux problèmes de géologie générale, de stratigraphie

Institutul Geologic al României

et de tectonique concernant les formations de courbure des Carpates et des Subcarpates. Nous mentionnerons parmi ces problèmes principalement ceux relatifs aux solfares dans les Subcarpates, à la structure en nappes de charriage du Flysch, au diapirisme, à l'origine des gisements de pétrole et à l'âge du sel.

M. TEISSEYRE a grandement contribué à la connaissance et à la classification du Pliocène des Subcarpates de la Mounténie, en partant des constatations faites dans la partie comprise entre la vallée de la Prahova et la vallée du Buzău. On lui doit également la carte géologique provisoire de la feuille Vălenii de Munte.

L'une des questions les plus discutées touchant la géologie de la Roumanie se rapporte à l'âge du sel et à la classification du Miocène. MM. L. MRAZEC, S. ATHANASIU, I. P. VOITEȘTI, G. MACOVEI, D. PREDA, H. GROZESCU et O. PROTESCU ont publié des études remarquables à cet égard. Sauf M. I. P. VOITEȘTI, qui considère le sel comme étant antérieur au Paléogène, estimant qu'il pourrait même être d'âge permien, les autres auteurs placent le sel au Miocène, soit à la base, soit plus haut dans l'Helvétien ou le Tortonien.

Une autre question, qui a fait l'objet de controverses presque aussi vives que celle ayant trait au sel, regarde l'origine des gisements de pétrole, lesquels selon M. MRAZEC seraient en liaison avec les couches de Cornu (Aquitanien) et selon M. G. MACOVEI en liaison avec la formation des schistes ménilitiques, tandis que M. I. P. VOITEȘTI estime qu'ils peuvent prendre naissance dans toutes les formations géologiques, pourvu qu'ils soient favorisés par certains facteurs, tels par exemple les dépressions géosynclinales et de puissants phénomènes de dislocation.

En 1921, M. PREDA (7) publie un ouvrage traitant d'une grande partie de la région qui fait l'objet de la présente étude. L'auteur s'élève contre la structure en nappes de charriage du Flysch, hypothèse soutenue par MM. L. MRAZEC et I. P. VOITEȘTI. Dans une autre étude parue en 1927, lors de la réunion de l'Association pour l'avancement de la géologie des Carpates, M. PREDA (9) soutient son opinion avec encore plus de vigueur.

Lors de la même réunion, M. MACOVEI publie une étude sur les Carpates orientales (46), qui comprend une synthèse précieuse tirée de tout ce qui a paru jusqu'alors sur le Flysch au point de vue stratigraphique aussi bien que tectonique.

Après 1927, M. G. MURGEANU reprend le problème des charriages dans le Flysch et se prononce avec beaucoup de conviction en sa faveur, fondant son argumentation sur des études minutieuses ayant en partie aussi trait à l'W de la région considérée.

Ces nombreuses recherches ont grandement facilité nos études, et même si parfois nos propres résultats ne concordent pas avec ceux de nos prédécesseurs, cela ne diminue en rien l'utilité que nous en avons rétirée.

Institutul Geologic al României

Les résultats importants fournis par l'étude de la pétrographie des roches sédimentaires nous ont déterminé à orienter nos recherches aussi vers l'étude microscopique des sédiments de la région. Dans ce but nous avons travaillé, en 1930 et 1931, dans le laboratoire de géologie de M. L. CAYEUX, du Collège de France. Que M. CAYEUX veuille bien me permettre de lui exprimer ici ma profonde gratitude pour l'accueil affectueux qu'il m'a toujours réservé et pour les précieux conseils qu'il m'a si largement prodigués durant mon séjour dans son laboratoire.

Je tiens également à remercier chaleureusement M. Y. MILLON de l'Université de Rennes, qui a bien voulu m'initier dans l'étude des minéraux lourds séparés au moyen des liquides denses.

MM. L. MRAZEC, S. ATHANASIU, G. MACOVEI, I. P. VOITEȘTI et D. PREDA, dont les précieux conseils et l'appui bienveillant m'ont permis de mener cette étude à bonne fin, voudront bien trouver ici le témoignage de ma reconnaissance.

Institutul Geologic al României

STRATIGRAPHIE

Les formations géologiques entrant dans la composition de la région comprise entre le Teleajen et la Doftana appartiennent au Flysch crétacé-paléogène, au Néogène et au Quaternaire.

I. FLYSCH

Les recherches géologiques sur le Flysch ont établi, dans les Carpates orientales et les régions faisant l'objet de la présente étude, l'existence de deux zones :

1. La Zone interne du Flysch, constituée par le Crétacé moyen, le Sénonien et le Paléogène.

2. La Zone marginale du Flysch, composée de dépôts sénoniens et paléogènes, formée à son tour : *a)* de la zone d'écailles, située en bordure du Flysch interne ; *b)* de la zone de l'Éperon de Homorâciu—Prăjani ; *c)* de la zone de l'Éperon de Văleni.

Les dépôts du Flysch de la région considérée peuvent être classifiés comme suit :

- I. Crétacé
  - Albien (Vraconnien) — Horizon marno-gréseux
  - Albien (Vraconnien) — Horizon gréseux-conglomératique
  - Sénonien
- II. Paléogène
  - Eocène
    - Facies interne : Eocène du type Şotrile
    - Facies médian : Eocène du type Fusaru-Tarcău
    - Facies marginal : Complexe Eocène à hiéroglyphes
  - Eocène supérieur—Oligocène inférieur — Couches de Homorâciu, couches de Pucioasa, couches de Podul Morii
  - Oligocène moyen—supérieur — Schistes dysodiliques, ménilites, Grès de Kliwa
  - Oligocène supérieur : Aquitanien — Couches de Cornu, Formation à sel

Institutul Geologic al României

A) CRÉTACÉ

ALBIEN (VRACONNIEN)

La zone des hautes montagnes est formée en majeure partie de dépôts appartenant à l'Albien supérieur (Vraconnien). Dans cet étage on peut séparer deux horizons : *a)* un horizon marno-gréseux à la base, *b)* un horizon gréseux-conglomératique à la partie supérieure.

a) L'horizon marno-gréseux. Les dépôts de cet horizon sont représentés par des marnes schisteuses cendrées ou verdâtres, des marnes noires fortement calcaires à diaclases de calcite et à *Fucoïdes*, des marnes calcaires grisâtres et des marnes rouge cerise. Les dépôts marneux alternent avec des grès très fins, micacés, calcaires, à cassure curbicorticale, avec de nombreux diaclases de calcite, à hiéroglyphes et à *Fucoïdes*. Ces grès, d'une teinte gris-noir, forment parfois, entre les marnes, des paquets de couches épaisses de plusieurs dizaines de mètres. On observe encore, par endroits, des intercalations de grès gris-jaune, micacées, dont la surface présente des traces charbonneuses. On rencontre moins fréquemment des intercalations de grès grossiers en bancs, qui peuvent atteindre 2 à 3 m d'épaisseur.

Nous avons trouvé dans cet horizon les restes organiques suivants : des fragments de grands *Inocérames* dans la Valea Maclei (Bertea) et dans la vallée du Teleajen et des fragments de petits *Inocérames* dans la vallée de la Crasna. Nous avons trouvé dans la vallée du Teleajen un moulage d'*Ammonite* indéterminable.

b) L'horizon gréseux-conglomératique. Cet horizon est représenté : par des grès micacés gris-jaune renfermant des paillettes de mica qui peuvent atteindre jusqu'à 2 mm en diamètre, par des grès grossiers constitués de fragments de quartz filonien, de schistes cristallins, de schistes chloriteux, de granite rouge, de calcaires et de grès gris ou rougeâtres, ainsi que par des grès très grossiers presque conglomératiques dans lesquels on distingue la présence des mêmes éléments. Les grès contiennent des concrétions affectant la forme de bombes dont le diamètre dépasse parfois 2 m. On rencontre souvent dans les grès des intercalations de grands conglomérats dans des bancs pouvant atteindre 1 m d'épaisseur (Măciucul Berții).

On trouve parfois, entre les dépôts de cet horizon, de grands blocs de calcaire bréchiforme, considérés soit comme des klippes de rabotage (31, page 540), soit comme des dépôts en place (7). Ces blocs de calcaire bréchiforme se trouvent souvent au contact entre l'horizon gréseux et les dépôts de l'horizon marneux. Dans certains endroits nous avons observé, entre des grès grossiers, des intercalations de minces couches de ces calcaires ou bien des grès conglomératiques composés en majeure partie d'un calcaire analogue. Ces faits plaident en faveur de l'âge albien des calcaires.

Institutul Geologic al României

On a trouvé dans les dépôts de l'horizon gréseux, entre le Teleajen et la Doftana, des restes organiques représentés par : une Ammonite cueillie par M. MRAZEC, que M. MURGEANU a déterminée comme étant une *Puzossia mayoriana* d'ORB., un exemplaire de *Neohibolites minimus* LISTER, trouvé à Vârful Măciucul Berții (pl. I, fig. 1), et quelques exemplaires d'*Orbitolina* sp. trouvés dans la vallée du Vărbilău. Outre ces restes, nous avons encore rencontré des fragments indéterminables d'*Echinodermes*, d'*Ostréides* et de *Bélemnites*.

* * *

Les dépôts albiens sont répandus dans la zone d'écailles, surtout dans la Zone interne du Flysch. On rencontre l'horizon marno-gréseux dans la

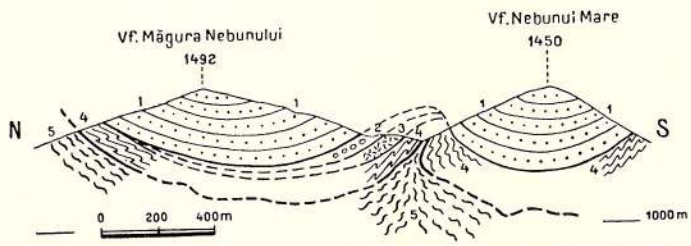


Fig. 1. — Rapports tectoniques entre l'Albien et le Sénonien de la zone Valea Crasna — Valea Teleajenului.

1 — 2, horizon gréseux-conglomératique; 3, calcaire à Foraminifères et Radiolaires; } Albien de la Nappe interne

4, horizon marno-gréseux; 5, Sénonien: marnes rouges et noires à Rosalines (autochtone).

Zone interne et dans la zone d'écailles, et l'horizon gréseux-conglomératique seulement dans la Zone interne.

Les dépôts albiens marno-gréseux affleurént principalement dans les vallées orientées NW — SE, lesquelles se sont frayées leur lit dans les anticlinaux de ces dépôts. La vallée du Teleajen, entre la Valea Largă et Mânăstirea Suzana, entrecoupe les plis extrêmement compliqués de cet horizon. Ce n'est qu'en deux endroits que les dépôts de l'horizon gréseux-conglomératique atteignent le talweg de cette rivière.

Dans la zone d'écailles, l'Albien marno-gréseux, par ses nombreux affleurements, entre aussi dans la formation de cette structure. Très fréquemment, les dépôts de cette zone sont puissamment mylonitisés.

Les dépôts du second horizon sont disposés sur les crêtes arrondies des montagnes, dans de larges synclinaux.

Dans la région située entre la vallée de la Crasna et la vallée du Teleajen, de Măgura Nebunului (1492) à Mânăstirea Suzana, l'Albien repose tectoniquement sur le Sénonien (fig. 1).

Institutul Geologic al României

Les dépôts crétacés appartenant aux deux complexes que nous venons de décrire contiennent les mêmes restes organiques, dont certains, tels *Neohibolites minimus* et *Puzossia Mayoriana*, sont caractéristiques pour l'Albien. La présence dans ces dépôts, outre *Puzossia* et *Neohibolites*, de quelques espèces de petits *Inocérames* et de quelques formes d'*Orbitolines*, semble constituer un caractère faunique des dépôts de passage au Cénomanien et représente le Vraconnien.

SÉNONIEN

Nous avons attribué au Sénonien un complexe de dépôts qui s'appuient normalement sur l'Albien et supportent les dépôts de l'Éocène, généralement de facies interne : l'Éocène de Şotrile.

Le Sénonien est constitué par des marnes rouge-cerise micacées, qui impriment, à la formation, son caractère et par des marnes gris-blanc qui contiennent parfois des nids de marnes rouges et des nodules de pyrite ou chalcopyrite. Entre ces dépôts s'intercalent parfois des marnes sableuses, micacées, schisteuses, noir ou gris foncé. Beaucoup de variétés de ces marnes sont presque entièrement formées de Foraminifères. De pareilles intercalations se trouvent surtout dans la bande de dépôts sénoniens qui apparaissent au-dessous de l'Albien, entre la Valea Crasna et Mânăstirea Suzana. Comme elles affleurent parfois seules, sans marnes rouges ou violettes, on a pu les confondre avec des dépôts albiens. On rencontre encore des grès micacés de couleur gris-noir, très riches en Foraminifères, des grès grossiers feldspathiques et une brèche formée de fragments anguleux de roches éruptives rouge sang, de calcaire marneux gris, de silex semblable au silex de la craie, de marnes silicifiées à diaclases remplies d'opale et de calcédoine. Beaucoup de ces éléments sont recouverts d'une croûte de malachite, et très souvent les fragments de marnes présentent une croûte noire d'oxyde de manganèse.

Les éléments de cette brèche sont cimentés par un ciment argileux-marneux d'un vert jaunâtre. Par suite du lessivage subi par le ciment, les éléments de la brèche sont mis en liberté, donnant naissance à une arène, où domine le matériel éruptif à dimensions variables, qui peut atteindre les dimensions du sable. Dans ce cas ils abondent en éléments lourds. Ces dépôts à éléments éruptifs sont caractéristiques surtout pour le Sénonien de la zone d'écailles. Ils atteignent leur maximum de développement entre le Vărbilău et la Crasna.

En fait de restes organiques, caractéristiques pour le Sénonien, on rencontre presque dans tous les dépôts mentionnés : *Rosalina Linnei* d'Orb., *Rosalina*

Institutul Geologic al României

Stuarti, LAPP. DE J., de grands *Inocérames*, des *Bélemnites* et des fragments d'*Ostrea*.

Dans la région comprise entre le Teleajen et la Doftana, le Sénonien est répandu en trois zones.

La première de ces zones, située au N, dans le Flysch interne, s'étend de la vallée de la Crasna, à l'W de Vârful Măgura Nebunului, à la vallée du Teleajen. Les dépôts de cette zone sont disposés en trois bandes parallèles, dont celle située au N est continue et présente son maximum de développement dans la vallée de la Crasna. Les deux autres bandes, situées au S, apparaissent rétrécies ou interrompues sur les crêtes et bien développées dans les vallées. Cette zone de Sénonien est recouverte par des dépôts albiens, fait aisément observable au-dessous de Vârful Măgura Nebunului (fig. 1), dans la Valea Carpenului et dans la Valea Grohotișului — Valea Bobului.

La seconde zone de dépôts sénoniens est également comprise dans le Flysch interne, au S de la première zone. Elle est représentée par le Sénonien au N de Bertea, disposé soit en écailles, soit en un large synclinal, et par les affleurements en écailles de Vârful Crucișoara (827).

La troisième zone de dépôts sénoniens se trouve à la bordure du Flysch interne où, conjointement avec les dépôts albiens, éocènes et oligocènes, elle participe à la structure imbriquée de la zone d'écailles. Les écailles de Sénonien affectent la forme de bandes étroites, continues ou interrompues.

En dehors de ces trois zones, on rencontre des dépôts sénoniens dans l'Éperon de Homorâciu, sur le Teleajen, comme les études antérieures le mentionnent (TEISSEYRE, carte; PREDA, 7), au-dessus du massif à sel de Slănic et entre la vallée du Vărbilău et Vârful Măgura (660), sous forme d'éléments d'une brèche tectonique.

B) PALÉOGÈNE

Dans la région comprise entre le Teleajen et la Doftana, les dépôts paléogènes se trouvent surtout dans la Zone marginale du Flysch.

EOCÈNE

Les dépôts éocènes de cette région appartiennent à l'Éocène moyen et à l'Éocène supérieur (Auversien-Bartonien). Il résulte des caractères pétrographiques et des caractères fauniques, que ces dépôts se sont formés dans des conditions de sédimentation différentes (voir l'étude micrographique) et qu'ils apparaissent sous trois facies, à savoir :

1. Le facies interne, néritico-pélagique, très riche en organismes.
2. Le facies médian, néritique, pauvre en restes organiques.

Institutul Geologic al României

3. Le facies marginal, néritique, à matériel provenant de l'Avant-pays, très pauvre en organismes.

1. *Facies interne* : *Éocène de Şotrile*. Comme selon MM. MRAZEC et POPESCU-VOITEŞTI ce facies est développé dans les nappes internes du Flysch, il a été dénommé facies interne.

Le facies est composé de marnes blanc-jaune formant parfois des couches de 8 à 10 m d'épaisseur qui contiennent de très faibles intercalations de marnes rouges et de grès micacés à *Fucoïdes* et à *Foraminifères*. Ces dépôts alternent avec des calcaires sableux gris, très riches en organismes. Entre ces calcaires se trouvent des intercalations de minces couches de grès calcaires organogènes. Les calcaires et les grès renferment souvent des nids de substance argileuse verte. Ce sont les calcaires sableux organogènes et les marnes blanchâtres qui impriment ce caractère à l'Éocène.

Les restes organiques de ces dépôts sont ceux mentionnés dans les travaux antérieurs (3, 7).

L'Éocène de Şotrile affleure dans la Zone interne du Flysch et dans la série d'écailles de la bordure de cette zone. Dans la pemière zone, ce facies de l'Éocène est très bien representé au N du village de Bertea, à Vârful Crucişoara (827) et à l'E de la vallée du Teleajen au-dessus de la première zone de Sénonien (P. Pridvarei). Dans la série d'écailles, on rencontre ledit facies à Valea Rea, au N de Brebu, à Lunca-Mare, au S de Vârful Măciucul Berţii (902), à Valea Jariştea, Cremenea et Măneci-Ungureni.

Étant donné que, dans le synclinal situé au N de Bertea, l'Éocène de Şotrile n'est pas recouvert par d'autres dépôts et que dans les autres affleurements cet Éocène se trouve pincé dans des écailles généralement très serrées, il est impossible d'établir quels sont les dépôts immédiatement supérieurs.

2. *Facies médian* : *Éocène du type Fusaru-Tarcău*. Nous avons considéré comme « médian » le facies des dépôts éocènes compris dans l'unité tectonique qui occupe une position moyenne entre les autres unités de notre région. Nous avons donné à cet Éocène le nom de Fusaru-Tarcău parce que les dépôts auxquels cette dénomination a trait ont été désignés, d'abord par POPESCU-VOITEŞTI (29, page 332) et plus tard par le même auteur et MRAZEC (31), sous le terme de « Grès de Fusaru », et d'autre part parce que cet Éocène ressemble au grès de Tarcău, en Moldavie, aussi bien au point de vue pétrographique que paléontologique.

Si nous n'avons pas englobé dans l'Éocène de Fusaru-Tarcău les couches de Pucioasa, considérées par POPESCU-VOITEŞTI (47, page 22) comme appartenant au complexe du grès de Fusaru, c'est parce que ces dépôts présentent des caractères pétrographiques et paléontologiques très semblables à ceux de l'Oligocène typique.

Institutul Geologic al României

Les dépôts de ce facies sont représentés par des grès grossiers, gris à l'intérieur et jaunes à la surface par altération, et par des grès grossiers conglomératiques, qui produisent, par désagrégation, un menu gravier très arrondi. Parmi les éléments de ces grès, on peut distinguer a l'oeil nu des fragments de roches éruptives mélanocrates, de schistes cristallins, de calcaire et de quartz, qui domine. Nous n'avons par contre observé aucun fragment de schistes verts. On constate dans ces grès grossiers très souvent la présence de concrétions sphéroïdales de dimensions variables. Ce sont des dépôts qui dominent et impriment à l'Éocène le caractère de ce facies. A la base de ces dépôts aussi bien qu'entre eux on rencontre des intercalations très réduites de grès violets, micacés, à hiéroglyphes et grands *Fucoïdes*, dont la surface contient une matière argileuse verte, ainsi que des grès micacés jaunes, à hiéroglyphes et *Palaeodictyon*, et par-ci par-là de minces couches de marnes rouges. Par les dépôts dominants, ce facies de l'Éocène se distingue fondamentalement de l'Éocène de Şotrile.

Dans les grès grossiers nous avons récolté des *Nummulites*, des *Assilines*, des *Orthophragmines*, des fragments de *Cerithium*, *Turitella*, *Ostrea*, *Cardium*, *Pecten* et des nodules de *Lithothamnium*. Les restes sont mal conservés ou bien difficile à détacher. Le point le plus fossilifère se trouve au N de Vărbilău, sur la rive gauche de la Valea Pietroasa. Outre ces restes organiques nous avons encore trouvé dans les dépôts gréseux, micacés, fins, plusieurs exemplaires de *Palaeodictyon Tellini* SACC. et de *Palaeodictyon regulare* SACC. Cette forme curieuse de réseau en saillie, à mailles hexagonales très régulières, a été mentionnée par CAPPELINI (18) qui s'en est même servi comme critérium de classification.

Les dépôts éocènes de facies médian sont disséminés sur une zone comprise entre la ligne de dislocation Petriceana—Măciucul Berţii—Măneciul-Ungureni au N et la ligne de dislocation Brebu—Cosminele—Vărbilău—Drajna (Popeşti) au S. Bien qu'ils soient pour la plupart recouverts par les dépôts de la Cuvette de Slănic, ils n'en affleurent pas moins dans quelques points, où ils sont des plus caractéristiques. Il existe dans la zone d'écailles quelques dépôts semblables au grès de Fusaru-Tarcău, entre autres dans la Valea Cremenea, au N de Slănic et à Măneciul-Ungureni, sur le Teleajen. C'est probablement ici qu'a lieu la jonction des deux facies de l'Éocène : le facies interne et le facies médian.

Au-dessous des dépôts miocènes de la Cuvette de Slănic affleurent des dépôts éocènes de ce facies au N de Piatra Verde—Slănic et à l'W du village d'Olteni.

Sur la ligne de dislocation Brebu—Drajna (Popeşti) apparaissent des dépôts gréseux, grossiers, broyés, à surfaces de friction et à concrétions sphéroïdales fossilifères. Sur la ligne de dislocation Podul Ursului — Vărbilău — confluent de la valea Drajna, située au S de la précédente, existent des dépôts

Institutul Geologic al României

de la même nature entre la vallée du Vărbilău et Culmea Găvana, très bien représentés sur la rive gauche de la Valea Pietroasa. Les dépôts situés le long de cette ligne s'appuient sur l'Éocène marginal, et le complexe entier repose anormalement sur les dépôts marneux à gypse et à sel de l'Aquitanien (fig. 2).

Dans l'Éperon de Prăjani, entre le fond de la Valea Cosmina et la vallée du Vărbilău, on rencontre une bande de dépôts éocènes du facies Fusaru-Tarcău, qui forme l'axe d'un anticlinal penchant vers le S, dont les flancs sont composés de dépôts allant de l'Éocène à l'Aquitanien. Bien représentés

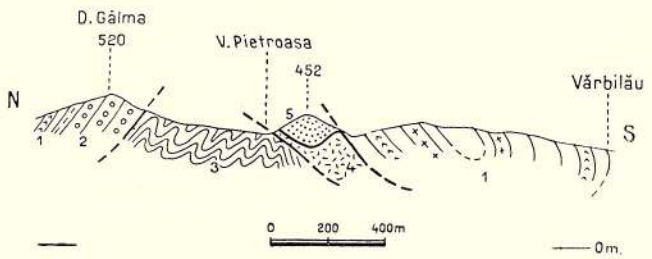


Fig. 2. — Coupe entre le Vârful Gâlma et le Vărbilău.

1, Helvétien; 2, Burdigalien; 3, Oligocène supérieur: Aquitanien (autochtone); 4, Éocène marginal (Nappe marginale); 5, Éocène: facies médian Fusaru-Tarcău (lambeau de recouvrement appartenant à la Nappe médiane).

sur le flanc N, ces étages sont moins facile à suivre sur le flanc S, en raison des rapports tectoniques (fig. 3).

3. *Facies marginal*: *complexe éocène à hiéroglyphes*. Cette dénomination a trait aux dépôts éocènes compris dans l'Éperon de Văleni. Selon la conception tectonique de MRAZEC et de POPESCU-VOITEȘTI, cet Éperon représente la Nappe marginale. Selon notre propre interprétation tectonique de la région, ces dépôts appartiennent à l'unité tectonique se trouvant à l'extérieur de la Zone marginale du Flysch.

Les dépôts éocènes de facies marginal sont représentés par des grès fins de couleur gris-noir, micacés, à diaclases de calcite. Ces grès ont une cassure courbicorticale et leur surface contient des formes bizarres d'hiéroglyphes et de Fucoïdes. On rencontre entre ces dépôts, mais dans des proportions bien moindres, des intercalations de grès micacés jaunes à hiéroglyphes et à Fucoïdes, des marnes d'une teinte gris-noir des marnes calcaires grisâtres renforcées, des marnes calcaires vertes ou d'un vert teinté de rouge et des marnes rouge cerise compactes.

En dehors de *Fucoïdes* et d'un exemplaire de *Nummulites* rencontré dans un grès micacé jaune à Podul Ursului, nous n'avons point trouvé d'autres restes organiques dans ces dépôts.

Institutul Geologic al României

L'Éocène marginal affleure dans la région de Cosminele—Podul Ursului—Livadea, qui présente une élévation axiale puissante. Les dépôts de cette région sont fortement mylonitisés. Ils reposent sur un puissant massif à sel et à gypses inférieurs. Au S de Plaiul Rotund, entre Buștenari et la Valea Cosmina, l'Éocène marginal, que TEISSEYRE a confondu avec l'Helvétien, apparaît au-dessous de l'Oligocène typique. Entre la vallée du Vărbilău et Vârful Măgura (660), sous le synclinal de dépôts mio-pliocènes, affleurent

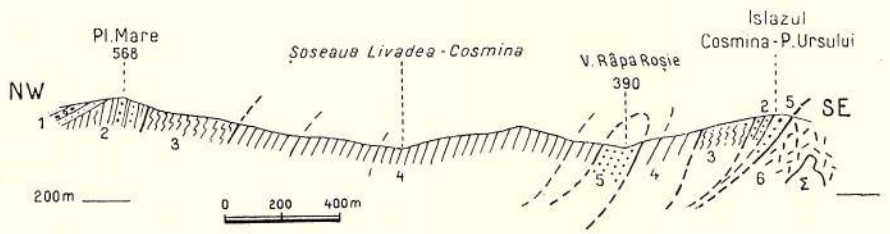


Fig. 3. — Coupe entre le Plaiul Mare et Podul Ursului.

1. Helvétien-Burdigalien; 2, Oligocène supérieur: Aquitanien; 3, Oligocène moyen-supérieur (dysodiles); 4, Éocène-Oligocène inférieur (couches de Pucioasa); 5, Éocène facies médian: grès de Fusaru-Tarcău; 6, Éocène facies marginal: complexe à hiéroglyphes, mylonitisé; Σ, Formation à sel: Aquitanien (autochtone de la Nappe marginale).

les dépôts de ce facies éocène, fortement mylonitisés. Au N d'une ligne qui unirait Vălenii de Munte au village de Vărbilău, les dépôts de l'Éocène marginal apparaissent bien stratifiés, tandis qu'ils sont fortement broyés sur la ligne Bughile de Sus—Vărbilău.

EOCÈNE SUPÉRIEUR — OLIGOCÈNE INFÉRIEUR

Nous avons adopté cette division dans la classification des dépôts paléogènes entre le Teleajen et la Doftana, pour une série de dépôts qui présentent des affinités pétrographiques et avec l'Éocène et avec l'Oligocène et qui, au point de vue stratigraphique, s'appuient sur l'Éocène et supportent des dépôts oligocènes typiques.

Quoique appartenant à différentes unités structurales de cette région, les dépôts de cette division ne s'en ressemblent pas moins pétrographiquement. Dans la littérature géologique traitant de cette région, ils figurent sous les dénominations suivantes : « couches de Homorâciu » (TEISSEYRE), pour les dépôts situés entre Slănic et la vallée du Teleajen ; « couches de Pucioasa » (MRAZEC), pour les dépôts situés dans le prolongement de l'Éperon de Homorâciu vers l'W (l'Éperon de Prăjani) et « couches de Podul Morii » (TEISSEYRE) pour les dépôts de l'Éperon de Văleni. L'une de ces désignations est tombée en désuétude (couches de Homorâciu) et les autres s'emploient de moins en moins.

Institutul Geologic al României

Cette série est représentée par des marnes sableuses et des schistes marneux noirs ou noir cendré, des roches siliceuses organogènes à *Diatomées*, à *Radiolaires* et à spicules de *Spongiaires* intercalés entre des marnes et des schistes marneux gris (couches de Podul Morii), des schistes siliceux avec des *Poissons*, blancs à la surface, des marnes calcaires grisâtres à l'intérieur et jaunes à la surface par altération, des marnes jaunes, ocreuses, surtout sous forme de concrétions sphéroïdales, des grès gris micacés faiblement cimentés, à cassure courbicorticale, des grès micacés jaunes contenant des restes de plantes, des bancs de marnes ou des concrétions marneuses sphéroïdales silicifiées (couches de Pucioasa).

Les dépôts compris dans cette division du Paléogène, entre le Teleajen et la Doftana, sont disséminés principalement dans l'Éperon de Homorâciu, dans l'Éperon de Prăjani et dans l'Éperon de Văleni.

Dans l'Éperon de Homorâciu, entre la vallée du Teleajen et la vallée du Slănic, affleurent des dépôts marneux, des grès semblables au grès de Fusaru et des schistes d sodiliques identiques à ceux de l'Oligocène typique. Dans la région de Slănic tous ces dépôts reposent sur des dépôts mylonitisés, crétacé-paléogènes. Dans l'Éperon de Prăjani, les couches de Pucioasa affleurent dans un anticlinal incliné vers le S. Dans l'Éperon de Văleni, les couches de Podul Morii affleurent dans l'axe des anticlinaux d'Oligocène typique. Dans la Valea Bughea, au N de Vârful Gorganul, les couches de Podul Morii forment un anticlinal dont l'axe contient un Éocène de type marginal mylonitisé (fig. 4).

Entre la Valea Bughea et la vallée du Teleajen, mais surtout dans celle-ci, on distingue trois anticlinaux dans lesquels les couches de Podul Morii affleurent au-dessous des dysodiles et du grès de Kliwa. A l'W de la Valea Bughea, ces anticlinaux disparaissent partiellement sur la ligne de dislocation Gura Vitioarei — Podul Ursului, étant recouverts par des dépôts miocènes.

OLIGOCÈNE MOYEN—SUPÉRIEUR

Tandis que les dépôts de l'Éocène et de l'Oligocène inférieur se distinguent par une variation considérable des facies, les dépôts de l'Oligocène moyen-supérieur présentent une constance caractéristique tout le long des Carpates orientales, de la Galicie à la vallée de la Prahova, et même si à l'extrémité S de cette chaîne il se manifeste certaines variations de facies, celles-ci sont insignifiantes.

Les dépôts de l'Oligocène moyen-supérieur sont représentés par des dysodiles, des ménilites et du grès de Kliwa.

Schistes dysodiliques. Ce sont des dépôts argileux, bitumineux, feuilletés. Leur surface est recouverte d'une poudre de sulfate de fer jaune-rouge et de nombreuses rosettes de gypse. Ces schistes ne forment pas

Institutul Geologic al României

un horizon, mais se présentent sous forme d'intercalations dans le complexe des schistes ménilitiques. Ils recèlent de nombreux restes de Poissons, entre autres des écailles et des squelettes de *Clupéides*.

Schistes ménilitiques. Nous entendons sous cette dénomination un complexe de dépôts représenté par des roches pélitiques brunes ou d'une teinte jaune tirant sur le blanc, qu'on peut confondre à première vue avec des marnes. Ces dépôts se présentent tantôt en couches minces, à cassures concoïdales et à efflorescences de sulfate de fer, tantôt en masses volumineuses, où la stratification n'est pas discernable, et contenant des intercalations de dysodiles ou de grès de Kliwa. On distingue très fréquemment dans la masse de ces roches des portions intensément silicifiées, brunes, cornées, à cassure conchoïdale, identiques aux ménilites de Moldavie.

Grès de Kliwa. Entre le Teleajen et la Doftana, le grès de Kliwa n'occupe pas un horizon bien déterminé comme dans d'autres régions des Carpates orientales. On y rencontre cette roche sous forme d'intercalations entre les dysodiles et les ménilites. Elle présente un aspect fort varié. La région contient des sables blancs, siliceux, très fins, et aussi des sables plus grossiers

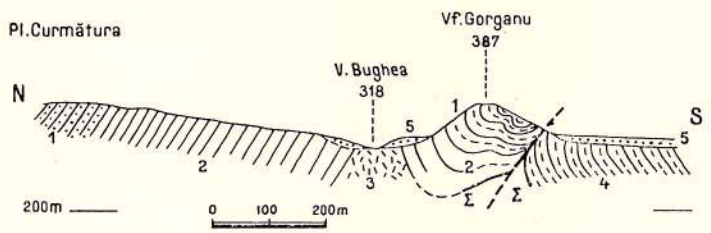


Fig. 4. — Coupe par l'Éperon de Văleni entre le Plaiul Curmătura et le Vârful Gorganul.

1, Oligocène moyen-supérieur (roches siliceuses organiques et grès de Kliwa); 2, Oligocène inférieur-Éocène (couches de Podul Morii); 3, Éocène facies marginal, mylonitisé; 4, Pliocène rencontré par forage; 5, terrasse inférieure.

cimentés par un ciment calcaire et présentant de nombreuses bandes de précipitations concentriques de couleur rouge tirant sur le brun. On trouve très souvent un grès silicifié, transformé en un véritable quartzite blanc-jaune ou verdâtre. On constate également la présence de nombreux bancs de grès blanc siliceux, riche en fragments de schistes verts. Les granules composant ce grès sont généralement uniformes, ce qui a déterminé quelques auteurs (24, 26, 41) à les considérer comme une formation de dunes ou de barres littorales.

En fait de restes organiques, les dépôts de l'Oligocène moyen-supérieur recèlent des débris de Poissons représentés par des écailles et des fragments de squelettes de *Clupéides*, principalement dans les schistes dysodiliques. Outre ces restes de Poissons, nous avons découvert dans le complexe des schistes ménilitiques une flore abondante de Diatomées, représentée par *Actinocyclus* sp., *Coscinodiscus* sp., *Triceratium* sp., *Cyclotella* sp., *Melosira* sp.,

Institutul Geologic al României

Eunotia sp., *Nietzschea* sp., *Synedra* sp., *Cymbella* sp., *Navicula* sp., *Pinnularia* sp., etc.

Les dépôts de l'Oligocène moyen-supérieur sont disséminés dans la Zone interne et dans la Zone marginale du Flysch. Dans la Zone interne, ces dépôts se trouvent dans les écailles de Vârful Crucișoara et entre la Valea Bertei et la vallée du Vărbilău, au S de Păltinet.

Les affleurements d'Oligocène sont très nombreux dans la zone d'écailles de la bordure du Flysch interne.

M. PREDA (9, page 156) mentionne dans cette zone, à Măneciul-Ungureni, la présence du grès de Kliwa dans la rive droite de la vallée du Teleajen, au N de l'usine appartenant à la société « Drajna ». Examinés à l'oeil nu, les dépôts ressemblent au grès de Kliwa, mais au microscope on décèle que la roche est un tuf volcanique. Nous avons trouvé dans cette roche un exemplaire de Lamellibranche indéterminable. Dans la partie W de la même zone, à Măciucul-Berții, on rencontre également des affleurements de tuf volcanique entre des schistes dysodiliques oligocènes.

Dans l'Éperon de Homorâciu et l'Éperon de Prăjani, l'Oligocène moyen-supérieur est représenté par des dysodiles qu'on trouve à Homorâciu, dans la vallée du Teleajen, et sur les flancs de cet Éperon, où affleurent tout au plus des restes provenant de phénomènes de laminage. Dans l'Éperon de Prăjani, de la Valea Bughea à Brebu, apparaissent au-dessus des couches de Pucioasa des schistes dysodiliques typiques. A Popești, dans la rive droite de la Drajna, affleurent des schistes dysodiliques au-dessus du Paléogène plus ancien, le tout s'appuyant sur des gypses aquitaniens et sur le massif de sel de ce point. On rencontre des affleurements similaires sur la ligne de dislocation Brebu—Meliceşti et Cosminele—Livadea.

Dans l'Éperon de Văleni, l'Oligocène moyen-supérieur est représenté par des dysodiles, des ménilites et du grès de Kliwa. Dans la vallée du Teleajen on distingue plusieurs synclinaux d'Oligocène moyen-supérieur qui, à l'W de Teleajen, disparaissent sous les dépôts néogènes et ne réapparaissent qu'à l'W de la Valea Cosmina, à Vârful Rotundu (577), Buștenari et Telega. Dans la Valea Sării, entre Vâlcănești et Trestioara, on observe, tant sur les flancs du massif de sel de cette vallée que sur son dos, la présence de plusieurs klippes de schistes dysodiliques silicifiés. A Bărăcești, sur le bord de la route reliant Cosmina à Trestioara, les dépôts oligocènes affleurent au-dessus de l'Éocène marginal mylonitisé, et toutes ces dépôts reposent sur un massif de sel rencontré au cours de sondages effectués dans la contrée.

Dans la zone d'Éocène marginal mylonitisé de Cosminele et Podul Ursului, et dans celle comprise entre Vârful Măgura et Vărbilău, apparaissent de nombreux fragments de schistes dysodiliques à Poissons. A Scăioși, sur la ligne de dislocation Vâlcănești—Coțofenești—Scăioși, affleure, sur le flanc N du massif de sel, une klippe de schistes dysodiliques (7, 36).

Institutul Geologic al României

De ce que nous venons de dire au sujet de la dispersion des dépôts de l'Oligocène moyen-supérieur dans la région située entre le Teleajen et la Doftana, il résulte qu'on ne rencontre le grès de Kliwa que dans l'Éperon de Văleni, lequel correspond à la Nappe marginale.

D'après les restes organiques et le facies pétrographique, les dépôts de cette série peuvent être parallélisés aux couches d'Ileanda-Mare et au grès de Kliwa en Galicie, attribués à l'Oligocène.

Les géologues polonais (49, 60) qui ont rangé les schistes ménilitiques dans l'Éocène-Oligocène moyen ont peut-être raison en ce qui concerne la partie N des Carpates orientales, où l'on constate des accidents siliceux semblables aux ménilites dans tout le Paléogène, depuis le Sénonien, mais il n'en est pas de même dans la région située entre le Teleajen et la Doftana, car ici les dépôts oligocènes reposent sur l'Éocène typique et supportent en concordance des dépôts aquitaniens à Lépidocyclines. Les déterminations des poissons des schistes dysodiliques de Suslănești et d'autres parties des Carpates effectuées par M. PAUCĂ (53, 57, 66) ont prouvé que les espèces rencontrées dans ces roches étaient caractéristiques pour l'Oligocène.

OLIGOCÈNE SUPÉRIEUR — AQUITANIEN

Sur la base de plusieurs arguments d'ordre pétrographique, paléontologique et stratigraphique que nous exposerons plus loin, nous avons attribué l'Aquitanien à l'Oligocène, par conséquent au Flysch.

Les dépôts appartenant à cette série sont représentés par : des schistes argilo-sableux contenant de nombreux débris de Poissons (Clupéides) et de Plantes ; des schistes argileux, feuilletés, noirs, bitumineux ; des marnes blanchâtres à Globigérines, des sables et des arènes glauconieuses ; des grès glauconieux très riches en débris organiques ; des grès jaunâtres sans glauconie, organogènes, à *Operculina complanata* DEFR. (pl. I fig. 2); de menus conglomérats glauconieux constitués principalement par des fragments de schistes cristallins, de grands conglomérats polygènes, des marnes et des grès gypseux, des calcaires bitumineux imprégnés de soufre et de nombreuses apparitions de nature saline : efflorescences, sources et même massifs de sel.

Nous avons récolté dans ces dépôts de nombreux débris organiques, plantes et animaux, à savoir :

F l o r e. Nodules de *Lithothamnium* et des plantes supérieures appartenant aux genres *Phoenicites* sp., *Cinamomum* sp., *Pisonia* sp., *Betula* sp., *Carpinus* sp., *Alnus* sp., *Populus* sp. et *Salix* sp.

F a u n e. Foraminifères : *Dentalina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Globigerina* sp., *Amphistegina* sp., *Lepidocyclina (Nefrolepidina)* sp., *Operculina complanata* DEFR., *Nummulites incrassatus* DE LA HARPE. Bryozoaires : *Salicornaria rhom-*

Institutul Geologic al României

bifera GOLDF. Vermidiens : des tubes de *Serpules*. Echinodermes: des plaques de *Cidarides*. Lamellibranches : *Pecten Hörnensis* DEP. et ROM. ; *Pecten Beudanti*. BAST. ; *Pecten Pseudo-Beudanti* DEP. et ROM. Ces espèces ont été déterminées par les auteurs qui nous ont précédé (7, 38). Nous-même avons déterminé : *Pecten convexior* ALMERA et BOFILL, *Lucina* sp. Gastéropodes : des formes indéterminables. Poissons : des écailles et des débris de *Clupéides* et des dents de *Notidanus*.

Partout où ils affleurent normalement, ces dépôts se trouvent disposés en parfaite concordance au-dessus des dépôts oligocènes typiques, représentés principalement par des schistes dysodiliques sans grès de Kliwa et recouverts en discordance par des dépôts miocènes, qui le plus souvent commencent par des conglomérats rouges ou gris. Cette discordance devient d'autant plus évidente que la région où elle se produit a été moins affectée par les mouvements tectoniques qui ont provoqué parfois le renversement des dépôts miocènes.

Dans la région comprise entre le Teleajen et la Doftana, les dépôts de cette division peuvent être groupés en deux catégories, selon les rapports tectoniques qui existent entre lesdits dépôts et les dépôts paléogènes plus anciens, à savoir :

1. Les dépôts situés normalement au-dessus du Paléogène plus ancien.
2. Les dépôts qui se trouvent au-dessous de ce Paléogène et constituent l'autochtone des nappes de charriage, et plus particulièrement de la Nappe marginale (MRAZEC et POPESCU-VOITEȘTI).

1. *Dépôts situés normalement au-dessus du Paléogène plus ancien.* Ces dépôts sont fort bien représentés sur les flancs des éperons de Homorâciu et de Prăjani comme dans la zone d'écailles, au contact avec la Cuvette de Slănic. Une coupe encore plus typique et plus concluante, lorsqu'il s'agit d'établir la position stratigraphique de cette formation, est celle passant par l'Éperon de Prăjani, entre Cosmina et Alunișul, dans laquelle l'Aquitanien, représenté par tous les dépôts mentionnés plus haut, s'appuie en concordance sur les dysodiles oligocènes et supporte en discordance les dépôts miocènes de la Cuvette de Slănic (fig. 5).

On peut suivre ces rapports stratigraphiques sur le flanc N de l'Éperon de Prăjani, sur toute l'étendue entre la vallée du Vărbilău et la vallée de la Doftana. Sur le flanc S, ces dépôts n'affleurent que par endroits, au N de Meliceşti, dans la Valea Cosmina et entre la vallée du Vărbilău et la vallée du Slănic, étant généralement laminés sur la ligne de dislocation Brebu—Cosminele—Livadea.

Sur les deux flancs de l'Éperon de Homorâciu affleurent également, sporadiquement, des dépôts appartenant à cette division paléogène. Ces dépôts se développent bien à l'E de Teleajen. Il sied de mentionner une appari-

Institutul Geologic al României

tion insignifiante de dépôts dans la vallée du Teleajen, à Cernești, sur le flanc S de cet éperon, composée d'une marne compacte presque entièrement formée de Foraminifères, parmi lesquels on trouve une association de *Nummulites incrassatus* DE LA HARPE et de *Nefrolepidina* sp. Cette association est identique à celle citée par DAGUIN (44, page 280) dans les calcaires chattien-aquitaniens du Prérif du Maroc occidental.

Dans la zone d'écailles de la bordure du Flysch interne, les dépôts de cette série sont bien développés au contact avec la Cuvette de Slănic, à Măneciul-Ungureni sur le Teleajen, à Schiulești sur la Crasna, entre la vallée de

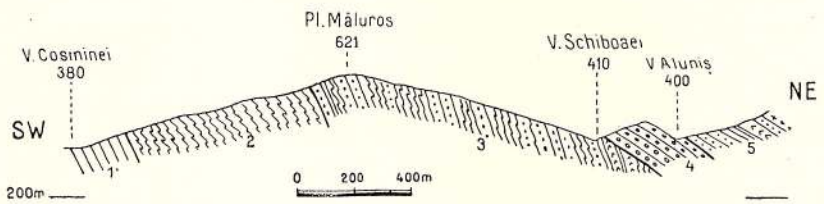


Fig. 5. — Coupe par l'Éperon de Prăjani entre la Valea Alunișu et la Valea Cosmina.

1, Éocène-Oligocène inférieur (couches de Pucioasa); 2, Oligocène moyen-supérieur (dysodiles); 3, Oligocène supérieur: Aquitanien; 4, Burdigalien; 5, Helvétien.

la Crasna et la vallée du Vărbilău, entre Petriceaua et Brebu, et surtout dans la Valea Rea et dans la vallée de la Doftana.

A Măneci-Ungureni, au-dessous des conglomérats rouges miocènes situés à la base de la Cuvette de Slănic, avec des pendages de 35 à 40° vers le S, affleurent les dépôts aquitaniens, qui plongent soit verticalement, soit légèrement vers le N, marquant une discordance parfaite. Dans cette coupe, seule la partie supérieure de la formation est visible, sa base étant pincée entre les écailles crétacé-paléogènes, ce qui fait qu'on ne peut la distinguer.

A Schiulești, la Valea Crasna coupe, dans les dépôts aquitaniens et les dépôts miocènes, une section intéressante qu'on peut étudier sur un flanc comme sur l'autre (fig. 6 et 7).

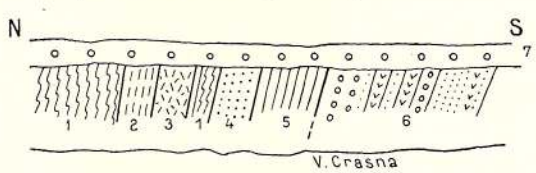


Fig. 6. — Contact entre l'Aquitanien et la Cuvette de Slănic, sur la rive gauche de la Crasna à Schiulești.

1, Oligocène moyen-supérieur; 2, Sénonien; 3, Albien mylonitisé; 4, grès conglomératique glauconieux à *Pecten* } Aquitanien
5, schistes bitumineux (couches de Cornu) }
6, Burdigalien-Helvétien (Cuvette de Slănic); 7, terrase inférieure.

On constate dans ces sections que les dépôts aquitaniens recèlent des grès grossiers glauconieux, dans lesquels on a déterminé plusieurs espèces de *Pecten*, qui ont fait attribuer ces grès au Burdigalien (7, 38). Dans la Valea Lupului entre Brebu et Petriceaua, à l'E de la cote 680, dans une série d'écailles traversées par une faille

Institutul Geologic al României

transversale, affleure de dessous l'Éocène de Şotrile une série de schistes bitumineux contenant des fragments de schistes chloriteux. Si on les suit vers l'W, on constate qu'ils renferment des intercalations de gypses, preuve qu'ils appartiennent à l'Aquitanien.

Quelques autres affleurements de dépôts aquitaniens peuvent être observés au S de Măciucul Berții (902).

Il sied de faire remarquer que, dans la zone d'écailles aussi bien que dans les éperons de Prăjani et de Homorâciu, les dépôts de cette série reposent sur l'Oligocène représenté par des dysodiles, le grès de Kliwa faisant défaut dans cette unité. Dans l'Éperon de Văleni, les dépôts aquitaniens affleurent sur un seul point, normalement au-dessus du Paléogène plus ancien : à Valea Râpei et à Râpa Ţuţula, près de Podul Ursului.

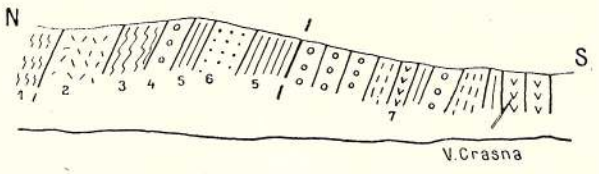


Fig. 7. — Contact entre l'Aquitanien et la Cuvette de Slănic, sur la rive gauche de la Valea Crasna, à Schiulești.

1, Sénonien; 2, Albien marno-gréseux mylonitisé; 3, Oligocène moyen-supérieur (dysodiles);
4, conglomérats;
5, schistes bitumineux (couches de Cornu); } Aquitanien
6, sables glauconieux;
7, Burdigalien-Helvétien.

2. Dépôts aquitaniens en position anormale par rapport au Paléogène plus ancien. Considérant que le sel appartient à l'Aquitanien, ainsi que la plupart des géologues roumains l'admettent, nous mentionnerons certains affleurements de sel anormaux dans la zone d'écailles au pied de Măciucul Berții, vers la Valea Vulpei. Le sel y est recouvert par des dépôts albiens et sénoniens fortement broyés. On trouve dans cette zone encore des efflorescences salines à Petriceaua et à Măneciul-Ungureni.

A l'intérieur de la Cuvette de Slănic, à Brebu, deux sources salées apparaissent au-dessous des dépôts miocènes, et dans la Cuvette de Drajna, au S de Cernești—Homorâciu, on constate également l'apparition d'une source salée et parfois même la présence du sel. Nous ne pouvons rien préciser quant à la position du sel qu'on rencontre à l'intérieur de ces deux cuvettes. Il est possible que nous ayons affaire à du sel en position normale, à la base du Miocène, ou bien à du sel recouvert par les dépôts paléogènes plus anciens qui supportent les cuvettes.

Entre la vallée du Slănic et la vallée du Teleajen apparaissent, de sous les dépôts crétacé-paléogènes mylonitisés, le massif de sel de Slănic et une série de manifestations salines, comme par exemple à Homorâciu et à Teișani. Dans la zone de l'Éperon de Prăjani, on voit des sources salées sourdre dans la Valea Bughea, lesquelles semblent être en liaison avec un massif de sel situé sous les dépôts paléogènes.

Institutul Geologic al României

La zone des dépôts aquitaniens la plus intéressante, qui affelure au-dessous des dépôts paléogènes plus anciens, est la zone de Podul Ursului — Bughile de Sus — Drajna (Popești). Cette zone est chevauchée au S par les dépôts paléogènes de l'Éperon de Văleni, sur la ligne Drajna — Vărbilău, et au N par des dépôts éocène-oligocènes sur la ligne de dislocation Drajna — Bughile — Cosmina. Ces rapports sont aisément visibles dans la section de l'embouchure de la Valea Drajna (fig. 8) et dans la section de Podul Ursului, à la Valea Râpa Țuțula (fig. 9).

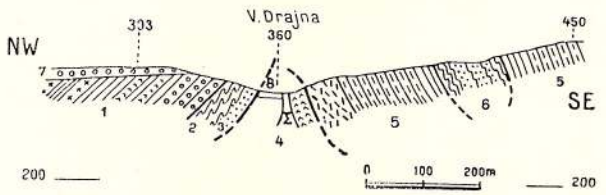


Fig. 8. — Coupe au confluent de la valea Drajna.

1, Éocène facies marginal partiellement mylonitisé;
2, Oligocène moyen-supérieur: dysodiles et grès de Kliwa; } Nappe marginale
3, Aquitanien : gypses, marnes gypsifères et sel (Σ); (autochtone)
4, Éocène facies médian : Fusaru-Tarcău
5, Oligocène moyen-supérieur : dysodiles } Nappe médiane
6, Burdigalien-Helvétien; 7, Quaternaire: terrasse.

Au-dessous des dépôts paléogènes de l'Éperon de Văleni et dans son prolongement vers l'W affleurent, en fenêtre, de nombreux dépôts aquitaniens de sel, de gypse, de schistes bitumineux etc. C'est ainsi qu'au S de Vălenii de Munte, dans la rive gauche de la vallée du Teleajen, affleure un dépôt

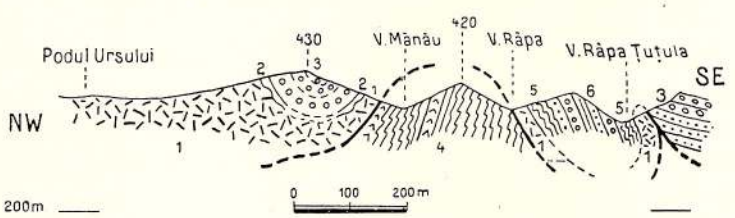


Fig. 9. — Coupe par l'Éperon de Văleni entre Podul Ursului et la Valea Râpei.

1, Éocène facies marginal, mylonitisé; 2, Burdigalien: conglomérats; 3, Aquitanien (autochtone); 4, Oligocène moyen-supérieur (dysodiles); 5, Aquitanien de la Nappe marginale.

de gypse et de schistes bitumineux du type des couches de Cornu, dans un anticlinal de diatomites et de grès de Kliwa (voir la carte de Teisseyre). Dans les vallées Parasca et Bughișoara, au NW de Văleni, apparaissent, au-dessous des dépôts mylonitisés de l'Éocène du type marginal, des gypses, des schistes bitumineux et des marnes violacées. A l'W de Bughea de Jos, dans la Valea Bisericii, apparaissent des sources salées, en liaison avec des massifs de sel rencontrés au cours des sondages. Au-dessous des dépôts mylonitisés crétacé-paléogènes, situés entre Vârful Măgura (660) et la vallée du

Institutul Geologic al României

Vărbilău, affleurent une bande de gypses et des schistes bitumineux, ainsi que de nombreuses sources salées en relation avec le sel rencontré dans des puits. Dans la région de Vâlcănești—Livadea—Podul Ursului—Cosmina—Bușteni, apparaissent, au-dessous des dépôts paléogènes, des manifestations de l'Aquitanien, tels par exemple le massif de sel de Vâlcănești, les sources salées se trouvant à l'W de Trestioara, des affleurements de gypses, des sources salées et du sel à Cosminele—Livadea et des sources salées et du sel entre Cosminele et Bușteni. Il ne nous est guère possible de nous prononcer quant au massif de Doftana, vu qu'il est recouvert par des dépôts miocènes.

Dans la région comprise entre le Teleajen et la Doftana existe un complexe de dépôts composé d'une alternance de formations marines, pour la plupart glauconieuses et très fossilifères, et de formations lagunaires. Comme cette série s'appuie sur l'Oligocène, représenté par des schistes dysodiliques sans grès de Kliwa, il se peut que la partie inférieure de cette série soit synchrone à ce grès et fasse partie de l'Oligocène supérieur. Étant donné que ces dépôts présentent un caractère pétrographique, ayant des affinités avec celui des dépôts oligocènes, et contiennent un mélange de formes paléogènes (Nummulites Lépidocyclines et Clupéides), de formes appartenant et au Paléogène et au Néogène (Operculines) et de formes purement néogènes (Pectenidés), — ce complexe représente, du fait de ses dépôts à la partie supérieure, une transition de l'Oligocène au Néogène. Il se pourrait même que les dépôts marins à Pectenides représentassent des formations aquitaniennes dont la faune a précédé la faune néogène.

Vers la fin de la phase lagunaire de cette Mer oligocène s'est déposé le sel, sous l'action des conditions climatiques et bathymétriques favorables à ce phénomène. Pendant que se formaient les dépôts de cette série, se produisaient de grands mouvements orogéniques qui atteignirent leur maximum d'intensité après le dépôt du sel. Sous l'action de ces mouvements orogéniques, cette formation a été, conjointement avec le sel et le gypse, pincée entre des écailles d'une amplitude considérable — des nappes de charriage — qui ont contribué dans une grande mesure à la conservation du sel et à son accumulation dans les massifs.

Le sel placé dans une position normale au-dessus de ces unités tectoniques a ou bien été lavé, ou bien il s'est mal conservé, ce qui explique pourquoi on ne rencontre pas ce dépôt entre les conglomérats miocènes et la formation sur laquelle il s'appuie.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LE FLYSCH

Les dépôts constituant le Flysch dans la région située entre le Teleajen et le Doftana sont compris entre le Crétacé moyen et l'Aquitanien. Les dépôts du Crétacé moyen appartiennent au Vraconnien. Les dépôts aquitaniens

Institutul Geologic al României

représentent, au point de vu paléontologique, une transition du Paléogène au Néogène. Ils sont composés de dépôts lagunaires, parmi lesquels sont intercalés des dépôts marins dont quelques-uns affectent des caractères fauniques néogènes.

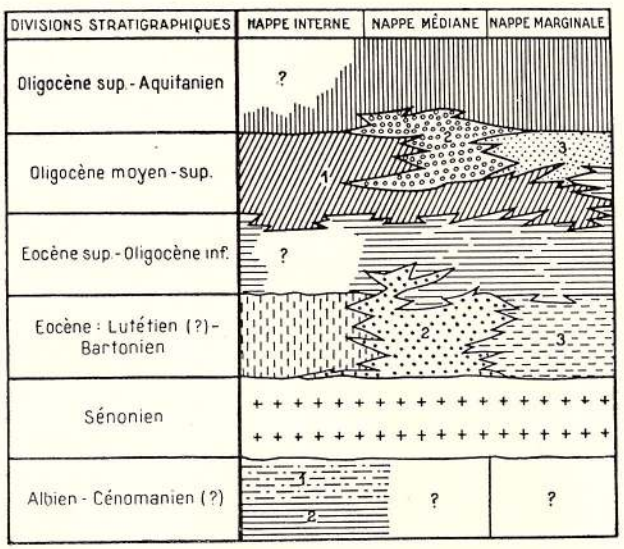


Fig. — 10. Variations de facies dans les dépôts du Flysch entre le Teleajen et la Doftana.

Albien-Cénomanien (?) Sénonien
- 1, horizon gréseux-conglomératique;
- 2, horizon marno-gréseux;

Éocène: Lutétien (?)-Bartonien
- 1, facies interne: Éocène du type Şotrile;
- 2, facies médian: Éocène du type Fusaru-Tarcău;
- 3, facies marginal: complexe éocène à hiéroglyphes.

Éocène-Oligocène inferieur
- 1, Couches de Pucioasa, couches de Homorâciu, couches de Podul Morii.

Oligocène moyen-supérieur
- 1, dysodiles et roches siliceuses, organiques et chimiques;
- 2, conglomérats et grès glauconieux;
- 3, grès de Kliwa.

Oligocène supérieur — Aquitanien
- 1, Conglomérats et grès glauconieux;
- 2, Schistes bitumineux;
- 3, Gypses et sel.

Les formations appartenant au Flysch présentent des variations de facies accentuées qui correspondent à des unités structurales différentes. Ces variations de facies sont particulièrement prononcées chez les dépôts du Paléogène, tandis que les dépôts crétacés sont moins variables.

L'Éocène est représenté dans la Nappe interne par le facies de Şotrile, extrêmement fossilifère, dans la Nappe médiane par le grès de Fusaru-Tarcău,

Institutul Geologic al României

moins fossilifère, et dans la Nappe marginale par le complexe éocène à hiéroglyphes très pauvre en restes organiques. Il existe des zones de jonction de ces facies. Verticalement, ces facies de l'Éocène typique passent par des transitions aux dépôts éocène-oligocènes représentés par les couches dites « couches de Pucioasa », « couches de Homorâciu » et « couches de Podul-Morii ». Ces dépôts passent également par des zones de transition à l'Oligocène moyen-supérieur, représenté dans la nappe interne seulement par des dysodiles, dans la Nappe médiane par des dysodiles et des accidents siliceux et dans la Nappe marginale par des dysodiles, des ménilites et du grès de Kliwa. Ce grès semble être partiellement synchrone aux dépôts aquitaniens conglomératiques de la Nappe médiane.

Le Paléogène se termine par l'Oligocène supérieur — Aquitanien, qui est faiblement représenté dans la nappe interne, surtout dans l'autochtone de celle-ci ; il est fort bien représenté dans la Nappe médiane et dans la Nappe marginale, dans l'autochtone aussi bien que dans la nappe.

Ces variations de facies du Flysch sont représentées dans la figure 10.

Les dépôts crétacé-paléogènes, qui constituent la Zone marginale du Flysch, présentent en grande partie un caractère mylonitisé accentué.

II. NÉOGÈNE

Après le dépôt du sel dans la grande lagune oligocène extracarpatique et après l'intense phase de plissements, qui a établi en majeure partie la structure des Carpates, la Mer néogène pénètre aussi à l'extérieur de cette chaîne. Sous l'action des mouvements orogéniques qui ont continué aussi au Néogène, ont eu lieu des alternances de transgression et de régression marines, en liaison avec lesquelles se sont formés les dépôts de ce système.

Par rapport à ces variations de régime du Néogène, les dépôts néogènes de cette région peuvent être classifiés comme suit :

B) Pliocène
- Levantin
- Dacien
- Pontien
- Méotien

A) Miocène
- Sarmatien
- Buglovien
- Tortonien
- Helvétien
- Burdigalien

Institutul Geologic al României

A) MIOCÈNE

L'existence du Miocène dans les Subcarpates a été établie depuis longtemps, la plupart des dépôts de cette série étant connus sous la dénomination de « Formation salifère subcarpatique ».

Par des recherches géologiques de longue haleine, on est parvenu à séparer dans cette formation, des horizons qui correspondent aux étages du Miocène des régions classiques, étant parallélisés principalement aux dépôts miocènes du bassin de Vienne.

Les dépôts miocènes sont bien représentés dans la région, entre le Teleajen et la Doftana. Ils forment deux grandes cuvettes : la Cuvette de Slănic et la Cuvette de Drajna. Celle-ci est mieux individualisée à l'E de Teleajen, tandis qu'à l'W de cette vallée elle tend à s'unir à la Cuvette de Slănic ou bien à se scinder en une série de cuvettes plus petites.

BURDIGALIEN

Le Burdigalien est représenté par de grands ou par de petits conglomérats rouges ou gris, qui peuvent atteindre jusqu'à quelques centaines de mètres en épaisseur. Ces conglomérats sont composés par des blocs de: diabases, schistes cristallins, quartzites, calcaires, grès mésozoïques et grès éocènes. On rencontre, alternant avec ces conglomérats, des marnes rouges et grises ou bien des grès des mêmes teintes. Les dépôts marneux et gréseux renferment parfois des veines de gypse. Le matériel dont ces conglomérats proviennent semble être d'origine carpatique.

Nous n'avons point trouvé dans ces dépôts des restes organiques qui leur soient propres, mais uniquement des formes mésozoïques et des formes éocènes remaniées.

Les conglomérats burdigaliens n'apparaissent que très rarement bien développés. Ils sont généralement laminés sur les lignes de dislocation entre le Paléogène et les cuvettes néogènes. Les dépôts burdigaliens affleurent entre le Teleajen et le Vărbilău, sur le contact entre la zone d'écailles et la Cuvette de Slănic, formant une zone continue qui va en s'effilant de l'E à l'W. A l'W de Vărbilău ces dépôts sont peu développés, interrompus ou réduits à de petites apparitions qui viennent souvent en contact avec l'Oligocène, l'Éocène ou le Sénonien, selon l'intensité du laminage. Entre la Valea Alunișul et la Valea Lupului (Brebu), les dépôts burdigaliens sont fortement disloqués et traversés par des failles transversales, telle par exemple la faille située à l'E de la cote 690. A l'W de la Valea Lupului, le Burdigalien forme de nouveau une bande continue, passant par la vallée de la Doftana.

Entre la Cuvette de Slănic et l'Éperon de Homorâciu, les conglomérat

Institutul Geologic al României

bien représentés à l'E de Teleajen, se laminent complètement à l'W de cette vallée.

Entre la Cuvette de Slănic et l'Éperon de Prăjani, les dépôts burdigaliens sont très bien représentés entre le Vărbilău et la Doftana, et on peut y constater l'admirable discordance qui existe entre ceux-ci et l'Aquitanien. Sur les flancs de la Cuvette de Drajna ces dépôts affleurent, au N, entre la vallée du Slănic et la vallée du Vărbilău, au S, entre la Valea Bughea et la vallée du Vărbilău.

Dans les petites cuvettes miocènes qui recouvrent les dépôts paléogènes de l'Éperon de Văleni, on rencontre des conglomérats aussi bien à l'E du confluent de la vallée du Vărbilău avec la vallée du Slănic qu'à Podul Ursului.

HELVÉTIEN

Les dépôts compris entre des conglomérats polygènes et des dépôts tortoniens ou sarmatiens ont été attribués à l'Helvétien.

L'Helvétien est représenté par : de menus conglomérats polygènes gris ou rouges, disposés en bancs alternant avec des couches de marnes rouges et grisâtres, et sont traversés par des diaclases gypsifères ; des grès micacés grossiers en bancs ou en couches minces ; des marnes rouges micacées en gros paquets, alternant avec de faibles intercalations de marnes grises ; des grès micacés friables, gris ou jaunes, alternant avec des sables ayant les mêmes couleurs ; des grès micacés cendrés à cassure curbicorticale, parfois à hiéroglyphes, de sorte qu'on peut les confondre avec le grès de l'Éocène marginal ; des marnes à Globigérines. Entre ces dépôts se trouvent des intercalations de gypses à structure fibreuse, tandis qu'à la partie supérieure ce sont le gypse et le tuf dacitique blanc ou vert qui prédominent.

En liaison avec les gypses, on rencontre très souvent, surtout dans le voisinage des lignes de dislocation, des calcaires bitumineux imprégnés de soufre. Tout comme le soufre, ces calcaires proviennent de solphares (2, 10, 62).

Comme les dépôts helvétiens de la partie inférieure sont généralement rougeâtres, on a attribué à ce complexe l'importance d'un horizon, le dénommant « l'horizon rouge du Salifère », tandis que les dépôts situés à la partie supérieure, pour la plupart gris, ont reçu le nom de « facies gris du Salifère » (Mrazec et Teisseyre). Ces dépôts sont très pauvres en restes organiques car, sauf quelques débris de poissons et des microorganismes, nous n'avons point rencontré d'autres fossiles.

Les dépôts de l'Helvétien sont très bien représentés dans les cuvettes miocènes.

Dans la Cuvette de Slănic, ces dépôts s'appuient sur des conglomérats burdigaliens et supportent en certains endroits le Sarmatien discordant (Brebu)

Institutul Geologic al României

ou le Tortonien (Slănic). Tous les dépôts cités sont fort bien représentés dans cette cuvette. Il sied de faire remarquer qu'entre la vallée du Vărbilău et la vallée du Teleajen, aussi bien les dépôts marno-gréseux que les dépôts conglomératiques de la base ont une teinte rouge, alors qu'à l'W de Vărbilău ces mêmes dépôts sont gris. On ne saurait donc généraliser la séparation en horizons en s'en tenant uniquement aux couleurs des dépôts.

Au-dessus de l'Éperon d'Homorâciu, à Slănic, se trouve un synclinal de dépôts helvétiens qui supporte le Tortonien fossilifère.

Dans la Cuvette de Drajna, l'Helvétien affleure au-dessus des conglomérats de la base, qui sont en général fortement laminés. La Cuvette de Drajna va en s'effilant et s'élève entre la vallée du Slănic et la vallée du Vărbilău, au point que les dépôts helvétiens, viennent à disparaître.

Au S de la ligne de dislocation Brebu— Cosminele—Drajna (Popești) existe une zone de dépôts helvétiens, disposés en petites cuvettes au-dessus des dépôts paléogènes de l'Éperon de Văleni ou en lambeaux pincés entre ces dépôts. C'est ainsi qu'on rencontre dans les environs du village de Vărbilău une petite cuvette de dépôts helvétiens : le bassin de la Valea Stejarului. Vers le S, les dépôts helvétiens de ce bassin s'étendent jusque vers une autre cuvette plus grande : la Cuvette de Trestioara—Gura Vitioarei. Sur le flanc W du massif de sel de Vâlcănești se trouve l'Helvétien, qui disparaît dans la Valea Cosmina, derrière une ligne de dislocation. Entre la Valea Cosmina et Bușteni, des lambeaux de dépôts helvétiens se trouvent pincés dans le Paléogène. Un petit synclinal d'Helvétien, également pincé dans le Paléogène, se trouve à Podul Ursului.

A l'W de la Valea Cosmina s'étend la grande cuvette de dépôts mio-pliocènes de Cosminele—Melicești—Doftana, où les dépôts helvétiens sont bien représentés. En liaison avec la réduction des gypses de cette cuvette apparaissent à Cosminele de nombreuses sources sulfureuses.

Dans l'axe de l'anticlinal de Mălăești—Fundeni, l'Helvétien apparaît fortement malaxé.

On peut conclure d'après les caractères pétrographiques des dépôts de l'Helvétien que cette série s'est formée sous un régime lagunaire, qui a favorisé le dépôt du gypse mais certainement pas aussi la vie des êtres, puisque ces dépôts sont caractérisés par l'absence totale de restes organiques.

La présence du tuf dacitique parmi ces dépôts démontre une activité volcanique considérable dans des régions assez rapprochées. Diverses suppositions ont été émises sur l'origine de ces tufs, certains auteurs affirmant qu'ils auraient été produits par les cendres des éruptions de dacites dans les Monts Apuseni (S. ATHANASIU), certains autres qu'ils proviendraient d'éruptions le long des lignes de dislocation des Subcarpates (MURGOCI, POPESCU-VOITEȘTI, PREDA), d'autres enfin qu'ils seraient en liaison avec les éruptions de Hărghita—Călimani (11).

Institutul Geologic al României

Quant à la manière dont ces tufs auraient été transportés et sédimentés, les suppositions varient selon les auteurs. M. S. ATHANASIU estime que les cendres auraient été transportées par voie éolienne, alors que MM. MRAZEC et TEISSEYRE penchent en faveur de la voie aquatique. On peut se demander à ce sujet si les quantités considérables de cendres volcaniques qui se sont sédimentées dans les lagunes helvétiennes n'ont pas contribué à empêcher le développement de la vie, provoquant de la sorte le manque de restes organiques dans ces formations.

TORTONIEN

On a attribué à cet étage une série de dépôts fossilifères, qui s'appuient généralement sur l'Helvétien à gypse et tuf dacitique et supportent le Sarmatien.

Les dépôts tortoniens de la région comprise entre le Teleajen et la Doftana, connus par des études antérieures (1, 6, 7, 21), sont représentés par des marnes grises tirant sur le noir, avec de faibles intercalations de tuf dacitique, des grès calcaires fossilifères et des calcaires organogènes à Lithothamnium.

Nous avons récolté les formes suivantes dans les dépôts tortoniens de cette région, à Meliceşti et à Slănic: *Lithothamnium* sp., *Heliastraea* sp., *Ditrupa incurva* REUSS, *Conus Dujardini* DESH., *Ancillaria glandiformis* LAMK., *Pleurotoma Herminae* HOERN., *Turitella subangulata* BROCC., *Buccinum costatum* BROCC., *Bulla Brocchii* MICHT., *Cerithium* sp., *Trochus* sp., *Oliva* sp., *Lucina columbella* LAMK., *Lucina ornata* AGASS., *Lucina sismonda* DESH., *Corbula gibba* OLIVI., *Pectunculus* sp., *Cardium* sp., *Venus* sp., *Ostrea* sp. La plupart de ces formes ont été trouvées par les géologues qui avaient étudié avant nous le Tortonien de cette région.

Le Tortonien est représenté, dans la région, aux endroits qui nous sont déjà connus par les travaux antérieurs : à Meliceşti et dans les environs de Slănic. Les dépôts tortoniens de Meliceşti se présentent sous forme d'une bande étroite comprise entre le Sarmatien et l'Helvétien. Dans la région de Slănic, ces dépôts affleurent dans la Valea Râpa Roşie, à l'E de la saline du même nom, dans le Vârful Gorganul, dans la Valea Zăpodiei et dans la Valea Fata Bordeiului, au S de la cote 690. En dehors de ces points, où l'existence du Tortonien ne fait aucun doute, il sied de mentionner encore la présence de blocs volumineux de grès calcaires noirâtres renfermant *Ancillaria glandiformis* et *Oliva*, que nous avons trouvés dans la Valea Maclei, au N de Bertea.

On peut déduire d'après la nature pétrographique des dépôts de cette formation et d'après la richesse des restes organiques qui y sont contenus, qu'elles se sont formées sous un régime marin normal, propice à la formation des dépôts récifaux, à savoir des calcaires à Lithothamnium et des Coraux.

Institutul Geologic al României

BUGLOVIEN — SARMATIEN

Nous avons attribué à cet étage des dépôts qui, dans la plupart des cas, reposent sur l'Helvétien et parfois aussi sur le Tortonien, supportant des dépôts méotiens presque partout où on les rencontre.

Nous avons introduit dans cette division le terme de « Buglovien », sans le séparer sur la carte, pour une série de marnes situées à la base des dépôts sarmatiens typiques qui contiennent parfois des intercalations de gypse et de tuf dacitique. Dans les travaux de nos devanciers (PREDA), ces dépôts ont été parallélisés aux « couches de Buglov ».

A la base des dépôts sarmatiens proprement dits se trouvent le plus souvent des dépôts argileux, représentés par des marnes argileuses grises, jaunes ou rouges, avec de faibles intercalations de gypse et de tuf dacitique. M. PREDA a récolté dans ces dépôts, à l'E de Teleajen et à Scăioși, un mélange de faune tortonienne et sarmatienne, et, partant de ce fait, il attribue ces dépôts au Buglovien.

Tenant compte des données paléontologiques mentionnées par M. PREDA e aussi du caractère pétrographique de cette série, en quelque sorte différente du Sarmatien proprement dit, nous avons adopté le terme de Buglovien. Comme nous avons toutefois rencontré, entre le Teleajen et la Doftana, dans ces dépôts marneux les mêmes restes organiques que dans le Sarmatien proprement dit, nous n'avons pu séparer le Buglovien du Sarmatien.

Aux dépôts marneux cendrés ou jaunes se superposent des marnes fortement calcaires, compactes, riches en restes organiques. Cet horizon supporte des calcaires oolithiques et pisolithiques, dont la couleur blanche tirant sur le gris ou brune s'explique par la présence de la matière ferrugineuse qui pigmente fortement la masse des oolithes. A ces dépôts oolithiques succèdent des grès durs, en bancs alternant avec des grès friables et des sables jaunes à concrétions sphéroïdales, de formes très curieuses. Les dépôts de cet horizon sont généralement fort pauvres en restes organiques. Nous avons récolté dans les différents horizons du Sarmatien, à Buștenari, Melicești et Trestioara, les formes suivantes : *Cerithium pictum* BAST., *Cerithium disjunctum* SOW., *Cerithium rubiginosum* EICH., *Cerithium bicostatum* EICH., *Buccinum duplicatum* SOW., *Pleurotoma Apolloniae* HORN, *Trochus Sanio* EICH., *Trochus podolicus* EICH., *Mactra* sp., *Ervillia podolica* EICH., *Ervillia pusilla* HÖRN. *Tapes gregaria* PARTSCH., *Cardium obsoletum* EICH., *Cardium Fittoni* d'ORB., *Modiola* sp., *Serpula gregalis* PARTSCH., etc.

Le Sarmatien est bien représenté dans la région. Entre Brebu et Alunișul apparaît, dans l'axe de la Cuvette de Slănic, une île de dépôts sableux sarmatiens, caractérisés par des intercalations de tuf dacitique et des concrétions sphéroïdales aux formes aussi variables que curieuses.

Institutul Geologic al României

Une autre apparition de dépôts sarmatiens existe entre la vallée de la Doftana et la Valea Cosmina, au N de Bușteni. Les dépôts de cette formation constituent les sommets qui dominent dans la région subcarpatique entre le Teleajen et la Doftana. Le plus haut de ces sommets est le Vârful Măcieșul (820). Entre la Valea Cosmina et la vallée du Teleajen affleure le Sarmatien de la cuvette Trestioara—Gura Vitioarei, représenté par presque toutes les séries de dépôts mentionnés.

Au S de la ligne de dislocation Vâlcănești—Scăioși, le Sarmatien affleure dans le synclinal Vâlcănești — Coada Malului et dans l'anticlinal de Mălăești. La plupart de ces affleurements de Sarmatien accusent une discordance entre cette formation et l'Helvétien et une concordance avec le Pliocène.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LE MIOCÈNE

Voici les conclusions qu'on peut tirer des données touchant les dépôts miocènes entre le Teleajen et la Doftana.

Une transgression de la mer à la fin du Burdigalien produit des formations marines néogènes représentées par les conglomérats rouges ou gris à la base des cuvettes. A cette formation marine de courte durée, succède la phase de régression, au cours de laquelle se dépose la série de l'Helvétien, caractérisée surtout par la présence du gypse et du tuf dacitique, mais très pauvre en organismes. Cette série représente la partie finale du premier Méditerranéen.

Avec le Tortonien commence un nouveau régime marin, durant lequel se déposent des sédiments très riches en restes organiques. Ce régime offre des conditions favorables au développement des récifs. C'est le second Méditerranéen. La fin du Tortonien et le commencement de la série sarmatienne — le Buglovien — représente un retour à un régime presque lagunaire qui a permis le dépôt du gypse. L'adoucissement des eaux favorise le développement d'un mélange de faune tortonienne et de faune sarmatienne. Avec ces dépôts finit la série du second Méditerranéen (7).

Le Sarmatien proprement dit a ses caractères paléontologiques propres, représentés par des restes d'organismes qui vivaient dans des eaux saumâtres. Ces organismes marquent le commencement d'une autre phase marine, la Mer sarmatienne, dont les eaux occupaient dans le SE de l'Europe une aire beaucoup plus étendue que celle du second Méditerranéen (45, page 1661). Les dépôts formés dans cette mer se trouvent en discordance sur les dépôts méditerranéens. Toutes ces oscillations proviennent des mouvements orogéniques au Miocène, qui continuent les mouvements paléogènes.

Institutul Geologic al României

B) PLIOCÈNE

Entre le Sarmatien et les dépôts quaternaires des terrasses se trouve une puissante série de dépôts représentant le Pliocène. Les variations considérables du régime sous lequel ces dépôts se sont formés ont provoqué des variations intenses, principalement dans les caractères fauniques. Ce fait a suscité de longues discussions, qui ont rendu difficile la séparation en différents horizons.

En partant des résultats fournis par les nombreuses recherches faites antérieurement, nous avons établi la classification figurant au commencement du présent chapitre.

MÉOTIEN

On a attribué à cet étage la série de dépôts qui reposent généralement sur le Sarmatien avec *Cerithium*, *Ervilia*, *Cardium* et *Mactra* et supportent des dépôts pontiens, dont ils se séparent par *Congeria Novorossica* SINZ.

Cet étage est composé de grès calcaires compacts, de marnes sableuses grises ou gris tirant sur le jaune, de calcaires oolithiques, de sables jaunes très fins ayant parfois des intercalations de bancs de grès ou des concrétions sphéroïdales, de sables grossiers à caractère torrentiel, de dépôts marno-gréseux fortement limonitisés et parfois aussi de faibles intercalations de tuf volcanique. Du fait de ces dépôts, le Méotien présente un caractère pétrographique généralement arénacé.

Nous avons récolté dans ces dépôts, notamment à Mălăești, Coada Malului, Vâlcănești et Bușteneri, de nombreux restes organiques dont les plus caractéristiques sont : *Dosinia exoleta* LINN., *Unio subrecurvus* TEISS., *Unio subatavus* TEISS., *Congeria subcarinata* DESH., *Congeria Novorossica* SINZ., *Cerithium Istritzense* TEISS., *Vivipara Neumayri* BRUS., *Neritina rumana* SABBA, *Hydrobia vitrella* BRUS., *Limnaea* sp., *Helix* sp., *Planorbis* sp.

On constate, dans la superposition des dépôts de cette formation, sans qu'il s'agisse toutefois d'une règle générale, la disposition suivante :

Aux dépôts sarmatiens succède un grès calcaire compact avec *Congeria subcarinata* DESH. et d'autres formes. A ce grès succède une série de marnes, des sables et des grès contenant peu de restes organiques. On rencontre, en continuation, des marnes grisâtres sableuses, sans organismes, lesquelles forment un paquet de quelques dizaines de mètres. Ces dépôts sont recouverts par des marnes ocreuses, des grès corrodés et des sables torrentiels, parmi lesquels se trouvent intercalées de minces couches de grès gris compact à *Dosinia exoleta*. Viennent ensuite de fins sables jaunes à Unionides et Neritines, qui sont séparés, par des intercalations de marnes cendrés à *Neritina* et *Hydrobia*, d'une autre série de sables contenant des grès en bancs ou des concrétions sphé-

Institutul Geologic al României

roïdales. Sur ce groupe de dépôts reposent des marnes grises et gris-jaune sableuses à *Hydrobia*, *Neritina* et *Vivipara*, dans lesquelles se trouvent parfois des intercalations de tuf volcanique (11). On rencontre, au-dessus des dépôts de cette série, des marnes et des dépôts oolithiques noirâtres contenant *Helix*, *Limnaea* et *Planorbis*, tandis qu'à la partie supérieure se trouve un banc de grès, de 1 à 2 m d'épaisseur, avec *Congeria Novorossica* SINZ., qui sépare le Méotien des dépôts pontiens.

Le Méotien mesure environ 300 m en épaisseur, mais il n'est que très rarement représenté d'une manière complète, par suite de ses laminages sur des lignes de dislocation.

Les dépôts pliocènes en général, et par conséquent aussi les dépôts méotiens, sont répartis en trois zones, à savoir : la zone des cuvettes de Drajna et de Cosmina—Melicești—Doftana, la zone du synclinal-cuvette de Trestioara—Gura Vitioarei, la zone située au S de la ligne de dislocation de Câmpina—Vâlcănești—Scăioși.

Dans la première de ces zones, le Méotien affleure dans le petit bassin sur la crête séparant les eaux entre la vallée du Slănic et la Valea Bughea. Les dépôts méotiens reposent sur l'Helvétien. Nous avons trouvé à l'W de la voie ferrée Slănic—Ploești, dans la même zone, des blocs de grès à *Dosinia exoleta*, qui ne peuvent provenir que du voisinage. Dans la cuvette de Cosminele—Melicești—Doftana, le Méotien repose sur les dépôts sarmatiens et ne supporte plus d'autre formation.

Dans la seconde desdites zones, les dépôts méotiens, s'appuyant sur le Sarmatien, forment un synclinal qui s'étend entre Trestioara et la vallée du Teleajen. Le flanc N de ce synclinal est laminé ou bien disparaît complètement sur la ligne de dislocation Podul Ursului—Gura Vitioarei. Dans la même zone se trouvent des dépôts méotiens entre la Valea Telega et la vallée de la Doftana, disposés en un petit synclinal.

Dans la troisième zone, le Méotien est très bien représenté entre la vallée de la Doftana et la Valea Cosmina, formant une bande continue orientée E-W. Dans la Valea Doftănețului, un éperon de Méotien de l'anticlinal Recea—Runcu se détache de cette bande. De la Valea Cosmina, le Méotien change de direction, empruntant ensuite le cours N-S de cette vallée jusqu'à Vâlcănești. A partir d'ici, les dépôts méotiens disparaissent su la ligne de dislocation Vâlcănești—Scăioși pour réapparaître à l'E de la vallée du Teleajen, se développant très puissamment dans les éminences de Coada Malului, où ils terminent d'une manière périclinale le synclinal de Vâlcănești—Scăioși. Les dépôts se prolongent à l'W de Teleajen, passent par Coțofenșeti et terminent, également d'une manière périclinale, l'anticlinal de Mălăești; ces dépôts disparaissent sur le flanc S de celui-ci.

Les dépôts de cette zone s'appuient sur des formations différentes. Ainsi, entre Doftana et Bușteni, le Méotien recouvre l'île d'Oligocène Bușteni

Institutul Geologic al României

—Telega. Entre Buștenari et la Valea Cosminelor ils s'appuient sur l'Helvétien. La portion N-S du Méotien de la Valea Cosminelor repose également sur l'Helvétien, et les dépôts du synclinal de Vâlcănești—Scăioși, à l'E du Teleajen, s'appuient sur le Sarmatien.

De ce que nous avons dit touchant les caractères pétrographiques et paléontologiques des dépôts méotiens, il résulte que ceux-ci se sont formés dans des eaux ayant un caractère proche de celui des eaux de la Mer sarmatienne. Les deux séries de dépôts s'apparentent par les caractères fauniques aussi bien que par les caractères pétrographiques. Vers la fin de l'époque, les eaux dans lesquelles s'est déposé le Méotien s'adoucissent, et c'est ainsi qu'on voit apparaître des genres d'eaux douces, tels que *Limnaea*, *Planorbis*, *Helix* et *Vivipara*.

Malgré cet apparentage, nous ne pouvons pas attribuer les dépôts méotiens au Sarmatien, puisqu'ils représentent une transgression par rapport à cette formation. Nous déduisons cette transgression de la présence du Méotien au-dessus des diverses formations autres que le Sarmatien, ce qui démontre ou bien que celui-ci ne s'est pas déposé dans ces lieux, ou bien que, s'il s'y est déposé, il a été exondé et soumis à l'érosion après sa formation.

PONTIEN

Les dépôts que nous avons attribués à cet étage sont limités à la partie inférieure du banc de grès à *Congeria Novorossica* Sinz. Il est plus malaisé de déterminer la limite supérieure du Pontien, puisque les caractères paléontologiques de cet étage se mélangent à ceux du Dacien, de sorte qu'on trouve des formes communes à l'un étage comme à l'autre. Dans certains cas cette délimitation devient presque impossible, puisque des dépôts aux formes pontiennes les plus typiques reposent sur des dépôts qui, étant donné la majorité des formes, présentent un caractère dacien.

Pour la facilité de notre étude, nous avons admis comme limite entre le Pontien le Dacien un niveau de grès très fossilifères, corrodés et ferrugineux. Au-dessous de ce niveau dominent les dépôts à caractère marneux du Pontien, au-dessus les dépôts à caractère sableux du Dacien.

Dans la région considérée, cet étage est représenté par des argiles gris-bleu, des marnes grises, des marnes sableuses gris tirant sur le jaune, des sables ferrugineux d'une teinte jaune-rouge, avec des intercalations de grès fossilifères, corrodés, de couleur rouge-brun produite par les oxydes de fer. Le caractère pétrographique général du Pontien est marneux.

Nous avons récolté dans ces dépôts, à Gura Vitioarei, Vâlcănești, Buștenari et Runcu, les fossiles suivants : *Valenciennesia annulata* Rouss., *Cardium* cf. *Lenzi* Hörn., *Cardium Abichi* Hörn. *Congeria rhomboidea*

Institutul Geologic al României

HÖRN., *Vivipara Neumayri* BRUS., *Dreissensia* sp., *Melanopsis* sp., des *Ostracodes* etc.

Sans généraliser, on peut constater la superposition suivante des dépôts pontiens : au Méotien succède un gros paquet d'argiles plastiques bleues ou de marnes grises contenant *Valenciennesia annulata* et des Cardiacées minces aux côtes fines, des types *Cardium Lenzi* et *Cardium Abichi*. Au-dessus de ces dépôts, dont l'épaisseur peut atteindre près de 200 m, viennent des marnes sableuses, gris tirant sur le jaune, avec *Congeria rhomboidea*, *Vivipara Neumayri* et les mêmes Cardiacées minces. Ces marnes, d'une épaisseur d'environ 250 m, sont recouvertes de sabels jaune-rouge, avec des intercalations de marnes et de grès très fossilifères, et contiennent *Cardium*, *Prosodacna*, *Melanopsis*, *Vivipara* et *Dreissensia*, généralement fortement broyés et dont la partie supérieure se cimente en une véritable lumachelle, par laquelle les marnes passent aux grès ferrugineux que nous avons considérés comme la limite avec le Dacien.

L'épaisseur totale du Pontien est d'environ 500 m.

La répartition du Pontien est la même que celle des dépôts méotiens : on l'observe dans le petit bassin pliocène entre Bughea et Slănic, dans le synclinal entre Telega et Doftana et dans la Cuvette de Trestioara—Gura Vitioarei. Quant à la troisième zone, le Pontien y est très développé entre la Doftana et la Valea Cosmina, se présentant sous forme de larges plis.

Les caractères paléontologiques de cette formation dénotent qu'elle s'est formée sous un régime d'eau adoucie. Par ses caractères fauniques et pétrographiques on la sépare facilement du Méotien, tandis qu'il devient très malaisé de la séparer du Dacien.

DACIEN

Les limites entre lesquelles nous avons situé le Dacien sont les suivantes : à la partie inférieure, le grès fossilifère corrodé rouge-brun ; à la partie supérieure, les couches de lignite et les marnes charbonneuses avec *Vivipara bifarcinata*, *Unio*, *Helix* et *Planorbis*.

Le Dacien est représenté par des marnes grises sableuses, des sables jaunes ferrugineux, des grès friables, de faibles intercalations de menu gravier, des marnes grisâtres à intercalations de lignite dans des couches d'épaisseurs variables. Le phénomène d'auto-oxydation du charbon rend ces marnes rouge-brique et dures. De cette série de sédiments nous avons récolté à Coțofenești, Vâlcănești (Valea Izvorului), Scorțeni, Runcu et Telega les formes suivantes : *Prosodacna Haueri* COB., *Prosodacna Serena* SABBA, *Stylodacna*

Institutul Geologic al României

Heberti COB., *Vivipara Stefanescui* SABBA, *Vivipara Woodwardi* BRUS., *Vivipara bifarcinata* BIELZ., *Dreissensia Riemestiensis* FONT., *Dreissensia polymorpha* PALLAS., *Unio* sp., *Melanopsis decollata* STOLICZKA, *Neritina* sp.

Dans la superposition de ces dépôts on distingue à peu près l'ordre suivant : à la partie inférieure se trouvent des sables jaunes et des marnes grises, sableuses, très fossilifères, contenant *Prosodacna*, *Dreissensia*, *Melanopsis* et *Unio* ; viennent ensuite une alternance de marnes, sables grès et gravier, avec *Prosodacna* et *Vivipara*. A cette alternance succèdent d'abord des sables jaunes, avec *Vivipara Woodwardi* et *Vivipara bifarcinata*, et ensuite des marnes grises contenant des couches de lignite. A la limite entre le Dacien et le Levantin affleurent des marnes charbonneuses, noir tirant sur le brun, parfois schisteuses, qui recèlent les formes mentionnées au commencement.

Le Dacien mesure environ 300 m d'épaisseur.

Dans la Cuvette de Trestioara—Gura Vitioarei, on ne rencontre le Dacien qu'à l'E du Teleajen. La série de dépôts daciens la plus complète se trouve dans la troisième zone, leur dispersion étant la même que celle des dépôts des autres étages pliocènes. A l'E de la Valea Cosmina, les dépôts du Dacien se trouvant dans la Valea Lespedea, à Vâlcănești, sont imbibés de pétrole. On constate dans cette zone, entre la Valea Mislea et la Valea Cosmina, la présence d'une flexure entre les dépôts pontiens et les dépôts daciens.

Comme le Dacien présente généralement un caractère arénacé, il est parfois imbibé de pétrole. A en juger d'après le caractère faunique, les dépôts de cette formation se sont déposés dans des eaux adoucies contenant aussi des débris végétaux qui, en s'accumulant, donnèrent naissance à des gisements de lignite.

LEVANTIN

Nous avons attribué à cet étage les dépôts situés entre les marnes noir tirant sur le brun, schisteuses, charbonneuses, avec *Unio*, *Paludina* et *Helix*, à la partie inférieure, et les dépôts de terrasse non plissés à la partie supérieure.

Le Levantin est constitué par des marnes schisteuses, charbonneuses, d'une teinte brune tirant sur le noir, des argiles gris-vert à nodules calcaires, des marnes grises sableuses, de fins sables jaunes, des sables grossiers, du gravier fin ou gros, libre ou cimenté, en conglomérats. Ces dépôts contiennent *Unio* sp., *Limnaea* sp., *Planorbis* sp., *Helix* sp., *Vivipara bifarcinata* BIELZ. Nous n'avons rencontré nulle part des traces de Cardiacés.

On distingue dans la superposition de ces dépôts l'ordre suivant : aux marnes noires, charbonneuses, de la base se superposent des marnes grises sableuses avec *Vivipara bifarcinata*, des argiles plastiques vertes à nodules calcaires, une alternance de marnes noires, des sables gris tirant sur le vert, des sables jaunes, de fins graviers avec des intercalations de conglomérats

Institutul Geologic al României

en bancs, des marnes sableuses jaunes. Ces dépôts renferment des restes d'*Unio*, de *Helix* et de *Vivipara*. La partie supérieure contient uniquement des sables et des graviers, parfois puissamment cimentés. Ces dépôts représentent les couches de Cândești. Le Levantin mesure environ 500 m d'épaisseur.

Les dépôts lévantins ne sont répandus que dans la troisième zone, où ils forment une bande continue entre la Valea Mislea et la vallée du Vărbilău. Entre Cosmina et Vărbilău, sur le flanc N du synclinal de Vâlcănești—Coțofenești, les dépôts levantins sont chevauchés par l'Helvétien le long d'une ligne de dislocation. On constate la même situation sur le flanc S de l'anticlinal de Mălăești.

Par ses dépôts et par leur faune, le Levantin représente une formation d'eau douce, et par l'horizon des couches de Cândești, il accuse un caractère fluvio-lacustre. Ces dépôts ont entièrement comblé le Lac pliocène.

Les dépôts du Levantin étant plissés, il en résulte qu'ils ont subi, après leur formation, des mouvements orogéniques à la fin du Pliocène.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LE PLIOCÈNE

Par suite des mouvements orogéniques à la fin du Sarmatien, cette formation a été exondée, tandis que les eaux de la mer se retiraient en donnant naissance, d'une part des Carpates et de l'autre, au Lac pannonien et au Lac ponto-caspien, dans lesquels se sont formés les dépôts pliocènes.

Mis à sec, le Sarmatien a subi parfois des érosions jusqu'à disparaître complètement. Les oscillations de la zone subcarpatique ont provoqué le déplacement du Lac ponto-caspien vers le NW, où il a recouvert la zone des dépôts sarmatiens là où ils avaient été enlevés par érosion, ou n'avaient pas été déposés primordialement. Dans ce lac à l'eau saumâtre, plus adoucie que celle du Sarmatien, se développe une faune apparentée à la faune sarmatienne et présentant en même temps les caractères de faune des eaux adoucies. Les dépôts qui se sont formés pendant ce temps représentent le Méotien.

Se maintenant à un degré de salinité assez prononcé, le Lac pliocène devient le siège de la sédimentation pontienne.

Sous l'influence des rivières qui s'y versaient, ce lac s'adoucit de plus en plus, au point qu'il s'y développa durant le Dacien une faune abondante de types d'eau douce : *Unio*, *Vivipara*, *Melanopsis*, etc. Les caractères saumâtres ne s'en maintiennent pas moins, ainsi qu'il résulte du développement des Cardiacés. Des débris végétaux transportés par les rivières, ou bien la végétation autochtone des tourbières, s'incarbonisent entre les sédiments de cette formation, produisant des couches de lignite, caractéristiques au Dacien. Dès le commencement du Levantin, l'adoucissement devient total et le

Institutul Geologic al României

Lac pliocène est rempli de graviers fluviatiles, représentés par les couches de Cândești. A ce phénomène de colmatage succède une nouvelle et puissante manifestation des mouvements orogéniques qui plissent entièrement l'aire pliocène, qui devient terre ferme.

En ce qui concerne la division du Pliocène, il est fort malaisé de séparer le Pontien du Dacien. Généralement, au point de vue paléontologique, on peut diviser le Pliocène en trois séries : la série inférieure, dépourvue de Cardiacés, correspond au Méotien ; la série moyenne, qui contient une faune abondante de Cardidés (Cardiacés et Prosodacnes) correspond au Pontien et au Dacien ; la série supérieure, caractérisée par l'absence des Cardiacés et la présence des formes d'eau douce, correspond au Levantin.

III. QUATERNAIRE

Le remplissage du Lac pliocène avec les dépôts levantins, de même que les mouvements orogéniques qui ont plissé le Pilocène, ont eu pour effet de soulever la zone subcarpatique et de la mettre à sec, tandis que les eaux se retiraient vers l'E. Cette terre ferme commence à être drainée par un réseau hydrographique qui est la continuation du réseau de la zone montagneuse, déjà formé, ainsi que le démontrent les éléments des terrasses.

Sous l'effet d'érosion et d'alluvionnement de ce régime hydrographique se sont formés les dépôts quaternaires représentés par des terrasses diluviales et des alluvions modernes. On distingue, selon le niveau des terrasses et leur nature pétrographique, deux terrasses : l'une inférieure, l'autre supérieure. Nous pouvons donc classifier le Quaternaire situé entre le Teleajen et la Doftana comme suit :

Diluvium : Terrasses { supérieures / inférieures

Alluvium : Alluvions

Les alluvions sont composées d'éléments provenant de la zone du Flysch et de celle du Néogène, que traverse le réseau hydrographique actuel.

La terrasse inférieure est constituée par des sables et de menus ou gros graviers, parfois faiblement cimentés. Vers la Valea Mislea, les dépôts de la terrasse inférieure contiennent fréquemment un dépôt argileux rouge (argile rouge). Les dépôts de cette terrasse recèlent de nombreuses coquilles d'*Helix*, de *Succinea* et *Clausilia*. Au-dessus des dépôts de la terrasse inférieure se développe une couche assez épaisse de lehm sableux et de sol noir qui les rend propres au développement d'une culture agricole intense.

La terrasse supérieure est formée de gros graviers parfois puissamment cimentés en un vrai conglomérat. Ils sont en grande partie recouverts d'un

Institutul Geologic al României

sol sableux jaune. Nous avons rencontré dans la terrasse supérieure de Vâlcănești, située au-dessus du Levantin, plusieurs fragments de défenses de *Proboscidiens*.

Outre ces dépôts quaternaires, nous avons encore observé des formations actuelles de tufs calcaires dans la vallée du Teleajen et ses affluents.

Les alluvions sont disséminées dans le lit des rivières qui drainent la région.

Les terrasses inférieures sont très développées le long de la vallée du Teleajen, de Măgurele à Valea Largă ; leur développement est moindre dans la vallée de la Doftana et extrêmement réduit dans la vallée du Vărbilău. Toute la région située au S de Mălăești — Scorțeni — Bănești, traversée par la Valea Mislea, est recouverte par les dépôts de la terrasse inférieure. Ceux-ci représentent les terrasses unies de la Prahova et du Teleajen.

Les terrasses supérieures sont elles aussi développées en liaison avec l'action de drainage des grandes rivières, parmi lesquelles il sied de citer en premier lieu la vallée du Teleajen. Entre la Crasna et le Teleajen, ces terrasses ont été réduites à des petites crêtes sous l'effet des érosions, alors qu'au S de la Valea Crasna elles atteignent un développement considérable, formant une guirlande sur la rive droite du Teleajen, jusqu'à son confluent avec la vallée du Vărbilău.

Une puissante érosion a disloqué les terrasses, qui n'en restent pas moins suffisamment bien développées pour permettre d'établir leur origine relativement récente, laquelle résulte d'ailleurs aussi du fait qu'elles contiennent des fragments de conglomérats crétacés non désagrégés encore (23, 27).

En liaison avec l'action du Vărbilău se développent les terrasses supérieures représentées par Podul Bertei et par les lambeaux au-dessus du Miopliocène du synclinal de Trestioara—Poiana Vărbilău. En liaison avec la vallée de la Doftana se trouvent de petits restes de terrasses sur les éminences situées au NE de Brebu (cote 690).

CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES ET PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Les plus anciens dépôts entrant dans la constitution de cette région sont d'âge albien-cénomanien (vraconnien).

Après la formation de ces dépôts, on constate une lacune stratigraphique qui correspond en partie au Cénomanien et au Turonien. A cette époque la région était exondée et soumise à l'érosion.

Avec le commencement du Sénonien se produit une nouvelle transgression marine. Les dépôts albiens sont immergés, et au-dessus d'eux se déposent en

Institutul Geologic al României

discordance les dépôts du Sénonien, tantôt directement au-dessus de l'horizon marneux mis à jour par l'érosion, tantôt au-dessus des grès ou conglomérats non érodés. La Mer sénonienne était interrompue par des îles ou peut-être même par une cordillère (MURGEANU) formée de roches éruptives rouges et d'autres roches exotiques appartenant probablement à la chaîne varisque du fondement. La désagrégation de ces îles ou de la cordillère a donné naissance aux éléments exotiques qui entrent dans la constitution du Sénonien.

L'incertitude concernant l'existence du Danien et du Lutétien entre les dépôts du Flysch nous incite à croire qu'à cette transgression succède une nouvelle exondation dans le Crétacé supérieur et l'Éocène inférieur, laquelle aurait provoqué l'absence du Danien et du Lutétien. Dans l'Éocène moyen, la région est de nouveau couverte par les eaux.

Le début de l'Oligocène se manifeste par de nouveaux soulèvements de la Chaîne carpatique et du fond du géosynclinal du Flysch, qui annoncent une nouvelle régression marine. La mer, retirée des deux côtés de la chaîne, se transforme en lagunes dans lesquelles se forment les dépôts oligocènes. Cette région de lagunes s'étendait, à l'extérieur des Carpates, entre la Chaîne dacique et la terre ferme de la Plate-forme podolique, la Plate-forme prébalcanique et la Dobrogea. Durant cette période, le fondement des grandes lagunes oligocènes et la chaîne carpatique se trouvaient en équilibre peu stable, étant soumis aux mouvements orogéniques. Les oscillations provoquées par ces mouvements produisent des alternances de régime marin et de régime lagunaire. Au cours des phases marines se forment des dépôts glauconieux contenant des restes organiques, tandis que dans les phases de régression prennent naissance des dépôts lagunaires, à savoir des schistes bitumineux, du gypse et du sel. Cette période d'alternance de régimes correspond à l'Aquitanien.

Il est fort possible que cette alternance de régimes soit liée à des phénomènes de subsidence. Le régime marin prenait naissance dans la phase de brusque immersion (subsidence). Par le remplissage du géosynclinal avec des sédiments se créaient des conditions lagunaires tout comme si le fond s'était soulevé. Peu résistant, le fond de la mer s'effondre sous le poids des sédiments formés et il se produit une nouvelle subsidence, accompagnée d'un retour du régime marin. De tels phénomènes sont fort probables dans des régions qui deviendront le siège de mouvements orogéniques intenses (59, page 564), comme c'était le cas de la région comprise entre le Teleajen et la Doftana au temps de l'Aquitanien.

Alors que dans la Mer Méditerranée intracarpatique se sédimentaient les dépôts burdigaliens, caractérisés par des organismes caractéristiques (à Bahna à Petroșani), le géosynclinal du Flysch était le siège de l'un des mouvements orogéniques les plus intenses, qui produisit la structure en nappes de

Institutul Geologic al României

charriage sous lesquelles les dépôts oligocène-aquitaniens se sont trouvés pincés.

Vers la fin du Burdigalien se place dans les Subcarpates la phase d'immersion, et les eaux du premier Méditerranéen pénètrent aussi à l'extérieur des Carpates, donnant naissance à un régime marin dans cette région. Dans cette mer se déposèrent les conglomérats qui représenteraient la fin du Burdigalien. Le régime marin ne dure guère, car un nouveau soulèvement des Carpates et des Subcarpates provoque la régression de cette mer méditerranéenne, laquelle s'est manifestée par le régime lagunaire helvétien.

Les mouvements orogéniques, qui commencent dès l'Oligocène, provoquent des effondrements qui donnent naissance au Bassin transylvain. Les éruptions volcaniques des Monts Apuseni et de Hărghita—Călimani commencent à se manifester sur les lignes d'effondrement. L'activité volcanique atteint son maximum d'amplitude durant l'Helvétien. Les cendres de ces éruptions, t ansportées soit par la voie de l'air, soit par la voie des eaux, commencent à se sédimenter dès l'Oligocène mais plus particulièrement durant l'Helvétien, formant les tufs volcaniques dacitiques et andésitiques.

Au soulèvement ayant provoqué la régression du premier Méditerranéen succède une phase d'immersion. En liaison avec ce phénomène, se produit la transgression du deuxième Méditerranéen, représenté par le Tortonien.

Le régime marin du deuxième Méditerranéen s'achève par une phase de régression qui correspond au Buglovien.

Une nouvelle immersion a lieu, et le Sarmatien se dépose. Celui-ci représente une transgression beaucoup plus puissante que celle du Tortonien, puisque les eaux de la mer sarmatienne s'étendent jusqu'à la région caspienne et en partie au-dessus de la Plate-forme balcanique (7, 45).

Le Sarmatien finit par une puissante émersion des Carpates et des Subcarpates, l'aquelle provoque le retrait des eaux dans le Lac ponto-caspien et le Lac pannonien, l'un et l'autre des lacs fermés.

Dans le Lac ponto-caspien se dépose le Pliocène, qui représente, par les dépôts de ses étages, des phases d'adoucissement successif de ce lac et son remplissage complètement réalisé à la fin du Levantin.

La formation des dépôts pliocènes est elle-même influencée par des oscillations, qui se manifestent par de petites régressions et des transgressions, ou peut-être par des phénomènes de subsidence.

A cet étage succèdent les mouvements orogéniques post-levantins qui donnent naissance aux plis diapirs.

Le régime continental post-pliocène est drainé par le réseau hydrographique dont l'action a engendré les dépôts quaternaires, dans l'espèce des terrasses et des alluvions.

Institutul Geologic al României

ÉTUDE MICROGRAPHIQUE

Sous l'influence du professeur L. CAYEUX, qui s'est adonné à l'étude des roches sédimentaires depuis plus de trente ans, les recherches dans cette direction ont pris beaucoup d'ampleur ces derniers temps.

L'étude micrographique de ces roches nous met en contact avec d'innombrables problèmes concernant la lithogénèse et la diagénèse des sédiments. Nous avons donc fait une étude micrographique sommaire des dépôts de cette région, afin de déchiffrer au moins quelques-uns des phénomènes qui se sont produits dans le complexe de sédiments de la région comprise entre le Teleajen et la Doftana.

I. DÉPÔTS ALBIENS

Des dépôts albiens formant l'objet du présent chapitre, les plus caractéristiques sont les suivants, en allant de la base à la partie supérieure :

GRÈS MICACÉS MARNEUX, GRIS, À AMMONITES ET INOCÉRAMES

Les dépôts étudiés par nous appartiennent à l'horizon marno-gréseux de l'Albien et proviennent de la Valea Crasna et de la vallée du Teleajen. Ils sont composés de matériel détritique, de minéraux secondaires et de ciment.

Le matériel détritique est représenté par du quartz en grains anguleux, d'un diamètre de maximum 0,1 mm, riches en inclusions solides et plus riches encore en inclusions gazeuses. La plupart des grains de quartz sont broyés et présentent des extinctions roulantes. On ne constate aucune trace de croissance dans ces grains. Le feldspath est représenté par des grains d'orthose et des feldspaths plagioclases, tous les grains étant à peu près de la même grandeur que le quartz et se présentant généralement limpides. On rencontre, conjointement avec ces minéraux, d'innombrables lamelles de muscovite, biotite et chlorite.

Minéraux secondaires. La masse entière de la roche est parsemée d'innombrables globules de sulfure de fer, probablement sous forme de melnicovite ou pyrite. Ces globules s'unissent souvent et forment des agglomérats de formes différentes d'un diamètre maximum de 0,15 mm.

Institutul Geologic al României

Il sied de faire remarquer l'absence totale de la glauconie.

On ne constate nulle part la présence de restes organiques sûres. On observe fréquemment des fragments de matière brune, à réflexe mat à la lumière reflétée, ce qui prouve la nature organique desdits fragments qui présentent parfois de vagues traits de structure végétale.

Le ciment de la roche est composé de matière argileuse, représentée par des phyllades légèrement biréfringentes. Cette argile est mêlée à du carbonate de chaux en menus grains. La masse du ciment argilo-calcaire contient une infinité de globules, des fragments de cristaux et des cristaux parfaitement formés, isolés ou entassés, de rutile, zircon et apatite. Ces minéraux proviennent de la désagrégation des roches qui ont fourni le matériel détritique et représentent des inclusions dans les grains de quartz de ces roches. Certains de ces minéraux peuvent cependant résulter de la transformation des micas titanifères ou du métamorphisme des argiles.

La roche est pigmentée avec une matière brune à réflexe mat de nature sapropélienne.

D'après la teneur et la finesse du matériel détritique, les dépôts appartiennent au groupe des roches terrigènes. La présence de sulfures de fer en grandes quantités et l'absence de glauconie démontrent que ces sédiments se sont probablement formés par la consolidation des boues, analogues aux boues bleues actuelles.

CALCAIRES SOMBRES STRATIFIÉS, INTERCALÉS ENTRE DES GRÈS

Le matériel faisant l'objet de nos études provient de la base de l'horizon gréseux conglomératique de Plaiul Găina, au N de Brebu et de Plaiul Nebunul (1482).

En général ces calcaires sont dépourvus de matériel détritique, comme c'est le cas à Vârful Găina ; ils n'en contiennent que de très faibles quantités sous la forme de quelques granis de quartz, feldspath et lamelles de mica, dont le diamètre maximum atteint 0,05 mm (Măgura Nebunului).

Les minéraux secondaires sont représentés par la pyrite et la magnétite, qu'on trouve généralement sous la forme de globules ou d'agglomérations irrégulières et quelques rares fois aussi sous celle de cristaux. Ces minéraux sont répandus dans la masse du ciment et à l'intérieur des loges de Foraminifères. On ne constate que fort rarement le remplacement du test des Foraminifères par ces minéraux.

Ces calcaires contiennent une assez grande quantité de restes organiques représentés par des Foraminifères, Radiolaires, spicules de Spongiaires et fragments de Mollusques. Les grains de phosphate de chaux cryptocristallin, dont beaucoup présentent une structure osseuse typique, peuvent également être considérés comme des restes organiques.

Institutul Geologic al României

Le calcaire intercalé entre les grès de Vârful Găina est lui aussi presque entièrement composé de Foraminifères, représentés par *Orbulina*, *Lagena* et *Fissurina*. Ces organismes se présentent sous l'aspect de petites formes, au test calcaire hyalin, robuste et le plus souvent non perforé. L'intérieur des loges est rempli de calcite cristallisée et contient très souvent un granule ou bien une association de globules de pyrites, qui peuvent parfois occuper tout l'intérieur de la loge.

Parmi ces organismes apparaissent encore des formes circulaires ou ovales, bien plus grandes que les Foraminifères et différentes de celles-ci par le fait qu'il n'est plus possible de 'distinguer le test et que toute leur masse est composée de calcite largement cristallisé. Étant donné la forme, la grandeur et le mode de conservation de ces restes organiques, ils peuvent être considérés comme des Radiolaires complètement calcifiés. Ces calcaires contiennent aussi des fragments de Mollusques, probablement des Gastéropodes.

Les calcaires de Plaiul Măgura Nebunului sont plus pauvres en organismes. Ceux-ci sont représentés en premier lieu par des Radiolaires calcifiés appartenant aux groupes *Spumellaria* et *Nassellaria*. Viennent ensuite, par ordre de fréquence, des spicules de Spongiaires calcifiés qui conservent parfois encore des traces de canal. On rencontre souvent des formes au test très mince, constitué par de la calcite. Tantôt ces formes se présentent sous l'aspect d'un ovale étranglé au milieu ou de deux cloches unies par leur bords évasés, tantôt sous l'aspect d'une seule cloche. Il est possible que ces formes représentent une espèce de Radiolaire calcifié.

Nous avons trouvé des fragments de phosphate de chaux, de nature osseuse.

Les Foraminifères sont rares ou font totalement défaut.

Tous les éléments de ces roches, minéraux et organismes, sont dispersés dans une masse fondamentale, composée de carbonate de chaux cristallisé en petits granules (Măgura Nebunului) ou en granules de dimensions supérieures (Vârful Găina), ce qui contribue à conférer à la roche son caractère de structure granulaire.

A la base de l'horizon gréseux — conglomératique de l'Albien se trouvent des intercalations de calcaires en couches. A en juger d'après les restes organiques de ces intercalations, ce sont des calcaires à Foraminifères et à Radiolaires.

La présence des formes organiques robustes, des spicules de Spongiaires et des fragments de Mollusques permet de ranger ces dépôts parmi des sédiments benthogènes (20, page 470), formés probablement en majeure partie au détriment d'une boue calcaire provenant de la désagrégation d'un récif.

Institutul Geologic al României

CALCAIRES SABLEUX BRÉCHIFORMES
(Pl. II, fig. 1)

On rencontre féquemment ces dépôts sous forme de blocs au contact entre les horizons marno-gréseux et gréseux-conglomératique de l'Albien. Dans plusieurs endroits de la région de Brebu—Petriceaua nous avons observé de pareils dépôts intercalés sous forme de couches dans l'horizon gréseux-conglomératique.

Mégascopiquement, cette roche apparaît sous la forme d'un calcaire bréchifié contenant beaucoup de sable et parfois même du gravier.

Au microscope on décèle que la roche est constituée par du matériel détritique, des grains de quartz, des minéraux secondaires, des organismes et du ciment.

Le matériel détritique est représenté par des fragments de calcaire micro-granulaire, presque cryptocristallin, qui présentent parfois des cristallisations assez accentuées. Les fragments sont de grandeurs et formes différentes, mais possèdent généralement un contour arrondi, ce qui dénote un phénomène de transport. Les grains de quartz, généralement anguleux, sont dépourvus de traces de croissance secondaire. Riches en inclusions, la plupart des grains sont broyés et à extinction roulante. Les fragments de quartzite sont tout aussi fréquents que le quartz. Il existe quelques variétés de quartzite dans lesquelles les éléments sont parfaitement orientés en plages parallèles, alors que d'autres variétés possèdent une structure quartzeuse, granulaire, typique. On rencontre encore des fragments de schistes chloriteux, et, plus rarement, des fragments de feldspath généralement altérés. Quelques lamelles de biotite et chlorite complètent le matériel détritique.

En fait de minéraux secondaires on trouve de la glauconie en grains complètement ou incomplètement formés, et en outre, dans une proportion très réduite, de la pyrite sous forme de globules ou d'agglomérations de dimensions plus grandes.

La roche abonde en restes organiques, remaniés pour la plupart, qui proviennent du calcaire ayant fourni les fragments calcaires.

Ces organismes sont représentés par des Foraminifères, Bryozoaires, Echinodermes, Brachiopodes et Mollusques. On les rencontre soit en fragments recristallisés, qui gardent encore les traces du caractère primordial, soit libres dans la masse du ciment, présentant les traces d'un roulage accentué. Cette roche recèle elle aussi des fragments de phosphate de chaux cryptocristallin de nature osseuse.

Tous ces éléments sont pris dans un ciment calcaire, largement cristallisé, à structure granuleuse typique. Le matériel détritique, les minéraux secondaires et les organismes ont servi de support à la cristallisation de la calcite du ciment, chose qu'on peut d'ailleurs aussi constater par le fait

Institutul Geologic al României

que ces éléments sont entourés d'une auréole de cristaux de calcite. Par-ci par-là, le ciment est pigmenté par une substance brune de nature organique.

Cette roche provient en majeure partie d'un récif calcaire appartenant à l'Albien. Le matériel de ce récif a subi une action mécanique assez intense de broyage et d'arrondissement des particules. Celles-ci n'ont pas été transportées bien loin de leur lieu d'origine, puisqu'elles se trouvaient accumulées en fortes quantités au moment où elles ont été cimentées. Le reste du matériel détritique, en proportions beaucoup plus réduites, provient de la désagrégation des différentes roches formant le rivage.

Les conditions ayant présidé à la formation de ces dépôts ont favorisé la formation de la glauconie.

Tous ces éléments détritiques et secondaires, recouverts d'eau, ont été cimentés par un ciment calcaire fortement cristallisé dont la source résidait dans les fragments de calcaire détritique.

On peut déduire d'après la présence de la glauconie que la roche a dû se former à une faible profondeur, à proximité du rivage rocheux qui a fourni le matériel détritique.

GRÈS MICACÉS GROSSIERS, PARFOIS CONGLOMÉRATIQUES

Ces dépôts, situés à la partie supérieure de l'Albien, passent parfois à de véritables conglomérats. Ils renferment souvent *Orbitolina* et *Neohibolites minimus*.

Matériel détritique. Grains de quartz de grandeurs variables, très riches en inclusions. La plupart de ces grains sont broyés et présentent des extinctions roulantes. On ne constate ici non plus des phénomènes de croissance secondaire. Fragments de quartzite dont les éléments sont identiques à ceux du quartz libre, des fragments de schistes cristallins, des lamelles de mica représentées plus particulièrement par de la muscovite et de la chlorite, de rares grains de calcaire de même nature que les fragments de la roche précédente, des grains de feldspath potassique et calcosodique généralement altérés, des fragments de roches silicieuses chimiques et minéraux lourds : grenat, zircon et apatite.

En fait de minéraux autigènes, on ne trouve que la pyrite et la magnétite, sous forme de globules et de cristaux.

Parmi les restes organiques, outre *Orbitolina* et les fragments de *Neohibolites* constatés à l'oeil nu, on observe encore, quoique très rarement, des fragments de Mollusques et de Mélobésiées.

Le ciment est constitué par un mélange de menus grains de quartz avec de la matière argileuse, en phyllades faiblement biréfringentes, et de la calcite en grains de dimensions variées.

Institutul Geologic al României

La roche est un grès à ciment marno-quartzeux. La majeure partie des éléments de ces grès provient de la désagrégation de roches cristallophylliennes parmi lesquelles dominent des micaschistes et les quartzites.

La roche est un dépôt néritique de faible profondeur, qui se distingue par la rareté ou même le manque total de glauconie.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'Albien situé entre le Teleajen et la Doftana est représenté par des dépôts détritiques et des dépôts calcaires, formés dans des conditions de profondeur différentes.

Ces sédiments commencent par des dépôts néritiques de grand eprofondeur, représentés par l'horizon marno-gréseux, passent aux dépôts benthogènes, représentés par les calcaires à Radiolaires et Foraminifères, pour finir par une série de dépôts néritiques, représentés par des grès et des conglomérats.

Durant la sédimentation de l'Albien existaient des conditions favorables à la formation des récifs, dont la désagrégation a engendré des calcaires bréchiformes et la boue qui a contribué à la formation des calcaires benthogènes.

L'alternance de ces dépôts formés à des profondeurs différentes a été provoquée par les oscillations du fond de la mer.

II. DÉPÔTS SÉNONIENS

Comme le Sénonien de la région située entre le Teleajen et la Doftana se présente fortement disloqué sous forme de fenêtres, d'écailles ou de dépôts mylonitisés, il est extrêmement difficile de séparer des horizons dans les dépôts appartenant à cet étage. Parmi ces dépôts on distingue :

MARNES ROUGE-BRUN À INOCÉRAMES ET ROSALINES
(Pl. II, fig. 2)

Ces dépôts sont constitués par du matériel détritique représenté en majeure partie par des lamelles de mica blanc entremêlées dans la masse entière de la roche, par quelques rares grains de feldspath très frais et par des fragments de quartzite. Le diamètre maximum des particules est de 0,05 mm. Outre ces éléments, on observe encore du rutile, représenté par une infinité de globules, des fragments de cristaux ou des cristaux parfaitement formés, simples ou maclés. A remarquer l'absence totale de la glauconie et de la pyrite.

En ce qui concerne les organismes, on distingue trois types de marnes : *a)* des marnes rouges à Coccolithophoridées ; *b)* des marnes rou-

Institutul Geologic al României

ges à Foraminifères ; *c)* des marnes rouges à Radiolaires et Foraminifères.

a) Le premier type semble à première vue dépourvu d'organismes, mais si on l'étudie au microscope à l'aide d'un puissant objectif, on constate que la masse du ciment est formée d'un mélange d'argile et de Coccolithophoridées. Selon CAYEUX, ces organismes, qui atteignent maximum 0,05 mm en diamètre, représenteraient des algues calcaires (34, page 330). Ils appartiennent aux genres *Coccolithes* et *Rhabdolithes*.

Les Coccolithes se présentent sous l'aspect d'anneau, de bouton ou de

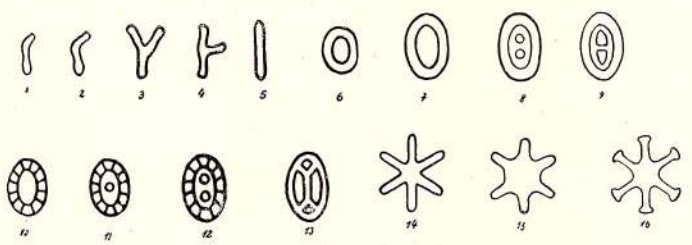


Fig. 11. — Coccolithophoridées dans les marnes rouges et blanches, sénoniennes.

1 — 4, formes bacillaires indéterminables; 5, *Rhabdolithes*; 6 — 12, formes annulaires simples ou avec des ornementations diverses; 13, *Neococcolithes lososnensis* SUJK.; 14, *Asterolithes sexradiatus* SUJK.; 15, *Asterolithes simplex* SUJK.; 16, SUJK.; *Asterolithes Cayeuxi* SUJK.

formes radiaires (fig. 11). Elles correspondent aux espèces suivantes décrites par SUJKOWSKI (67, page 507) dans son étude sur la Craie de Pologne:

Neococcolithes Lososnensis, SUJK., *Asterolithes Cayeuxi*, SUJK., *Asterolithes simplex*, SUJK., *Asterolithes sexradiatus*, SUJK.

Les Rhabdolithes, moins fréquentes que les Coccolithes, sont représentées par des formes ayant l'aspect de bâtons.

b) Les marnes rouges à Foraminifères sont caractérisées par *Rosalina Linnéi* d'ORB., *Rosalina Stuarti* J. DE LAPP., *Globigerina*, *Rotalia*, *Textularia* et *Lagena*. Ces organismes au test calcaire, hyalin, prismatique ou lamellaire, sont des formes perforées, fines, représentant le caractère typique des formes pélagiques. On peut ranger dans ce type, entre autres restes organiques, aussi les grains de phosphate de chaux, dont la plupart sont pourvus d'une structure osseuse.

Ces dépôts sont cimentés par un mélange de matière argileuse et de carbonate de chaux, représenté par le test d'innombrables Coccolithophoridées.

c) Le troisième type contient en fait de restes organiques principalement des Radiolaires appartenant aux groupes *Nassellaria* et *Spumellaria*. On distingue les genres *Coenosphaera*, *Monostylus*, *Dichtyomitra*, *Stichomitra*, *Litho-*

Institutul Geologic al României

campe, etc. Ces organismes sont complètement calcifiés. Outre les Radiolaires, on rencontre encore des Foraminifères appartenant aux mêmes genres que dans le type précédent. D'après la fréquence des organismes dans ce type de marnes rouges, on peut les considérer comme des dépôts à Radiolaires.

Le ciment est constitué par le même mélange de matières argileuses et de Coccolithophoridées.

Ces trois types de roches sont pigmentés par des oxydes de fer : limonite et hématite, dispersées sous forme de globules et parfois de lamelles hexagonales dans toute la masse de la roche. Ces dépôts abondent aussi en oxyde de manganèse, qui affleure parfois à la surface des roches sous forme de croûtes noirâtres, lorsqu'il ne forme pas des concrétions dans leur masse.

Si l'on tient compte des dimensions du matériel détritique, de l'absence du sulfure de fer, de la teneur constante et caractéristique en oxyde de manganèse, ainsi que de la présence des organismes dans ces dépôts, on peut admettre que les marnes rouges sénoniennes représentent des sédiments pélagiques correspondant parfois même à des dépôts à Radiolaires. On peut déduire de la présence de grands organismes tels qu'Inocérames, Ostréides et Bélemnites que ces dépôts pélagiques se sont formés à de faibles profondeurs mais loin du rivage.

MM. Mrazec et Popescu-Voiteşti (31, page 541) considèrent ces dépôts comme des sédiments de mer profonde, alors que selon M. Preda (7, page 13) ils représenteraient des dépôts néritiques littoraux.

Haug (45, page 1317) compare les marnes rouges sénoniennes des Alpes à la boue à Globigérines, les considérant comme des sédiments de mer profonde. Andrussow et Koutek (42) ont démontré que les marnes rouges sénoniennes des Alpes étaient identiques aux marnes rouges de la zone des klippes internes des Carpates occidentales et du Flysch des Carpates roumaines.

MARNES GRISES À GLOBIGÉRINES
(Pl. II, fig. 6)

Ces dépôts sont composés des mêmes éléments détritiques que les marnes rouges.

En fait de restes organiques, on rencontre *Rosalina Linnéi* d'Orb., *Rosalina Stuarti* J. de Lapp., *Globigerina buloides*, *Textularia*, *Rotalia*, *Lagena*, *Fissurina*, des plaques d'*Echinodermes* et des prismes d'*Inocérames*.

Le ciment est composé de Coccolithophoridées et d'argile.

Il existe donc une forte ressemblance entre ces deux genres de dépôts, les différences concernant uniquement la couleur et la teneur en pyrite.

Au microscope et sur le terrain on constate que, tandis que les marnes

Institutul Geologic al României

rouges manquent de pyrite, les marnes grises en contiennent en abondance, au point de former parfois des concrétions assez développées.

On observe sur le terrain également des relations étroites entre les deux espèces de dépôts, les uns étant contenus par les autres ou passant graduellement des uns aux autres en ce qui concerne la couleur et la teneur en sulfure de fer. Ce fait semble devoir démontrer une étroite liaison génétique entre ces deux dépôts, les uns provenant de la transformation des autres.

La couleur rouge semble être en rapport avec un phénomène d'oxydation du sulfure de fer, tellement répandu dans les marnes grises.

Les marnes grises représentent un dépôt (pélagique) à Foraminifères, parmi lesquels dominent les Globigérines, cimenté par un mélange d'argile et de Coccolithophoridées. A en juger d'après ces caractères, ces marnes peuvent être considérées comme provenant de la cimentation d'une boue à Globigérines. Elles ressemblent beaucoup aux marnes rouges et n'en diffèrent que par la couleur et la teneur en pyrite. La question touchant la couleur de ces dépôts semble être partiellement liée à la présence de ce minéral.

MARNES NOIRES À FORAMINIFÈRES

Dès le commencement on peut séparer dans ces dépôts deux types distincts : *a)* marnes noires à caractère pélagique et *b)* marnes noires à caractère terrigène.

a) *Marnes noires* à *caractère pélagique* (pl. II, fig. 3 et 4). Le matériel détritique, en faible proportion, est représenté par : des grains de quartz anguleux, principalement sous forme d'esquilles ; des grains de feldspath non altéré ; des lamelles de mica blanc et de chlorite ; des fragments de schistes cristallins et de quartzite.

En fait de minéraux autigènes nous mentionnerons la présence de fortes quantités de pyrite, sous forme de globules ou d'agglomérations globulaires de formes différentes. Le plus fréquent mode de dispersion de la pyrite dans la masse rocheuse est en liaison avec l'épigénie du test des organismes calcaires ou siliceux calcifiés.

La glauconie fait totalement défaut dans ce type de roche.

Les restes organiques sont à ce point nombreux que les dépôts en semblent presque entièrement formés. On y trouve des Foraminifères appartenant aux genres *Rosalina*, *Globigerina*, *Rotalia*, *Textularia* et *Lagena*. Ces Foraminifères sont généralement représentés par des formes perforées. Les formes à test granuleux *(Textularia)* sont rares, la plupart présentant un test hyalin prismatique. Le test de ces organismes est conservé

Institutul Geologic al României

dans la calcite qui remplit aussi leurs loges. Fort souvent ce minéral est partiellement ou totalement remplacé par la pyrite.

Les Radiolaires appartenant au groupe *Spumellaria*, quoique moins fréquents que les Foraminifères, sont pourtant encore assez nombreux. On y distingue les genres *Porodiscida*, *Cenosphaera*, *Heliosphaera*, etc. Le squelette de ces organismes est composé de silice cristallisée, de calcite et de pyrite. Ces trois minéraux se présentent soit isolément, soit ensemble, et manifestent des étapes différentes dans le phénomène d'épigénie du squelette des Radiolaires.

On rencontre encore en fait de restes organiques moins fréquents : des Ostracodes, des prismes d'Inocérames, isolés dans des sections longitudinales ou transversales, et assez souvent des grains de phosphate de chaux de nature osseuse. Les plaques d'Échinodermes sont extrêmement rares.

Ces éléments constituants sont cimentés par un mélange de matière argileuse avec des Coccolithes et des Rhabdolithes. Le ciment est pigmenté par une matière brune d'origine organique.

On trouve ces dépôts aussi bien dans la zone d'écailles que dans la fenêtre de Sénonien située entre la Valea Crasna et la vallée du Teleajen. A l'W de Măgura Nebunului, entre des marnes rouges sénoniennes puissamment malaxées, se trouvent des intercalations de marnes noires entièrement formées d'organismes.

Si l'on tient compte de la constitution de ces dépôts presque entièrement composés d'organismes, de l'abasence totale de glauconie et de la teneur élevée en pyrite, on peut admettre qu'ils se sont formés loin du rivage et représentent des dépôts pélagiques formés dans une mer peu profonde.

b) Marnes noires à *caractère terrigène.* Ces dépôts se distinguent du type précédent par le fait que le matériel terrigène prédomine les restes organiques.

Le matériel détritique, en proportion de 70% de la masse rocheuse, est représenté par des grains de quartz, des grains de feldspath non altéré, de très nombreuses lamelles de mica blanc et noir, de la chlorite et par une infinité de globules, fragments de cristaux entiers, simples ou maclés, de rutile, zircon et apatite. Le diamètre maximum du matériel détritique est de 0,2 mm.

En fait de minéraux autigènes on trouve de la pyrite, de la magnétite et de l'hématite. Ces minéraux se présentent sous forme de globules, d'agglomérations de globules aux formes différentes et parfois en petits cristaux, parfaitement formés. Ils sont répandus dans la masse du ciment ou bien en liaison avec des phénomènes de remplacement du squelette des organismes calcaires ou silicieux calcifiés. On constate des passages fréquents de la pyrite à l'hématite. La glauconie typique fait défaut, mais on

Institutul Geologic al României

rencontre en échange un minéral vert en globules, ou bien des phyllades représentant une variété intermédiaire entre la chlorite et la glauconie.

Les organismes sont assez fréquents. On rencontre des Foraminifères appartenant aux genres *Rotalia*, *Textularia*, *Globigerina* et *Lagena*, ainsi que quelques sections équatoriales du genre *Rosalina*. La plupart de ces organismes se présentent sous des formes délicates, à test mince, hyalin et lamellaire, plus rarement prismatique. Ce sont des formes pélagiques typiques. Le test est composé de calcite qui remplit aussi les loges Il arrive pourtant très fréquemment que la pyrite remplace la calcite à l'intérieur des loges. Ce phénomène peut aussi se produire chez le test, mais beaucoup plus rarement.

Les Radiolaires des groupes *Spumellaria* et *Nassellaria* sont rarement conservés dans l'opale. Ils sont souvent complètement calcifiés, et leurs formes calcifiées se transforment par voie d'épigénie en pyrite ou hématite. Les Radiolaires se conservent aussi dans la matière siliceuse verte, cryptocristalline, intermédiaire entre la chlorite et la glauconie, dont il a été question plus haut. Ce genre de conservation correspond à celui décrit par JACQUES DE LAPPARENT (40, page 259) comme étant le mode de transformation le plus commun chez les Radiolaires.

Les prismes d'Inocérames et les plaques d'Échinodermes sont conservés dans la calcite. Les grains de phosphate de chaux à structure osseuse représentent des fragments d'os ou de dents.

Le ciment de ce type de roche est représenté par le même mélange que dans les autres dépôts sénoniens décrits jusqu'à présent. Dans le cas des roches à Radiolaires conservées par le silicate vert, le ciment est exclusivement formé de matière argileuse. Une matière brune à réflexe mat, de nature sapropélienne, est répandue dans toute la masse de la roche qu'elle pigmente. Ce sont ce pigment et les minéraux autigènes qui produisent la teinte noire.

A en juger d'après la teneur en matériel détritique et les dimensions de ce matériel, ce dépôt a dû se former loin du rivage. La teneur abondante en pyrite et l'absence de la glauconie démontrent que cette roche provient de la consolidation d'un dépôt vaseux du type des boues noires. C'est donc un dépôt terrigène profond.

GRÈS FELDSPATHIQUES À CIMENT CALCAIRE

(Pl. II, fig. 5)

Ce groupe de roches sénoniennes provient de la consolidation d'une arène, éruptive qu'on rencontre très fréquemment intercalée entre les marnes rouges, surtout dans la zone d'écailles. Les dimensions du matériel mobile varient entre celles des sables et celles des blocs moyens, de sorte que par ci-

Institutul Geologic al României

mentation il engendre des grès et surtout des brèches, puisque les éléments sont anguleux.

Les grès contiennent des grains de quartz très riches en inclusions et à extinctions roulantes, des grains de feldspath potassique et calcosodique. L'orthose et le microcline se présentent généralement non altérés, alors que les feldspaths plagioclases, fortement altérés, sont transformés en séricite. On trouve encore des fragments de calcaire microganulaire, dans lesquels on distingue parfois *Calpionella alpina*, des fragments de quartzite et des fragments de roches siliceuses chimiques. On observe également de nombreuses lamelles de chlorite, biotite et muscovite, et très rarement des fragments de schistes cristallins.

En fait de minéraux autigènes on remarque la présence de la pyrite et de la glauconie. La pyrite se présente sous divers aspects. Elle ne remplace que rarement le test des Foraminifères ou la calcite qui remplit les loges de ces organismes. Fréquente, sous forme d'inclusions, dans les grains de glauconie et parmi les lamelles de chlorite, elle occupe très souvent des plages entières de la masse rocheuse, remplaçant le ciment calcaire dont il reste encore des débris. La glauconie se trouve sous forme de pigments ou en granules à structure globulaire, complètement ou incomplètement formés.

En fait de restes organiques on rencontre des Foraminifères, *Rosalina Linnéi* d'ORB., *Rosalina Stuarti* J. DE LAPP., *Globigerina*, *Rotalia* etc. ; des formes à test hyalin prismatique : *Lagena* ; des formes à test granuleux : *Textularia* ; des Miliolides à test porcelané ; des sections transversales et longitudinales en fragments d'Inocérames, ou bien des prismes isolés de ces organismes ; des fragments indéterminables de Mollusques ; des granules de phosphate de chaux cryptocristallin, de nature osseuse.

Tous ces éléments sont réunis par un ciment calcaire cristallisé à structure granulaire, dans la masse duquel on décèle par endroits des îles de ciment calcaire formé de Coccolithophoridées et des nids de matière argileuse provenant de l'altération des feldspaths. Le ciment est incolore, non pigmenté.

A en juger d'après la nature du matériel détritique, ces dépôts proviennent de la désagrégation d'un complexe de roches éruptives, cristallines et sédimentaires. Comme ce matériel est légèrement usé, il en résulte qu'il a dû se déposer non loin de la roche dont il a pris naissance. La présence de nombreux restes organiques, principalement de Foraminifères pélagiques, démontre toutefois que ce dépôt s'est formé à une assez grande distance du rivage. Si l'on veut établir un rapport entre ces deux faits, à savoir la richesse en matériel détritique épargné par l'usure et l'éloignement du rivage, il faut bien admettre que la majeure partie du matériel détritique provient d'îles se trouvant à l'intérieur de la Mer sénonienne, sinon même d'une cordillère. Ces

Institutul Geologic al României

lîes ou cette cordillère étaient constituées par ce complexe de roches éruptives, cristallines et sédimentaires, capable de fournir le matériel détritique décrit

La cimentation s'est faite par une boue argilo-calcaire à Coccolithophoridées. La cristallisation de ce ciment a provoqué la disparition de ces organismes, ne laissant dans la masse fondamentale que des îles qui rappellen encore le ciment primitif.

Après la cristallisation du carbonate de chaux du ciment, s'est produit le phénomène de remplacement partiel par la pyrite ou la glauconie.

ÉTUDE COMPARATIVE DES DÉPÔTS SÉNONIENS AVEC LA CRAIE

Si l'on compare les dépôts du Sénonien à la craie du Bassin de Paris, étudiée par L. CAYEUX (20), et aux dépôts à craie de Pologne décrits par SUJKOWSKI (67), dépôts formés à l'extérieur de la chaîne alpino-carpatique, on constate une ressemblance frappante en ce qui concerne les associations d'organismes. Les mêmes Foraminifères, Radiolaires et Coccolithophoridés se trouvent réunis à des prismes d'Inocérames, des plaques d'Échinodermes et même des Bryozoaires. Il sied de faire remarquer que J. DE LAPPARENT (39, page 16) mentionne l'existence de la forme *Rosalina Linnéi* aussi dans la craie du Bassin de Paris.

Généralement les dépôts marneux, surtout les marnes gris-blanc ressemblent considérablement à la craie, même mégascopiquement.

La craie du Bassin de Paris abonde en glauconie, alors que la craie décrite par SUJKOWSKI en contient très peu; les dépôts marneux sénoniens dont nous nous occupons sont totalement dépourvus de ce silicate.

La craie du Bassin de Paris est caractérisée par des accidents siliceux du type de silex. De pareilles silicifications n'existent pas dans les dépôts marneux sénoniens entre le Teleajen et la Doftana. La présence des Radiolaires constitue toutefois un indice que de tels accidents siliceux ne sont point exclus. Le fait qu'on ne les rencontre pas tient probablement à la situation de cette formation incomplètement représentée et fortement malaxée ou laminée par zones de dislocation intense.

Nous citerons pourtant la présence de nombreux fragments de silex dans les brèches riches en matériel détritique, intercalés dans des marnes rouges ou grises. Nous avons même rencontré dans ces brèches, au N de Bertea, des accidents siliceux identiques au silex de la craie, pincés dans une roche blanchâtre ressemblant beaucoup à ce dépôt.

Si l'on tient compte de la présence de ces accidents siliceux, on peut être porté à admettre que certaines zones de sédimentation de la Mer sénonienne comportaient des conditions favorables à la formation de la craie et de ses accidents siliceux. De pareilles conditions étaient probablement réalisées aux alentours des îles ou de la cordillère qui traversait la Mer sénonienne. Aussi

Institutul Geologic al României

ces dépôts n'apparaissent-ils que sporadiquement et conjointement avec les roches éruptives de la brèche, qui proviennent de la désagrégation de ces îles ou de la cordillère.

Selon CAYEUX (20, page 480), la conservation des Radiolaires contenus dans la craie du Bassin de Paris est en rapport avec l'existence du phosphate de chaux. La présence de ces organismes, parfois extrêmement nombreux dans les dépôts sénoniens entre le Teleajen et la Doftana, constitue un indice que le phosphate de chaux se trouve dans ces sédiments non seulement sous forme de nodules, en grande partie de nature osseuse, mais aussi en tant que produit secondaire, imprégnant la masse rocheuse et favorisant la conservation des Radiolaires.

Il résulte de cette étude comparative qu'entre la mer où se déposaient les sédiments sénoniens, sous le facies de craie, et entre la mer où se déposait le Sénonien, sous le facies Flysch, devaient exister des communications par l'intermédiaire desquelles l'uniformité de la faune a pu s'établir.

Les différences entre les deux mers ressortissaient plutôt de la nature des côtes et des conditions bathymétriques.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

A l'exception des grès feldspathiques, des brèches et de l'arène éruptive, dépôts présentant un caractère terrigène très prononcé, les autres dépôts sénoniens sont des sédiments terrigènes de profondeur et formation pélagiques.

Le Sénonien est donc représenté par des dépôts formés généralement loin du rivage. L'existence des dépôts psammitiques et des dépôts pséphitiques mentionnés n'est nullement en contradiction avec le caractère général du Sénonien. A en juger d'après la nature et la forme du matériel constituant et d'après les organismes qu'ils contiennent, ces dépôts se sont également formés en pleine mer, du matériel provenant de la désagrégation d'îles ou d'une cordillère qui traversaient la Mer sénonienne.

La présence, dans les mêmes dépôts, des formes benthoniques telles qu'Inocérames, Ostréides et Échinodermes, qui vivent à de faibles profondeurs, n'exclut point ce caractère général du Sénonien. Comme L. CAYEUX (20, page 539) le démontre, il est fort probable qu'au Mésozoïque les rapports entre la terre ferme et la mer différaient beaucoup des rapports actuels — l'étendue des mers étant bien supérieure à celle de nos jours — et permettaient la formation des dépôts pélagiques à des profondeurs plus faibles. Selon cet auteur, les dépôts pélagiques auraient envahi les dépôts terrigènes.

La rareté ou l'absence totale de glauconie constituent également un argument puissant en faveur du caractère pélagique de ces sédiments.

Institutul Geologic al României

Les conditions ayant présidé à la formation des sédiments sénoniens ont favorisé la genèse de la pyrite, qui se trouve très fréquemment dans ces dépôts. Bien souvent les globules de pyrite sont oxydés et transformés partiellement ou totalement en hématite et limonite. Comme la teinte rouge des dépôts sénoniens les plus typiques est due aux oxydes de fer, qui se présentent pour la plupart sous forme de globules, et comme les marnes rouges manquent complètement de pyrite alors que les marnes grises, comprises dans les marnes rouges, contiennent ce minéral, il est fort probable que la teinte rouge, caractéristique au Sénonien, est partiellement liée à un phénomène d'oxydation de pyrites, phénomène favorisé sans doute par certaines conditions climatiques.

Quant au climat sous lequel les sédiments sénoniens se sont formés, la présence des Coccolithes et des Rhabdolithes fournit certains indications.

On sait que ces organismes pélagiques se développent abondamment dans des régions chaudes et mêmes tropicales. Dans les régions tempérées, les Rhabdolithes disparaissent, alors que les Coccolithes résistent mais diminuent en nombre ; quant aux mers froides, les Coccolithophoridées y font totalement défaut. A en juger d'après le développement immense de ces organismes dans les dépôts sénoniens décrits, on peut affirmer que la Mer sénonienne dans laquelle ces sédiments se sont déposés était une mer chaude.

L'étude micrographique comparative démontre que les marnes rouges sénoniennes sont identiques aux marnes rouges des Alpes et des Carpates occidentales — marnes de Puhov (42, page 8) du même âge — et que le Sénonien sous le facies de Flysch présente généralement des ressemblances très prononcées avec la craie.

III. FACIES DE L'ÉOCÈNE

Nous avons montré dans la description stratigraphique que l'Éocène de la région située entre le Teleajen et la Doftana se présente sous trois facies, représenté chacun par un complexe de dépôts assez variés. Pour mettre leur caractère en évidence, nous avons choisi pour l'étude micrographique les dépôts les plus typiques.

A) FACIES INTERNE: EOCÈNE DU TYPE ŞOTRILE

Ce facies est surtout caractérisé par la présence de : grès calcaires et calcaires sableux organogènes; marnes blanc tirant sur le jaune.

Institutul Geologic al României

GRÈS CALCAIRES ET CALCAIRES SABLEUX ORGANOGÈNES
(Pl. III, fig. 1)

Les dépôts étudiés par nous proviennent de la zone d'écailles comprise entre le village de Bertea et Vârful Măciucul Berții (902) et du synclinal sénonien-éocène situé au-dessus de la Nappe interne, au S de Păltinet.

Étant donné que le carbonate de chaux des organismes et du ciment domine dans la masse des dépôts, nous ne pouvons considérer ceux-ci comme des grès, mais plutôt comme des calcaires sableux composés de matériel détritique, de minéraux autigènes, d'organismes et de ciment.

Matériel détritique. Il est représenté par des grains de quartz et de feldspath, des lamelles de muscovite, biotite et chlorite, des fragments de quartzite, des schistes chloriteux et du calcaire à Foraminifères. Les grains de quartz sont broyés, à extinctions roulantes et pauvres en inclusions. Ils ressemblent fortement à ceux entrant dans la constitution du quartzite, ce qui milite en faveur de leur provenance de ces roches. Les paillettes de muscovite, biotite et chlorite, tout comme les grains de feldspath, proviennent en grande partie des schistes cristallins se trouvant eux aussi à l'état de fragments. Les particules de calcaire à Foraminifères (Globigérines et Textularia) sont probablement remaniées de l'Albien. En fait de minéraux lourds, on rencontre quelques rares grains de grenat et de staurotide. On peut également considérer comme matériel détritique une partie des grains de phosphate de chaux qui se trouvent assez fréquemment dans chaque section ; la plupart proviennent toutefois de phénomènes d'épigénie .

Minéraux autigènes. Les minéraux ferrugineux : pyrite, magnétite et hématite, se trouvent uniquement sous forme de globules et grains et jamais sous celle de cristaux. On les rencontre dans l'intérieur des organismes calcaires, où ils remplacent le carbonate de chaux en partie ou en total. Ce remplacement n'affecte toutefois pas aussi le squelette de ces organismes. On constate encore le remplacement du carbonate de chaux du ciment par ces minéraux, mais dans une très faible mesure. Un minéral qui est le résultat d'un phénomène d'épigénie prononcée est la glauconie, dont l'étude fera l'objet d'un chapitre à part.

Un autre minéral épigénique, assez répandu dans ces dépôts, semble-t-il, est le phosphate de chaux. Ce minéral se présente sous diverses formes :

a) En grains jaunes ou bruns, arrondis, à structure globulaire, fibreuse ou micro-granulaire. Le phosphate de chaux qu'on observe sous ces formes est isotrope (colophanite). Dans certains grains, le phosphate de chaux apparaît par endroits cristallisé dans la variété fibreuse dite staffelite, et ces fibres se groupent en concrétions radiaires. D'autres grains présentent une structure réticulaire, les mailles du réseau étant constituées par de la colophanite, alors que le réseau proprement dit est cryptocristallin.

Institutul Geologic al României

b) Sous forme de pigments, le phosphate de chaux imprégnant des plages entières du ciment de calcite qu'il colore en jaune brun. Le ciment imprégné de la sorte devient presque isotrope. Cette imprégnation est parfois poussée jusqu'à la substitution complète du phosphate de chaux en remplacement de la calcite, donnant de la sorte naissance à des plages de ciment phosphatées.

c) Le phosphate de chaux peut encore remplacer en partie certains organismes calcaires. On rencontre 2 à 3 Foraminifères dans chaque section, avec un test constitué par du phosphate de chaux amorphe ou cryptocristallin.

d) Le mode de présentation le plus intéressant de ce minéral est lorsqu'il se produit sous une forme cristalline semblable à celle de l'apatite. Le phosphate de chaux forme alors de petites diaclases dans la roche et remplace le ciment de calcite autour de la fente dans laquelle il s'est déposé. On observe, dans la masse du ciment d'apatite, encore des restes de carbonate de chaux non transformé et parfois imprégnés de phosphate amorphe. Outre ces restes on trouve encore des grains de quartz, des fragments d'organismes et des fragments de la roche même. Ce mode de présentation révèle la richesse de ce dépôt en phosphate de chaux.

O r g a n i s m e s. Ce qui constitue le caractère fondamentale de ces dépôts qui dominent dans le facies interne de l'Éocène, c'est leur abondance en restes organiques, lesquels représentent 70 à 80% de la masse totale de la roche.

On rencontre : des Foraminifères appartenant aux genres *Nummulites*, *Orbitoïdes*, *Textularia*, *Rotalia*, *Globigerina*, *Discorbina*, *Planorbulina*, *Biloculina*, *Triloculina* etc. Leur test hyalin, granulaire ou porcelaneux, est composé de carbonate de chaux ou très souvent remplacé par de la glauconie ou du phosphate de chaux. Des Bryozoaires du groupe *Cyclostomata*. Des Échinodermes répresentés par des plaques et des épines d'Échinides conservées dans la calcite et la glauconie. Des Mollusques sous forme de fragments de Lamellibranches et de Gastéropodes. Des fragments de matière osseuse conservés dans du phosphate de chaux cristallisé. Les fragments de Mélobésiées appartenant fort probablement au genre *Lithothamnium* sont des plus fréquents. Ils sont conservés dans la calcite ou transformés en glauconie et en phosphate de chaux.

La plupart des organismes de ces dépôts sont des formes benthoniques.

C i m e n t. Il est calcaire, cristallisé et à structure granulaire. Par endroits apparaissent des plages composées de calcaire micro-granulaire presque entièrement formées de Coccolithophoridées, parmi lesquels on rencontre quelques rares frustules de Diatomées. Ce ciment passe graduellement au ciment calcaire, qui constitue la majeure partie de la masse fondamentale.

A en juger d'après la présence du matériel détritique assez abondant, dans lequel domine le quartz, ces dépôts se rapprochent des grès. Comme toutefois la quantité de matériel détritique est restreinte comparativement

Institutul Geologic al României

à celle du carbonate de chaux des organismes et du ciment, il sied de ranger ces sédiments plutôt dans le groupe des calcaires, une variété de calcaire très sableuse.

La teneur élevée en matériel détritique et la présence de la glauconie en abondance prouvent que ces calcaires se sont formés dans la zone néritique et proviennent de l'accumulation de nombreux restes d'organismes benthoniques. Durant la formation de ces sédiments se sont produites des ruptures d'équilibre physico-chimique dans le milieu marin, lesquelles ont provoqué le dépôt du phosphate de chaux, dont la genèse est généralement en rapport avec de pareils phénomènes (20, page 432 ; 28, page 213 ; 40, page 383).

Les mêmes ruptures d'équilibre ont très probablement aussi favorisé la genèse abondante de la glauconie.

MARNES BLANCHES

Le microscope révèle qu'elles manquent totalement de matériel détritique. On observe la présence de quelques grains de quartz ne dépassant pas 0,01 mm, acompagnés de lamelles de mica elles aussi fort rares et de dimensions réduites.

En fait de minéraux autigènes, la pyrite est la seule qui apparaisse sous forme de rares globules.

La masse entière de la roche est constituée par des organismes et du ciment. Celui-ci est composé d'une infinité de Coccolithophoridées, identiques à ceux décrits dans le Sénonien, mélangés à de la matière argileuse. En dehors des Coccolithophoridées, on rencontre des Globigérines au test hyalin prismatique, dans des formes typiques pour la vie pélagique. Tantôt les Globigérines se trouvent seules, tantôt associées à des Radiolaires calcifiés. Dans chaque section existent 3 à 4 fragments de phosphate de chaux cristallisé, représentant des fragments de matière osseuse ou des dents de poissons.

L'absence quasi totale du matériel détritique et de la glauconie constitue un indice que ces dépôts se sont formés, loin du rivage, d'organismes pélagiques, calcaires et siliceux.

Le facies interne de l'Éocène est représenté par une alternance de dépôts calcaires néritiques, très organogènes, avec des dépôts pélagiques représentés par des marnes blanc-jaun. Cette alternance dans les sédiments de l'Éocène du type Şotrile démontre qu'ils se sont déposés dans une mer dont le fond se trouvait en oscillations continuelles. En liaison avec ces oscillations se sont produites des ruptures d'équilibre dans le milieu marin, lesquelles ont favorisé la formation du phosphate de chaux et de la glauconie.

Institutul Geologic al României

B) FACIES MÉDIAN : EOCÈNE DU TYPE FUSARU-TARCĂU

(Pl. III, fig. 2)

Les dépôts qui dominent et caractérisent ce facies de l'Éocène sont représentés par des grès grossiers, parfois conglomératiques, à concrétions sphéroïdales. Les autres dépôts qu'on rencontre conjointement avec ces derniers forment de simples intercalations minces, sans aucun rôle dans l'établissement du caractère fondamental de ce facies.

Le matériel détritique de ces grès est représenté par des grains de quartz et de feldspath, des lamelles de muscovite, biotite et chlorite, des fragments de : quartzite, micaschiste, calcaire organogène, roches siliceuses chimiques et diabase.

Les grains de quartz sont pauvres en inclusions, broyés et à extinctions roulantes. Dans les grès sur la ligne de dislocation entre l'Éperon de Văleni et les unités au N de celui-ci, les grains de quartz broyés primordialement ont subi un nouveau broyage. Les fissures provenant du broyage sont remplies de calcite. Ce phénomène mécanique affecte aussi les lamelles de mica, qui apparaissent courbées ou brisées, tandis que les fragments sont parfois déplacés et disposés en zigzag. Les grains de feldspath alcalin sont généralement limpides, alors que les grains de feldspath plagioclase sont fortement altérés et transformés en séricite. Les fragments de quartzite sont composés de grains de quartz identiques à ceux du quartz libre, ce qui démontre l'origine de celui-ci. Les fragments de calcaire oraganogène contiennent souvent des primes d'Inocérames, fait qui nous permet de les considérer comme étant remaniés du Sénonien. Ce dépôt est caractérisé par sa richesse en minéraux lourds, représentés par de grands grains de grenat, (10 à 15 par coupe mince) et bien moins fréquemment par des grains de zircon, staurotide et topaze.

Ourte ces fragments de roches et ces minéraux détritiques, on trouve des minéraux autigènes représentés par la pyrite et la glauconie. La pyrite se présente sous forme de globules et granules et exceptionnellement aussi sous celle de cristaux. La glauconie est très faiblement représentée par un ou deux grains incomplets dans chaque coupe mince ou bien fait même totalement défaut.

Les coupes minces pratiquées n'ont révélé que la présence de rares organismes. Tantôt on ne constate aucune trace organique, tantôt on rencontre un seul organisme représenté par *Rotalia*, *Nummulites*, *Orthophragmina* ou *Assilina*.

Le ciment de ces dépôts est généralement calcaire et composé de calcite largement cristallisée. Le ciment calcaire des roches ayant subi de puissants phénomènes de broyage est lui aussi broyé et mélangé avec des lamelles de mica et une poudre de quartz.

Institutul Geologic al României

Généralement ces roches sont pigmentées d'une façon inégale par une matière brune à réflexe mat, probablement de nature organique, déposée sous forme de taches, et par des oxydes de fer qui contribuent à donner aux roches souvent une couleur brune.

Une étude comparative de ces roches avec les grès albiens montre une grande ressemblance en ce qui touche le matériel détritique. Les grès qui ont subi une cataclase prononcée sont presque identiques aux grès albiens.

La différence que MM. L. Mrazec et I. Popescu-Voiteşti (31, page 544) ont établie entre ces deux grès, en se basant sur l'absence du feldspath dans les grès de Fusaru—Tarcău, ne saurait plus être maintenue, vu que les deux grès sont feldspathiques. La présence des organismes constitue l'unique critérium de séparation : tandis que les Nummulites et les autres Foraminifères existent dans le grès de Fusaru—Tarcău, ils font défaut dans les grès albiens.

Le facies médian de l'Éocène entre le Teleajen et la Doftana, représenté principalement par le grès de Fusaru—Tarcău, est composé par des dépôts néritiques typiques se trouvant tout proches du rivage. Étant donné la grande ressemblance qui existe entre le matériel détritique de ces dépôts et le matériel détritique des grès albiens, on peut en déduire que l'Albien a dû fournir aux dépôts éocènes une grande partie du matériel.

L'existence des calcaires à Radiolaires et Foraminifères semblables à ceux du Sénonien, et même la présence de fragments à prismes d'Inocérames, constituent des indices que le Sénonien a lui aussi été remanié dans les sédiments de ce facies éocène.

La majeure partie de ces dépôts présentent des phénomènes de broyage qui se sont produits après leur consolidation, ce qui prouve qu'ils ont subi des actions mécaniques puissantes.

C) FACIES MARGINAL : COMPLEXE ÉOCÈNE A HIÉROGLYPHES

Constitué par un complexe de dépôts représentés par des grès et des marnes comme on en rencontre dans tous les dépôts du Flysch, ce facies de l'Éocène est toutefois caractérisé par certains dépôts qui dominent et lui ont imprimé sa note distinctive. Ces dépôts caractéristiques sont les suivants : grès micacés gris foncé, à hiéroglyphes et Fucoïdes, marnes rougecerise.

GRÈS MICACÉS GRIS TIRANT SUR LE NOIR À HIÉROGLYPHES ET FUCOÏDES
(Pl. III, fig. 3)

Ces dépôts représentent la majeure partie des sédiments du facies marginal de l'Éocène.

L'étude microscopique révèle une série de caractères qui, conjointement avec les caractères mégascopiques, constituent des arguments en faveur de

Institutul Geologic al României

la séparation de ces sédiments en tant que facies à part, distinct des autres facies éocènes décrits.

Ces sédiments sont composés de grains de quartz fortement anguleux, d'un diamètre maximum de 0,05 mm, représentant plutôt des esquilles. Ces fragments de quartz abondent en inclusions de rutile, alors que les grains de quartz des autres dépôts éocènes en manquent complètement. Conjointement avec le quartz on rencontre de très nombreuses lamelles de mica blanc, parfois aussi légèrement verdâtre, ainsi que des lamelles de biotite et chlorite bien plus nombreuses encore. Ces lamelles mesurent maximum 0,2 mm en longueur. Le fait qu'elles sont généralement disposées en rangées parallèles contribue à imprimer à la roche sa texture schisteuse et sa cassure curbicorticale caractéristique. On observe souvent des lamelles de mica chargées de nombreux globules de pyrite ou de baguettes de rutile. Celles-ci ont été probablement engendrées par la transformation de ces micas. Les feldspaths sont eux aussi bien représentés, principalement par des feldspaths plagioclases. Généralement altérés, leur surface est recouverte par d'innombrables lamelles de séricite.

Outre ces minéraux qui composent la majeure partie de la roche, on trouve de nombreux grains de minéraux lourds représentés par du zircon, de la tourmaline, du rutile, du brookite, du topaze, de l'épidote, de la hornblende, etc. Le grenat manque totalement dans ces dépôts, alors qu'il abonde dans le grès de Fusaru—Tarcău, où il est parfois l'unique représentant des minéraux lourds. Outre ces minéraux lourds, une infinité de globules, fragments de cristaux et baguettes de rutile et zircon sont dispersés dans la masse de la roche.

En fait de minéraux autigènes, on rencontre d'innombrables globules de pyrite qui tantôt restent isolés, tantôt se groupent en agglomérations sphériques ou irrégulières. La glauconie, très peu fréquente, est représentée par 2 à 3 granules incomplets dans chaque coupe mince.

Les restes organiques font complètement défaut.

Le matériel détritque et le matériel autigène sont cimentés par un ciment argileux, composé de phyllades d'argile. Ce ciment argileux contient par places des îles de carbonate de chaux, largement cristallisé, semblable à la calcite des diaclases qui traversent la roche. Ce fait démontre que nous avons affaire à une recristallisation du carbonate de chaux du ciment argilo-calcaire, après que la roche se fût consolidée.

L'existence de fortes quantités de matériel terrigène prouve que ces dépôts se sont formés dans la zone néritique.

Le manque d'organismes, tant benthoniques que pélagiques, constitue un indice que ces sédiments se sont formés dans des conditions défavorables à la vie.

La richesse en minéraux lourds, allant parfois jusqu'à de véritables concentrations, démontre que ces sédiments se sont formés dans le voisinage du

Institutul Geologic al României

rivage. La nature des minéraux lourds et des grains de quartz qui abondent en inclusions de rutile, prouve que le continent qui a fourni le matériel détritique de l'Eocène marginal était composé d'autres roches que celles ayant livré le matériel aux autres facies éocènes. Ce matériel provient probablement de l'Avant-pays du géosynclinal du Flysch, ce qui concorde avec le fait que, dans d'autres parties des Carpates orientales, ce facies de l'Éocène renferme de nombreux fragments de schistes verts d'origine dobrogéenne.

MARNES ROUGE CERISE

Succédant, en tant que fréquence, aux dépôts décrits ci-dessus, ces marnes forment un autre sédiment caractéristique à l'Éocène marginal. Elles sont composées de petits grains de quartz dont la plupart mesurent moins de 0,01 mm en diamètre et n'atteignent que très rarement 0,2 mm, dans l'espèce 2 à 3 par section). Conjointement avec le quartz de la même grandeur, on rencontre encore des fragments de calcaire, du quartzite et des schistes cristallins. D'innombrables lamelles de mica sont disséminées dans la masse rocheuse.

En fait de m i n é r a u x s e c o n d a i r e s, on trouve de rares granules de pyrite et de grandes quantités de limonite et d'hématite, qui pigmentent la roche, lui imprimant une teinte rouge-cerise. Ces minéraux se présentent sous forme de globules ou de lamelles hexagonales d'hématite à reflets rouge sang.

Ces minéraux proviennent probablement de la transformation en certaines conditions favorables des minéraux ferrugineux : glauconie ou pyrite.

Ces dépôts ne renferment eux non plus aucun d é b r i s o r g a n i q u e.

Le c i m e n t est constitué par de la matière argileuse amorphe ou cryptocristalline, mélangée à une faible quantité de carbonate de chaux.

Comparés aux marnes rouges sénoniennes, ces dépôts se distinguent par le manque d'organismes fréquents dans le Sénonien et par la nature du ciment, qui dans les marnes sénoniennes était composé d'argile et de Coccolithophoridés, lesquels font totalement défaut dans les dépôts éocènes décrits.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude micrographique des dépôts éocènes situés entre le Teleajen et la Doftana démontre clairement que ces dépôts appartiennent à trois facies distincts, à savoir :

Un facies interne — l'Éocène du type Șotrile, représenté par une alternance de dépôts calcaires organogènes néritiques. Un facies médian — l'Éocène

Institutul Geologic al României

du type Fusaru — Tarcău, néritique, composé de dépôts psammitiques et pséphitiques, qui contiennent des restes organiques que nous avons observés surtout mégascopiquement. Le matériel détritique de ces facies est d'origine carpatique. Un facies marginal — le complexe éocène à hiéroglyphes, néritique, dépourvu d'organismes, qui s'est formé de matériel étranger aux Carpates et provient probablement de la désagrégation de l'Avant-pays.

La sédimentation de l'Éocène sous ces trois facies a été liée à des conditions différentes, en fonction du relief du géosynclinal du Flysch à l'Éocène. Ce relief se présente avec des zones profondes — des bassins de sédimentation traversés par des îles ou par une cordillère composée de matériel carpatique et de matériel hercynien appartenant au soubassement (37, 64). Cette cordillère séparait le bassin de sédimentation de l'Éocène de facies interne du bassin de sédimentation de l'Éocène de facies médian.

Le fond du géosynclinal est traversé par des lignes de fracture, conséquence de l'immersion du soubassement et des mouvements orogéniques antérieurs. Cette structure du fond du géosynclinal favorise les oscillations de certaines parties du fond. Sous l'effet de ces oscillations prirent naissance des régimes variés, sous lesquels s'est formée l'alternance des dépôts néritiques et des dépôts pélagiques.

L'érosion de la Chaîne dacique et de la cordillère, composée de matériel hercynien et carpatique, a produit le matériel détritique de l'Éocène de facies interne et de l'Éocène de facies médian. L'érosion de l'Avant-pays et des îles à matériel hercynien du bassin extérieur a engendré le matériel de l'Éocène marginal.

IV. DÉPÔTS SILICEUX DE L'OLIGOCÈNE MOYEN-SUPÉRIEUR

Les dépôts de l'Oligocène moyen-supérieur, caractéristiques des Carpates orientales, de la Galicie à la vallée de la Prahova, sont représentés par des roches siliceuses détritiques, organiques et chimiques.

ROCHES SILICEUSES DÉTRITIQUES

Font partie de ce groupe de roches les sables blancs siliceux et le grès de Kliwa proprement dit.

Sables blancs siliceux (pl. III, fig. 4). L'analyse physique de ces sables, effectuée au moyen des liquides lourds (bromoforme, D. = 2.904) démontre qu'ils sont composés de minéraux légers : quartz, feldspath et minéraux

Institutul Geologic al României

d'une densité supérieure à 2.904, ilménite, disthène, zircon, staurotide, tourmaline, rutile, grenat, muscovite, biotite, chlorite et sphène. Le quartz domine, représentant 98% de la masse sableuse, alors que dans les minéraux lourds il ne figure que pour 0,2%. L'étude microscopique démontre que la plupart des grains sont anguleux, sans traces d'usure et parfaitement transparents. Ils proviennent donc d'un sable marin. D'autres grains, représentant 10%, sont arrondis, corrodés, pourvus d'écailles et de fossettes produites par des chocs violents entre les grains, caractères typiques d'un transport éolien.

Les minéraux lourds mentionnés sont caractéristiques des roches éruptives et plus encore des roches cristallophylliennes. Certains d'entre eux, tel le dysthène, ont une origine exclusivement en liaison avec des roches métamorphiques.

Parmi les éléments de ce sable se trouvent souvent des fragments de schistes verts et des grains de quartzite assez fréquents, surtout dans certaines variétés de grès intercalés entre ces sables.

A en juger d'après le caractère des grains, ce sable s'est formé à proximité du rivage et a une double origine. Il provient d'un mélange de sable marin, dans une proportion dominante, avec des grains ayant subi un transport éolien. Ce fait ne coïncide qu'en partie avec la manière de voir de MM. MRAZEC et TEISSEYRE (24, page 46) et de S. ATHANASIU (26, page 174), selon lesquels les sables du grès de Kliwa auraient été soumis à un transport éolien et représenteraient du sable de dunes littorales.

A en juger d'après les minéraux lourds, les fragments de quartzite et les schistes verts, ces sables proviendraient de la désagrégation des roches qui constituaient l'Avant-pays de la Mer oligocène, ou bien des îles de celle-ci (64, page 22 ; 68, page 53).

Grès de Kliwa (pl. III, fig, 5 et 6). Le matériel détritique entrant dans la constitution de cette roche est identique à celui des sables décrits ci-dessus. Les sections microscopiques minces révèlent que les grains de quartz, aussi bien les grains libres que les grains des fragments de quartzite, abondent en inclusions solides représentées particulièrement par des baguettes de rutile. Dans certaines variétés, le quartz présente des traces de croissance secondaire.

Les minéraux détritiques sont accompagnés de minéraux secondaires : glauconie, pyrite et oxydes de fer. La glauconie se présente sous forme de grains complets ou incomplets, de pigment ou de remplaçante du ciment siliceux. Dans les grains de glauconie, la pyrite se rencontre sous forme d'inclusions, et dans la masse de la roche sous forme de globules ou d'agglomérations de globules. Le mode de présentation le plus intéressant de la pyrite est lorsqu'elle remplace le ciment siliceux de la roche dont on trouve encore

Institutul Geologic al României

des débris-témoins dans la masse de la pyrite (pl. III, fig. 6). Les oxydes de fer (hématite et limonite) se trouvent sous forme de globules dans la masse du ciment, en liaison avec l'altération de la glauconie et de la pyrite.

Le grès de Kliwa est généralement pauvre en organismes. On observe par places quelques spicules isolés, monoaxes ou globuleux (steraster), de Spongiaires, un Radiolaire ou un fragment de carapace de Diatomées. Ces débris organiques sont conservés dans l'opale ou la calcédonite, et il arrive aussi que les Radiolaires soient calcifiés. Les canaux des spicules de Spongiaires sont remplis d'opale, de calcédonite, de pyrite et parfois aussi de glauconie.

La nature du ciment permet de séparer les types suivants, selon la classification de L. CAYEUX (52, page 126).

1. Grès quartzeux à ciment calcaire, constitué par de la calcite largement cristallisée et à centres de silification par quartz secondaire.

2. Grès siliceux à ciment d'opale non différencié ou globulaire, dans lequel on constate de fréquents phénomènes d'épigénie donnant naissance à la glauconie et à la pyrite.

3. Grès siliceux à ciment d'opale et de calcédonite.

4. Grès quartzeux à ciment de calcédonite, quartzine et quartz secondaire. Dans ce type, les grains de quartz présentent des phénomènes de croissance secondaire. La calcédonite et la quartzine sont disposées en bandes de courtes fibres parallèles, perpendiculaires à la surface des grains de quartz. Ces bandes délimitent des méats remplis de calcédonite cristallisée dans de longues fibres disposées en sphérolithes ou en fascicules.

Le grès de Kliwa provient de la consolidation d'un mélange de sable marin et de sable éolien. On rencotre, conjointement avec ces espèces de sable, des fragments de quartzite et des schistes verts d'origine cimmérienne (pl. III, fig. 5).

Ce matériel est généralement cimenté par un ciment siliceux, représenté par de l'opale, de la caldédonite, de la quartzine ou du quartz secondaire.

La silice amorphe étant la forme commune du ciment, on peut admettre que ce ciment provient d'organismes siliceux dont il ne reste plus que de rares débris dans cette roche.

Le ciment d'opale, en dehors de sa recristallisation sous forme de calcédonite ou de quartzine, a subi divers phénomènes de diagénèse du fait que la glauconie ou la pyrite ont remplacé l'opale.

Les variétés à ciment calcaire peuvent représenter soit des roches cimentées de la sorte primordialement, soit des roches ayant subi un phénomène d'épigénèse manifesté par le remplacement de l'opale par la calcite. Ce phénomène est fort plausible si l'on tient compte de la présence des Radiolaires calcifiés dans les mêmes roches.

Institutul Geologic al României

ROCHES SILICEUSES ORGANIQUES

(Pl. IV, fig. 1, 2)

Examinés à l'oeil nu ces dépôts apparaissent comme des roches pélitiques brun-jaune lorsqu'elles sont fraîches et blanchâtres lorsqu'elles sont altérées. Leur densité est de 1,93.

L'analyse chimique [1]) révèle la composition suivante :

SiO_2	75,94
H_2O	10,55
FeO	0,11
Fe_2O_3	2,89
Al_2O_3	8,45
CaO	0,42
MgO	0,39
Alcalis	1,27
	100,02

L'examen microscopique démontre que ce dépôt est composé d'une masse fondamentale argilo-siliceuse, isotrope, brun-jaune, renfermant du matériel détritique, des minéraux autigènes et des organismes.

Le matériel détritique, qui forme 8 à 10% de la masse rocheuse, est représenté par des grains de quartz aux dimensions et formes variables. Le diamètre maximum est de 0,15 mm, mais la plupart des grains mesurent moins de 0,05 mm. La forme est généralement anguleuse. On rencontre fréquemment des lamelles de mica blanc mesurant maximum 0,1 mm en longueur. Les grains de feldspath, des mêmes formes et dimensions que les grains de quartz, sont rares, et encore plus rares les fragments de schistes quartzeux chloriteux (schistes verts).

Les minéraux autigènes forment 0,1% de la masse rocheuse. On rencontre de la glauconie aussi bien en grains complets qu'incomplets, de la pyrite en rares globules et parfois en association avec des formes différentes : sphériques, lobées ou en baguettes ; des oxydes de fer (hématite et limonite) provenant de la transformation de la glauconie et des globules de pyrite.

Les 90% restants, sinon davantage, de la masse rocheuse appartiennent au ciment et aux organismes. Ceux-ci constituent 75 à 80% de la roche. Cette proportion tellement élevée fait de la roche un dépôt organogène typique, composé exclusivement d'organismes siliceux.

Ces organismes sont représentés en majeure partie par des frustules de Diatomées appartenant aux espèces citées à la page —. On rencontre conjointement avec les Diatomées, mais bien moins fréquemment, des spicu-

[1]) L'analyse a été exécutée dans le laboratoire de chimie de l'Institut Géologique de Roumanie par M-me E. ZAMFIRESCU.

Institutul Geologic al României

les de Spongiaires, monoaxes et tétraradiaires. Les squelettes de Radiolaires sont extrêmement rares.

Ces organismes sont conservés dans l'opale. Souvent corrodés ou disparaissant totalement par dissolution, ils laissent des vides qui gardent leur forme. D'autres organismes sont remplacés par de la pyrite. On rencontre des frustules de Diatomées entièrement conservées dans du sulfure de fer sans que celui-ci détruise en quoi que ce soit leur fine structure. Il existe également des spicules au canal élargi et rempli de pyrite ou de glauconie.

Entre les sédiments de l'Oligocène se trouvent des dépôts presque entièrement composés d'organismes siliceux, dans l'espèce des Diatomées et des spicules de Spongiaires, c'est-à-dire des dépôts siliceux organiques. L'abondance en Diatomées et la présence du matériel détritique dans ces dépôts leur imprime un caractère intermédiaire entre le type « diatomite » et le type « gaize » dans la classification des roches siliceuses organiques (52, page 253), de sorte qu'on peut les dénommer « gaize-diatomite » (61, page 1040).

L'existence de la glauconie, des Diatomées cycliques et des spicules de Spongiaires prouve que ces dépôts se sont formés dans la mer, non loin du rivage.

La présence exclusive des organismes siliceux, parmi lesquels les Radiolaires font défaut, constitue un indice que les eaux dans lesquelles ces dépôts se sont formés n'étaient pas trop salées. Elles étaient plutôt froides et contenaient de fortes quantités de suspensions argileuses ou des cendres volcaniques, qui ont favorisé le développement des Diatomées, mais empêché celui des organismes calcaires.

Le fait que ces conditions ont pu se réaliser s'explique par la présence de courants froids le long du littoral, et par celle de nombreuses rivières qui se déversaient dans la mer en charriant beaucoup de matériel vaseux du continent (28, page 232 à 240).

ROCHES SILICEUSES CHIMIQUES

(Pl. IV, fig. 3)

Ces dépôts, puissamment développés dans les Carpates orientales de la Moldavie, ont été dénommés par COQUAND (17, page 514) ménilites, par analogie avec les roches siliceuses des environs de Paris, que DELAMÉTHERIE a désignés de ce nom d'après la localité de Mesnil-Montant (52, page 664).

Ces roches sont faiblement représentées dans la région entre le Teleajen et la Doftana, mais leur existence présente une grande importance, puisqu'elle a permis d'éclaircir l'origine de ces sédiments (14, 15, 16) au sujet de laquelle diverses hypothèses ont été émises.

Institutul Geologic al României

Les roches présentent ici les mêmes caractères mégascopiques qu'en Moldavie, à savoir une teinte brune, un éclat corneux et une cassure concoïdale. Elles se trouvent intercalées, en couches minces ou en lentilles, parmi les roches siliceuses organiques décrites plus haut. On constate des passages gradués de la roche siliceuse organique à ce type.

L'étude microscopique démontre parfaitement ces phénomènes de transition. De la roche du type « gaize-diatomite », très riche en Diatomées, on passe à une roche dans laquelle ces organismes, en grande partie dissous ou remplacés par de la pyrite, sont englobés dans une masse fondamentale presque entièrement composée d'opale non différenciée ou contenant des plages d'opale globulaire. Dans un stade plus avancé, les organismes siliceux n'apparaissent plus que sous forme de rares débris incomplets disparaissant dans la masse de l'opale (pl. IV, fig. 3). Dans le dernier stade, on ne constate plus aucune trace de débris organiques. La masse entière de la roche est constituée par de l'opale. On ne trouve que fort rarement des nids de silice cristalline fibreuse dans des concrétions radiaires.

L'évolution de ce phénomène se manifeste donc par la disparition graduelle des organismes siliceux et par l'enrichissement de la roche en silices, particulièrement sous la forme d'opale.

Il en résulte donc que ces concentrations siliceuses, sous forme de nids ou de minces couches dans l'intérieur des roches siliceuses de nature organique, ont leur origine dans la silice des carapaces de Diatomées et des spicules de Spongiaires dissoute et précipitée dans la masse des dépôts sous forme d'un gel.

Il n'est guère facile de préciser le lieu et l'époque où ce phénomène de silification a eu lieu, mais fort probablement une grande partie du phénomène a dû se produire sous l'eau. Cette situation présentait des conditions favorables à une dissolution intense de la silice (52, page 306).

Quelles que soient les conditions dans lesquelles le phénomène a pu se réaliser, il sied de remarquer que dans les Carpates orientales son intensité varie. Tandis que dans la partie sud de ces monts ce sont les roches siliceuses organiques qui dominent, dans la partie centrale et nordique le phénomène de silicification est tellement développé, qu'on ne rencontre presque plus de roches siliceuses organiques, celles-ci ayant été complètement transformées en ménilites.

L'analyse de ces dépôts siliceux démontre qu'ils appartiennent au groupe des roches siliceuses chimiques, représentant des accidents siliceux dans le milieu siliceux (52, pages 396 à 399) du type « opalite » et « chert ».

Ces accidents siliceux ont pris naissance dans la silice des Diatomées et des spicules de Spongiaires dissoute dans le milieu marin et précipitée sous forme d'un gel de silice disposée en couches ou nids.

Institutul Geologic al României

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Outre les schistes dysodiliques qui constituent des dépôts argileux riches en matière sapropélique, en rosettes de gypse et en débris de poissons, l'Oligocène moyen-supérieur est encore caractérisé par des roches siliceuses détritiques, organiques et chimiques.

Ces dépôts se sont formés sous des régimes variés, dans l'espèce les régimes lagunaire et marin, en liaison avec des oscillations du fond de la Mer oligocène ou avec des phénomènes de subsidence.

Le climat de la région à cette époque était caractérisé par l'aridité et des vents violents, tandis que des courants froids de la côte traversaient probablement la mer. Ces courants et l'abondance en matériel vaseux et en verre volcanique favorisaient le développement d'une riche flore de Diatomées dont les squelettes ont donné naissance aux roches siliceuses organiques. Sous l'effet des vents, de fortes vagues se jetaient sur les rochers, surtout sur les rochers quartzeux du rivage et des îles, dont la désagrégation donna naissance au sable siliceux marin. A ce sable venaient s'ajouter des sables transportés du continent ou des cordons littoraux par la voie de l'air.

La silice dissoute des carapaces de Diatomées se concentre dans la masse de ces dépôts soit sous forme d'accidents siliceux du type opalite ou chert, soit en cimentant les sables quartzeux par un ciment d'opale transformé ultérieurement en calcédonite ou quartzine.

Ces phénomènes de silicification, tout comme la formation de la glauconie, étaient fort probablement favorisés par des ruptures d'équilibre physico-chimique dans le milieu marin, provoquées par des oscillations ou des phénomènes de subsidence.

V. DÉPÔTS AQUITANIENS

Comme nous l'avons déjà montré à une autre occasion, les dépôts aquitaniens de cette région, formés à la fin de la Mer oligocène, sont représentés par :

Des schistes bitumineux contenant des débris de poissons et de plantes ;

Des grès fins ou grossiers organogènes, glauconieux ;

Des sables glauconieux ;

Des conglomérats polygènes contenant des débris organiques ;

Des marnes à Globigérines et à Coccolithophoridées ;

Des gypses et des calcaires bitumineux.

Les schistes bitumineux sont identiques à ceux de l'Oligocène, c'est-à-dire des dépôts argileux imprégnés de matière sapropélique et contiennent de nombreux globules de pyrite et des baguettes de rutile; les conglomérats sont composés des mêmes éléments que les grès, la seule différence consistant dans les dimensions ; les calcaires bitumineux sont identiques aux

Institutul Geologic al României

calcaires des gypses helvétiens, aussi les décrirons-nous en même temps que ces derniers. Ce chapitre concerne uniquement les dépôts glauconieux et les marnes à Coccolithophoridées.

DÉPÔTS GLAUCONIEUX

(Pl. IV, fig. 4 — 6)

Parmi ces dépôts on peut séparer les types suivants: *a)* grès organogènes pauvres en glauconie, *b)* grès organogènes riches en glauconie, *c)* sables glauconieux.

Ayant souvent constaté des passages gradués d'un type à l'autre, nous les décrirons ensemble, en insistant chaque fois sur les caractères spécifiques de chacun.

Le matériel détritique que nous avons fréquemment trouvé dans les grès, mais rarement dans les sables glauconieux, est représenté par : grains de quartz anguleux, sans traces de croissance secondaire, riches en inclusions de rutile, zircon et d'apatite; fragments de quartzite dont les éléments ressemblent à ceux du quartz libre ; fragments de schistes chloritoquartzeux (schistes verts) et d'autres schistes cristallins, appartenant généralement au groupe des phyllites et des micaschistes ; fragments de roches siliceuses chimiques, riches en Radiolaires ; fragments de calcaire micro-granulaire avec *Lagena*, *Globigerina*, des Radiolaires et des fragments d'Inocérames remaniés probablement du Sénonien; lamelles de muscovite, biotite et chlorite; rares grains de feldspath plagioclase ou potassique, généralement non altéré; minéraux lourds : grenat, tourmaline, zircon, staurotide, rutile, topaze et glaucophane.

Il sied de citer, parmi les minéraux lourds, la présence de la glaucophane en très rares grains. Ce minéral, caractéristique pour les schistes cristallins, n'a été jusqu'à présent signalé, dans les affleurements cristallins, ni dans les Carpates, ni en Dobrogea.

Les minéraux autigènes sont représentés par la glauconie, la pyrite, le phosphate de chaux et des rhomboèdres de calcite.

La glauconie, que nous étudierons de plus près dans un autre chapitre, est fort répandue dans l'Aquitanien, tant remaniée qu'engendrée sur place par des phénomènes d'épigénie en rapport avec le carbonate de chaux des organismes et du ciment.

La pyrite se présente sous forme de globules, grains ou plages entières de la masse fondamentale. Ce minéral comble les loges et les perforations des Foraminifères et quelques rares fois il en remplace complètement le test. Assez souvent il remplace le ciment sur des parties entières. A l'intérieur des masses de pyrite qui tiennent lieu de ciment, on rencontre encore souvent des témoignages du ciment primitif.

Institutul Geologic al României

Le phosphate de chaux se trouve sous forme de grains nés sur place ou remaniés. On rencontre aussi des plages de ciment calcaire, imprégnés ou entièrement remplacées par du phosphate de chaux amorphe. Le remplacement, par divers minéraux épigéniques, du calcaire provenant des organismes ou du ciment a pour conséquence de faire passer le carbonate de chaux en solution. S'il se produit une sursaturation, ces solutions déposent des rhomboèdres de calcite secondaire parfaitement formés (pl. V, fig. 3).

En fait d'o r g a n i s m e s on trouve :

Foraminifères : *Biloculina*, *Triloculina*, *Nodosaria*, *Clavulina*, *Textularia*, *Globigerina*, *Rotalia*, *Planorbulina* et *Nefrolepidina* [1]) (pl. IV, fig. 4—6). *Operculina complanata* d'ORB. (pl. I, fig. 2 et pl. V, fig. 1), *Amphistegina*, *Heterostegina* et des *Nummulites* (pl. V, fig. 1 et 2).

L'association de petits Nummulites avec *Nefrolepidina* (pl. IV, fig. 5) ressemble beaucoup à l'association mentionnée par DAGUIN (44, page 293, pl. XXXV, fig. 6) des calcaires sableux chattiens de Sidi Moussa (Maroc occidental).

Des Bryozoaires du groupe *Ciclostomata*. Des Échinodermes sous forme de plaques et d'épines d'*Echinides*. Des Mélobésiées sous forme de fragments de *Lithothamnium* et de *Lithophyllum*. Des Mollusques sous forme de fragments de *Lamellibranches* et de *Gastéropodes*.

Ces organismes calcaires sont fossilisés par la calcite ou bien transformés en grande partie en pyrite et glauconie. On ne rencontre que fort rarement des *Radiolaires* et des spicules de *Spongiaires* fossilisés par la calcédonite ou calcifiés. Les débris d'os, de dents et d'écailles conservés dans le phosphate de chaux cristallisé sont très fréquents. Certains fragments d'os ont conservé leur structure admirablement, du fait que le sulfure de fer a mis les canalicules en évidence.

Le c i m e n t de ces roches est calcaire, cristallisé et présente une structure allant de la structure grenue à la structure granuleuse. Des minéraux secondaires, tels la glauconie, la pyrite et le phosphate de chaux remplacent souvent le ciment en partie.

L'abondance en matériel détritique et en débris organiques, dont presque tous sont benthoniques et de faibles profondeurs, ainsi que la richesse en glauconie, prouvent que ces dépôts se sont formés dans la zone néritique, à proximité d'un rivage rocheux composé d'un matériel des plus variés.

DÉPÔTS À GLOBIGÉRINES ET À COCCOLITHOPHORIDÉES

Parmi les sédiments décrits ci-dessus se trouvent aussi des intercalations de dépôts blanchâtres en minces couches qui, sous l'effet des mouvements orogéniques, se sont souvent transformées en lentilles.

[1]) Cette forme a été déterminée par H. DOUVILLÉ.

Institutul Geologic al României

Le microscope révèle qu'elles sont très pauvres en matériel détritique. Quelques grains de quartz, de feldspath et des fragments de quartzite d'un diamètre maximum de 0,05 mm, accompagnés de lamelles de mica plus nombreuses et mesurant maximum 0,2 mm en longueur, représentent tout le matériel détritique de cette roche.

De nombreux globules de pyrite, réunis fréquemment en agglomérations aux formes variées, constituent le matériel autigène. La glauconie fait totalement défaut.

Le reste du dépôt est constitué par des organismes qui entrent aussi dans la composition du ciment.

Les débris organiques sont représentés par *Globigerina* et *Textularia* à test hyalin très délicat, représentant des formes pélagiques. Ils sont conservés dans la calcite, l'intérieur des loges étant rarement rempli de pyrite.

Tout ce matériel — minéraux et organismes — est cimenté par un ciment composé de matière argileuse mélangée à du carbonate de chaux, qui forme le test d'une infinité de Coccolithophoridées. On distingue généralement les mêmes formes que dans le Sénonien et l'Éocène. Les formes étoilées sont beaucoup plus rares, alors que les formes en bouton dominent.

La quantité infime de matériel détritique, dont les dimensions sont excessivement réduites, l'absence de glauconie et la présence d'organismes pélagiques prouvent que ces dépôts se sont formés loin du rivage. Ces sédiments pélagiques de l'Aquitanien ont dû probablement se former dans une mer peu profonde, tout comme se sont formés aussi les dépôts similaires du Sénonien et de l'Éocène ou bien la Craie du Bassin de Paris (20).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'Aquitanien est constitué par une alternance de dépôts lagunaires, néritiques et pélagiques, qui se terminent avec des dépôts lagunaires typiques représentés par du sel et du gypse. Cette alternance peut être mise en rapport avec des oscillations du fond de la mer ; durant les phases d'élévation se produisaient des régimes lagunaires, durant les phases d'immersion des régimes marins.

Cette alternance pourrait également s'expliquer par le phénomène de subsidence. Durant la phase d'immersion correspondant à la subsidence se produisait le régime marin ; durant la période de stabilité, le bassin se remplissait de sédiments et le niveau des eaux baissait jusqu'à ce que se produisit le régime lagunaire, tout comme si des mouvements négatifs avaient eu lieu.

Sous le poids des sédiments formés, le fond de la mer, peu résistant à cause de certaines raisons d'ordre tectonique, cède et il se produit une nouvelle immersion (subsidence). Un nouveau cycle de sédimentation commence alors (59, page 504).

Institutul Geologic al României

En liaison avec ces causes, qu'il s'agisse d'oscillations ou de phénomènes de subsidence, se produisent dans le milieu marin des ruptures d'équilibre de nature pysico-chimique, lesquelles provoquent, dans la masse des sédiments formés, d'intéressants phénomènes de diagenèse, tels par exemple la formation de la glauconie, de la pyrite et du phosphate de chaux, ainsi que le remplacement du ciment par ces minéraux.

On ne rencontre ni le gypse, ni surtout le sel entre les dépôts correspondant aux diverses phases lagunaires de la mer aquitanienne. Cela s'explique soit par le manque, durant ces phases, de conditions propices à la formation de ces minéraux, soit par le fait que le gypse et le sel se sont formés mais ont été dissous par le retour d'un nouveau régime marin.

Durant la dernière phase lagunaire de la mer aquitanienne, le sel et le gypse se sont formés et ont pu se conserver grâce à la structure de la région, produite par les mouvements orogéniques post-aquitaniens.

A en juger d'après les débris de plantes qu'on trouve sur les schistes bitumineux, parmi lesquelles quelques-unes sont caractéristiques des régions chaudes, et aussi d'après l'abondance des Coccolithophoridés, on peut conclure à l'existence d'un climant chaud à l'Aquitanien.

VI. ÉTUDE DE LA GLAUCONIE DES DÉPÔTS CRÉTACÉ-PALÉOGÈNES

La glauconie, un silicate ferro-potassique hydraté, est extrêmement répandue dans les sédiments anciens aussi bien que dans les sédiments actuels.

En 1892 et plus tard en 1897, L. Cayeux (20) étudia de près le mode de présentation de ce minéral, ses particularités physiques et chimiques et sa genèse. En ce qui concerne ce dernier point, il affirme que « la matière organique peut, dans la plupart des cas, être la condition primordiale dans la formation de la glauconie, mais que bien souvent cette substance n'a pas du tout participé à la genèse de ce minéral » (20, page 184).

Plus tard Collet (28), qui lui aussi s'attache à l'étude de la glauconie des sédiments actuels — récolte de l'expédition « Challanger » — affirme que la glauconie granulaire représente des moulages glauconieux de Foraminifères isolés ou assemblés par un ciment glauconieux. La glauconie pigmentaire résulterait de la trituration des grains de glauconie, et la glauconie épigénique serait engendrée par des pseudomorphoses sous l'effet des solutions glauconieuses (28, page 150). La formation des moulages de glauconie à l'intérieur des loges de Foraminifères présente trois étapes : une première étape de silicate alumineux, une seconde étape représentant un silicate ferrique produit par l'élimination de l'aluminium et par le remplacement avec l'oxyde ferrique, et une troisème étape représentant le phénomène de glauconisation

Institutul Geologic al României

proprement dit, lequel consiste à introduire le potassium et à faire paraître la couleur verte (28, page 176).

Les dépôts crétacé-paléogènes de la région ayant fait l'objet de nos études contiennent pour la plupart ce minéral. C'est cependant dans l'Aquitanien qu'il est le plus largement répandu.

L'étude microscopique de la glauconie de ces dépôts fournit de nombreuses données touchant les propriétés de ce silicate. Ces données concordent avec celles de L. CAYEUX (20) et sont en liaison avec la genèse du minéral.

MODE DE PRÉSENTATION DE LA GLAUCONIE

La glauconie de ces sédiments se présente surtout sous forme de grains aux aspects les plus variés : arrondis, ovales, cylindriques, lobés ou fortement déchiquetés sur les bords. Certains de ces grains présentent un aspect compact et des bords nets — ce sont des grains complètement formés; d'autres ont des bords diffus et laissent entrevoir à l'intérieur des parties entières où la glauconie fait défaut — ce sont des grains incomplets. Beaucoup de ces grains ont une surface uniforme sur toute leur étendue — ce sont des grains homogènes, tandis que d'autres sont traversés par de nombreuses fissures en lignes droites, courbes ou sinueuses qui s'entre coupent dans toutes les directions.

En examinant ces grains sous un grossissement puissant, on constate qu'ils représentent presque toujours des agglomérations de globules, fibres, lamelles et petits grains. Grâce à la variété de ces formes entrant dans la constitution des granules de glauconie, leur structure est elle aussi différente, dans l'espèce globulaire, fibro-lamellaire ou granuleuse.

Quelques rares fois la glauconie affecte une forme allongée traversée par des lignes parallèles, perpendiculaires sur la direction d'allongement. Les fragments isolés de ces lignes sont homogènes et compacts. Ce sont des cristaux de glauconie à clivage prononcé, semblables aux micas et à la chlorite (20, page 365).

Outre les grains complets ou incomplets et les cristaux clivés, on rencontre la glauconie pigmentaire sous forme de minces nuages aux contours indistincts, pigmentant le matériel détritique, les organismes ou le ciment.

PROPRIÉTÉS

La couleur de ce silicate, quelle que soit la forme sous laquelle il se présente, est généralement verte mais fortement nuancée, tirant sur le jaune, le bleu ou le noir.

La variété cristallisée, caractérisée par un clivage prononcé, présente un polychroïsme très intense dans les couleurs suivantes : ng = vert, np = jaune

Institutul Geologic al României

brillant. Certains granules homogènes à aspect compact présentaet eux aussi ce phénomène, quoique dans une proportion beaucoup plus réduite.

Entre les nicols croisés, les grains glauconieux présentent un phénomène de polarisation d'agglomérat, puisque toute particule qui entre dans la constitution du grain est orientée d'une manière différente. Les grains de glauconie sont donc cryptocristallins, alors que la glauconie clivée exerce une action puissante sur la lumière polarisée, avec des extinctions le long des lignes de clivage, et présente à 45° des couleurs de polarisation vives.

Selon CAYEUX et LACROIX, la biréfringence de cette forme de glauconie est de 0,020, tandis que la biréfringence de la glauconie des grains est moindre.

D'après le clivage, le polychroïsme et la biréfringence, la glauconie se rapproche beaucoup des micas et de la chlorite, ce qui l'a fait considérer comme monoclinique (LACROIX).

Les grains de glauconie recèlent souvent des inclusions de quartz et de pyrite. Les grains de quartz contenus dans la glauconie, qu'il s'agisse d'un seul ou de plusieurs, sont beaucoup plus petits que le grain qui les enveloppe. Ils ont probablement été inclus lors de la formation de la glauconie.

Quant à la pyrite, elle se présente incluse sous forme de globules, d'agglomérations de globules ou même de cristaux. Les inclusions de pyrite peuvent parfois être rares, mais fort nombreuses dans la plupart des cas, elles sont disséminées dans la masse de la glauconie ou bien occupent le grain entier.

En ce qui concerne ces inclusions, on peut, tout au moins en partie, admettre les affirmations de CAYEUX (20, page 168) et COLLET (28, page 161) comme quoi la glauconie et la pyrite se seraient formées simultanément. Il est cependant fort possible qu'une grande partie de la pyrite ait pris naissance par suite de phénomènes d'épigénie, remplaçant de la sorte la glauconie. Nous ne pouvons pourtant non plus exclure la possibilité d'un processus de transformation chimique du silicate ferro-potassique dans le sulfure de fer.

Le processus d'altération chimique de la glauconie le plus fréquent est la transformation de ce silicate en limonite et hématite. On rencontre des grains de glauconie entourés à la surface d'une bordure jaune ou brune, et d'autres entièrement colorés dans ces teintes et présentant le réflexe orange ou rougeâtre caractéristique des oxydes de fer. On constate souvent, autour de grains altérés, une auréole brun-jaune d'oxyde de fer qui va en se perdant insensiblement dans la masse de la roche.

RELATIONS ENTRE LA GLAUCONIE ET LES COMPOSANTS DES ROCHES

Les relations de la glauconie des roches sédimentaires avec le matériel détritique, les organismes et le ciment sont des plus intéressantes.

Institutul Geologic al României

Relations entre la glauconie et le matériel détritique. Nous avons constaté que de nombreux grains de glauconie compacts et aux contours précis ont les mêmes dimensions que les particules détritiques. Dans les roches non homogènes au point de vue du matériel détritique disposé en zones, dont les unes sont formées de petites, les autres de grandes particules, les grains de glauconie présentent la même répartition. Ce fait démontre qu'une bonne partie de ces grains ont été remaniés de dépôts plus anciens conjointement avec les grains de quartz, feldspath, etc.

Il existe encore d'autres grains, aux contours très irréguliers, présentant de nombreuses strangulations. Ces grains n'ont pu se former qu'en place, car s'ils avaient subi un transport ils n'auraient pu résister sous cette forme (20, page 179).

Très fréquemment les grains de quartz, de quartzite ou d'autres éléments du matériel détritique sont, en partie ou entièrement, recouverts d'une pellicule de glauconie tellement fine qu'elle ne masque pas le grain détritique mais le colore en vert. Cette glauconie pigmentaire ne peut avoir pris naissance que dans la masse de la roche. D'autres fois on rencontre de la glauconie comblant les fissures de quartz broyé, les faisant paraître traversées par un réseau très compliqué de fils verts de glauconie.

On observe la même chose chez les grains de quartzite. La glauconie pénètre le long des lignes de soudure des éléments du quartzite, marquant ces contacts d'une façon admirable. Dans ces cas, tantôt la glauconie se présente isolée tantôt les lignes de glauconie apparaissent interrompues par de petites portions formées de calcite. Ce fait comporte deux solutions en liaison avec la genèse de cette glauconie, à savoir :

a) Ou bien la glauconie s'est déposée des solutions directement dans les fissures libres des grains des quartz broyé ou dans les interstices des éléments du quartzite.

b) Ou bien ces vides étaient primordialement remplis de carbonate de chaux cristallisé, lequel a été ultérieurement remplacé par la glauconie.

L'une et l'autre de ces solutions sont possibles, quoique la dernière soit de beaucoup la plus plausible car, comme on le verra plus loin, le phénomène de remplacement de la calcite par la glauconie est très fréquent.

Toujours en liaison avec le matériel détritique, on observe d'intéressants affleurements de glauconie, semblables à ceux ayant fourni à CAYEUX des arguments décisifs en faveur de son affirmation que « ce minéral peut naître sans l'intervention de la matière organique » (20, page 175). On rencontre des grains de feldspath et des lamelles de mica, dans lesquels apparaissent, après les lignes de clivage, des traces de glauconie sous forme de globules, de petits grains ou de fibres. Cette glauconie proviendrait, selon CAYEUX, du potassium produit par la transformation du feldspath et des micas potassiques à l'intérieur desquels il se trouve.

Institutul Geologic al României

Relations entre la glauconie et les organismes. Avant d'entrer plus loin dans le sujet, nous séparerons les relations de la glauconie avec les organismes siliceux de ses relations avec les organismes calcaires.

a) Dans les relations de la glauconie avec les organismes siliceux, on constate que ce minéral se forme fréquemment à l'intérieur du canal des spicules de Spongiaires, et parfois le spicule même est remplacé en partie par la glauconie, phénomène qu'on observe souvent dans les roches siliceuses organogènes de l'Oligocène moyen-supérieur. Nous n'avons rencontré aucun cas où les spicules de Spongiaires étaient entièrement remplacés par la glauconie, alors que cela se produit si souvent ailleurs dans les roches similaires (34, pages 248 à 249). Ce remplacement n'altère en rien la forme des organismes.

Les Radiolaires semblent opposer une forte résistance à cette épigénie, et, en ce qui nous concerne, nous n'avons rencontré nulle part un cas typique de remplacement de ces organismes siliceux par la glauconie. On pourrait considérer comme un phénomène d'épigénie de cette nature le cas des Radiolaires des marnes noires sénoniennes, conservés par la matière fibro-globulaire verte qui, selon J. DE LAPPARENT (40, page 259), serait un alumino-silicate ferrifère, matière très ressemblante à la glauconie.

Les Diatomées opposent une résistance absolue au remplacement par la glauconie. De l'infinité de Diatomées comprises dans les « gaize-diatomites » de l'Oligocène de l'Eperon de Văleni, lesquelles présentent souvent des phénomènes d'épigénie, on ne constate aucun cas de remplacement par le silicate ferro-potassique.

b) Les relations entre la glauconie et les organismes calcaires sont très accentuées et se présentent sous les deux aspects suivants :

1. La glauconie en tant que matériel de remplissage des vides dans les organismes. Dans ce cas, la glauconie comble les loges et les pores du test de Foraminifères, les cavités du squelette de Bryozoaires, les pores des plaques d'Échinodermes ou l'intérieur des cellules de Mélobésiées.

Nous avons rencontré d'admirables exemples de pareils remplissages dans les calcaires sableux de l'Éocène de Șotrile et dans les grès glauconieux de l'Aquitanien. Les loges des Foraminifères sont remplies de glauconie. Dans des cas plus avancés, ce minéral pénètre à l'intérieur des pores, esquissant admirablement, par de minces fils glauconieux, le tracé du canal ouvert à l'extérieur par des pores. On observe également la présence de plaques d'Échinides conservées dans la calcite et la glauconie. Pénétrant seulement par les pores, ce minéral marque un parfait réseau vert de glauconie à nœuds de calcite.

2. La glauconie remplace le squelette calcaire des organismes. La glauconie ne comble pas seulement les vides dans les débris organiques, mais elle remplace encore souvent le squelette des orga-

Institutul Geologic al României

nismes calcaires. C'est ainsi que nous avons rencontré des Foraminifères, des plaques d'Échinodermes, des Bryozoaires et des fragments de *Lithothamnium*, où la glauconie envahit le squelette qu'elle remplace en partie ou entièrement. Cette épigénie est accompagnée de la destruction de la structure de l'organisme. Dans la partie où le remplacement est moins avancé, on observe encore des débris de structure organique, tandis que là où la glauconisation est complète, on ne constate plus aucune trace de cette structure. On observe ce phénomène admirablement dans les plaques d'Échinodermes et les fragments de Mélobésiées.

Relations entre la glauconie et le ciment. Le ciment calcaire aussi bien que le ciment d'opale des roches siliceuses détritiques ou organiques sont souvent remplacés par la glauconie.

Des plages entières de ces espèces de ciment sont tantôt complètement glauconisées et tantôt elles conservent encore des témoignages du ciment primordial. Ces témoignages apparaissent soit sous forme d'îles à l'intérieur de la masse de glauconie, soit sous forme de petites bandes irrégulières liées à la masse principale du ciment restée non transformée.

Un autre mode de présentation du ciment transformé est celui où nous avons affaire à d'innombrables petits grains de glauconie en même temps qu'à des grains de calcite, qui occupent des plages de grandeurs différentes de la masse du ciment parmi le matériel détritique et les organismes. Ce phénomène d'épigénie provoque la disparition de la structure du ciment.

Le remplacement du ciment calcaire par la glauconie est parfois tellement avancé qu'il ne reste plus que des traces très réduites du ciment primordial. La glauconie résultant de ce processus se présente sous forme de concrétions, généralement arrondies, qui se séparent les unes des autres et s'isolent même sous forme de granules. Par suite de ce processus d'épigénie avancé, le carbonate de chaux passé à l'état de solution est tellement abondant que, par la sursaturation la solution dépose dans la masse de glauconie des rhomboèdres de calcite secondaire admirablement formés(pl. V, fig. 3). Les oxydes de fer produits par l'oxydation de la glauconie pigmentent la plupart de ces rhomboèdres, leur imprimant des teintes allant du jaune au brun.

Nous avons rencontré de très beaux cas de remplacement du ciment calcaire ou siliceux par la glauconie dans le grès de Kliwa à ciment d'opale et dans les grès calcaires de l'Éocène de Şotrile ou de l'Aquitanien.

Le ciment argileux semble avoir résisté à ce phénomène d'épigénie. Outre les marnes noires sénoniennes contenant des Radiolaires conservés dans cette substance verdâtre semblable à la glauconie, substance également répandue dans la masse de ciment argileux, nous n'avons plus rencontré d'autres cas de transformation dans ce sens.

Institutul Geologic al României

OBSERVATIONS TOUCHANT LA DISPERSION DE LA GLAUCONIE

L'étude comparative de la dispersion de la glauconie dans les dépôts crétacé-paléogènes situés entre le Teleajen et la Doftana fournissent des données qui peuvent être utilisées pour déterminer les conditions dans lesquelles ce minéral a pris naissance. Ces données concernant la répartition de la glauconie dans les dépôts en question, par rapport aux matériel détritique potassique (micas-feldspaths), aux organismes calcaires et siliceux, à la matière sapropélique, à la pyrite, aux oxydes de fer et au ciment calcaire, siliceux ou argileux, figurent dans le tableau ci-bas.

Les données du tableau ci-dessous démontrent que la glauconie se trouve dans les dépôts néritiques, mais manque dans les dépôts lagunaires et les dépôts pélagiques.

On ne rencontre la glauconie que fort rarement dans les dépôts néritiques, lorsque les débris organiques font défaut et que le matériel détritique potassique (feldspath et mica) existe à l'état non altéré. Dans les dépôts où les organismes sont bien représentés, au point de constituer parfois la majeure partie de la masse rocheuse, la glauconie abonde lorsque la matière sapropélique et les minéraux ferrugineux se trouvent dans des proportions réduites et diminue quantitativement lorsqu'ils sont plus nombreux.

La glauconie fait totalement défaut dans les dépôts terrigène-pélagiques, bien qu'il s'y trouve parfois des organismes dans des quantités telles qu'ils semblent constituer la roche à eux seuls. En échange, la matière sapropélique et les minéraux ferrugineux sont fort abondants.

Les dépôts calcaires récifaux contiennent une faible proportion de glauconie lorsqu'ils sont broyés et resédimentés en même temps que le matériel détritique, dans les conditions des dépôts néritiques ordinaires.

La glauconie manque complètement dans les dépôts calcaires benthogènes aussi bien que dans les dépôts argilo-calcaires, pélagiques, alors que la pyrite et les oxydes de fer y abondent parfois. On constate le même état de choses dans les dépôts lagunaires du type des schistes bitumineux qui, outre la pyrite, contiennent aussi une forte proportion de matière sapropélique.

Les roches siliceuses organogènes ont une faible teneur en glauconie aussi bien qu'en matière sapropélique, pyrite et oxydes de fer. On constate dans ces roches des cas typiques de transformation de la glauconie en limonite, fait qui explique la faible teneur en silicate ferro-potassique.

GENÈSE DE LA GLAUCONIE

Les opinions que les divers auteurs ont émises sur la genèse de la glauconie sont résumées dans les travaux de CAYEUX (20, page 132) et de COLLET (28). Selon les uns, la genèse de ce minéral serait étroitement liée à la pré-

Institutul Geologic al României

Répartition de la glauconie dans les dépôts du Flysch en rapport avec leurs conditions de genèse

Dépôt étudié	Catégorie	Glauconie	Organismes calcaires ou siliceux	Matière sapropelique	Pyrite ou oxydes de fer	Matériel détritique potassique	Ciment		
							calcaire	siliceux	argileux
Grès grossiers: Albien et Eocène (type Fusaru-Tarcău)	Néritique	R	r	r	c	A	A	c	c
Grès micacé à cassure curbicorticale (Eocène marginal)	Néritique	R-O	R	c	a	a	C	r	a
Grès feldspathique (Sénonien) .	Formé autour des îles ou autour d'une cordillère .	C	A	R	a	a	A	O	c
Grès siliceux (Kliwa) Oligocène .	Néritique	C-r	c-r	R	r-C	r	R	A	O
Roches siliceuses organogènes (Oligocène)	Pélagique-néritique . . .	c	A	c	r	r	R	a	a
Calcaires sableux et grès calcaires (Eocène Şotrile - Aquitanien) .	Dépôts néritiques, parfois complètement organogènes	A	A	r	C	c	a	R	c
Calcaires bréchiformes sableux (Albien)	Néritique récifal	c	C	r	c	R	A	O	r
Calcaire à Radiolaires et Foraminifères (Albien)	Benthogène	O	A	R	C	R	A	O	r
Dépôts à Coccolithophoridées (Sénonien, Eocène, Aquitanien) .	Pélagique	O	A	r	c	C	a	O	a
Marnes rouges sénoniennes, Eocène	Pélagique	R-O	A	R	A	C	a	O	a
Marnes noires sableuses (Albien-Sénonien)	Terrigène-pélagique . . .	O	a-A	C	a	C	c	O	a-A
Schistes bitumineux (Oligocène-Aquitanien)	Lagunaire	O	r-c	A	A	c	r	c	A

O = inexistant
R = très rare
r = rare
c = commun
C = très commun
a = abondant
A = très abondant
Symbole de fréquence selon MILNER.

Institutul Geologic al României

sence des organismes, alors que selon les autres la formation de la glauconie n'aurait aucun rapport avec la matière organique.

Les données relatives à la dispersion de la glauconie dans les sédiments faisant l'objet de nos recherches prouvent que, dans la zone néritique où ce minéral se forme, sa fréquence semble être directement proportionnelle à celle des débris organiques. A première vue on pourrait donc admettre que l'existence des organismes est une condition de la genèse de la glauconie.

Si l'on analyse les rapports de la glauconie avec les organismes calcaires, on constate qu'elle remplit l'intérieur des loges et les pores et remplace le test.

En général cependant, les vides comblés avec la glauconie étaient primitivement remplis de carbonate de chaux cryptocristallin ou cristallisé. Le remplissage du vide des organismes par la glauconie, tout comme la transformation du test calcaire en test glauconieux, est un phénomène d'épigénie, de pseudomorphose, réalisé par des solutions glauconigènes, sans rapport avec la matière organique.

L'existence des solutions glauconigènes est en fonction de la présence du potassium et de l'oxyde ferrique.

Le potassium, qui provient de la décomposition des feldspaths et des micas, suffit à la formation de la glauconie. Or, comme cette décomposition se produit très facilement dans la zone néritique, ces minéraux n'arrivent plus dans les zones éloignées du rivage. Aussi les eaux de la mer ont-elles, dans la zone néritique, une teneur élevée en potassium, alors que dans les zones profondes et éloignées du rivage cette teneur est beaucoup plus réduite (28, page 156).

L'oxyde ferrique ne saurait exister sans un milieu oxydant, condition que la zone néritique réalise. Dans les lagunes et les zones profondes de la mer se trouve un milieu réducteur engendré par la matière organique et l'hydrogène sulfuré lié à la décomposition de celle-ci. Ce milieu favorise la formation de fortes quantités de sulfure de fer (28, pages 169 à 173).

Comme la zone néritique a une teneur élevée en potassium et qu'elle contient aussi l'oxygène nécessaire à la formation des oxydes ferriques, elle représente le milieu favorable à la réalisation des solutions glauconigènes.

Le fait que la glauconie se forme dans la zone néritique surtout là où se trouvent de nombreux débris organiques, nous incite à nous demander s'il n'existerait pas une affinité entre ces débris et la solution glauconigéne En vertu de cette affinité, la solution glauconigène serait attirée et concentrée vers les centres riches en débris organiques. Ces centres deviennent le siège d'une épigénie intense qui se manifeste par le remplacement de ces débris ou du ciment, siliceux aussi bien que calcaire, par la glauconie. Ce phénomène d'épigénie est probablement facilité par les ruptures d'équilibre physico-chimique provoquées par les oscillations du fond de la mer.

Institutul Geologic al României

VII. CALCAIRES BITUMINEUX DES FORMATIONS GYPSIFÈRES (AQUITANIEN ET HELVÉTIEN)

Ces calcaires bitumineux ont une teinte grise tirant sur le blanc, avec parfois des nuances jaunes ou noires. Toujours claires à la surface, les teintes deviennent foncées à l'intérieur. Généralement compacte, la structure de ces calcaires présente parfois de petites cavités tapissées de menus cristaux de calcite. Poids spécifique 2,72 . Lorsqu'on les frappe à coups de marteau, les calcaires dégagent une forte odeur de bitume. Traités à l'acide chlorhydrique, ils entrent en effervescence.

Caractères microscopiques (pl. V, fig. 4). L'étude microscopique permet de fixer deux types de calcaires bitumineux :

Primo, un type peu intéressant en ce qui touche le problème de la genèse de ces roches. Il est entièrement cristallisé et présente une structure microgranulaire. Les grains de calcite, très menus, présentent des dimensions égales et des contours arrondis et sont étroitement collés les uns aux autres. Toute la masse fondamentale est constituée par du carbonate de chaux dans lequel on observe la présence de quelques granules de pyrite et de quelques lambeaux de matière bitumineuse d'un brun mat.

Secundo, un type très intéressant au point de vue de la genèse du dépôt. Sa structure est infiniment plus complexe que celle du premier type. La masse fondamentale est en partie calcaire. On distingue dans cette masse de carbonate de chaux des zones aux contours très irréguliers, parfois anguleux, composées de calcaire cryptocristallin. Ces zones sont souvent traversées par de minces bandes formées de calcaire cristallisé en gros grains, ou bien elles recèlent des îles de ces grains de calcite, preuve qu'il s'est produit un commencement de cristallisation. L'espace entre ces zones de calcaire cryptocristallin est comblé par du carbonate de chaux cristallisé en grains de dimensions et formes variées, généralement arrondies. Ces granules sont disposés sans aucun ordre. On observe par endroits des nids de calcaire cristallisé sous forme de grands grains allongés, disposés en rayons à la périphérie des nids et irrégulièrement vers le centre. On rencontre parfois des zones de calcaire cryptocristallin entourées de pareils grains de calcite allongés, disposés en rayons autour de ces îles, tout comme si ces dernières avaient servi de support à la cristallisation de la calcite.

Ces faits démontrent que deux générations de carbonate de chaux existent dans la masse de la roche : l'une primitive, cryptocristalline, l'autre secondaire et provenant de la recristallisation de la première.

Ce qui est toutefois intéressant et concluant au point de vue de l'origine de ces calcaires, c'est la présence, à l'intérieur de cette masse de carbonate de chaux, de nombreux cristaux isolés de gypse ou de plages à structure radiaire. Ces plages de gypse sont le plus souvent traversées par des bandes de

Institutul Geologic al României

calcite granulaire ou bien recèlent de petits grains de carbonate de chaux isolés.

On trouve aussi dans ces calcaires de petits globules ou granules de pyrite et des îles de matière bitumineuse.

Genèse des calcaires bitumineux. En partant des données fournies par l'étude microscopique, on peut tirer les conclusions suivantes quant à la genèse de ces dépôts :

a) Les roches calcaires comprises dans les dépôts gypsifères, aquitaniens et helvétiens ont pris naissance dans les masses de gypse sous l'effet des phénomènes solfariens. La preuve nous en est fournie par les traces de gypse non transformé à l'intérieur de ces calcaires.

b) Les phénomènes ayant engendré les calcaires consistent dans l'action du bioxyde de carbone provenant de l'air et de l'eau sur l'oxyde de chaux produit par la réduction du gypse sous l'influence des hydrocarbures. Le carbonate de chaux produit est cryptocristallin. Il recristallise ensuite en partie ce qui aboutit au morcellement du calcaire primordial en zones irrégulières. Celles-ci forment parfois même le support des cristaux de carbonate de chaux déposés des solutions au cours de la seconde phase.

VIII. DÉPÔTS OOLITHIQUES SARMATIENS

(Pl. V, fig. 5)

A la partie inférieure du Sarmatien on rencontre, presque toujours dans cette région, des dépôts calcaires sableux à structure oolithique.

Le matériel détritique de ces dépôts est représenté par des grains de quartz, du feldspath, des fragments de quartzite, du calcaire, des schistes cristallins et des lamelles de mica.

Les dépôts, très riches en organismes, contiennent principalement des Mollusques et parfois aussi des Bryozoaires et des Foraminifères.

Le matériel détritique aussi bien que les débris organiques font l'office de noyau pour les innombrables oolithes qui entrent dans la constitution de ces roches. Dans certains cas, tout le matériel detritique est entouré d'anneaux corticaux calcaires, tandis que dans d'autres les oolithes forment un mélange avec le matériel détritique collé à l'enveloppe corticale.

D'après l'aspect des oolithes, on distingue un type à zone corticale composée de larges et peu nombreux anneaux, et un type à anneaux nombreux, étroits et bien visibles.

Si l'on étudie la structure de la zone corticale de ces deux types d'oolithes, on constate que les anneaux sont composés de granules de carbonate de chaux allongés et disposés en rayons. Chez les oolithes à larges anneaux, la disposition radiaire de ces granules est peu nette et souvent même inexistante, tandis que chez les oolithes à anneaux étroits elle est des plus évidentes. Tous les

Institutul Geologic al României

grains de ces anneaux étant de même longueur, forment une bande d'une largeur égale sur toute l'étendue de l'anneau.

Les dimensions restreintes de ces grains, qui permettent à ceux-ci de se superposer à raison de plusieurs dans l'épaisseur habituelle de la coupe donnent lieu à des phénomènes de compensation qui rendent les oolithes plus sombres.

L'arrangement annulaire est mis en évidence aussi bien par la disposition des grains de calcite en zones concentriques, que par la présence d'anneaux de matière argileuse, imprégnée d'oxydes de fer, qui marquent le contact entre deux anneaux successifs. Parfois, toute la surface de l'oolithe est imprégnée d'oxydes de fer.

Tous ces éléments, c'est-à-dire le matériel détritique, les organismes et les oolithes, sont liés par un ciment calcaire cristallisé, à structure granulaire ou grenue.

La présence des oolithes dans ces dépôts prouve qu'ils se sont formés dans la zone littorale, dans des eaux agitées et chaudes.

L'association formée par les oolithes et le matériel détritique indique que certains de ces oolithes ont subi un cimentage à l'endroit même où ils ont pris naissance, alors que d'autres ont été transportés à une certaine distance de leur lieu d'origine en même temps que le matériel détritique, qui n'a pas subi d'enveloppement de la part des anneaux de calcaire.

IX. TUFS VOLCANIQUES

Aussi bien les dépôts paléogènes que les dépôts néogènes de la région située entre le Teleajen et la Doftana recèlent des cendres volcaniques cimentées sous forme de tufs. On rencontre ces tufs volcaniques dans l'Oligocène, l'Helvétien et le Méotien.

TUFS VOLCANIQUES OLIGOCÈNES

On rencontre de pareils dépôts,d'un développement moyen, intercalés soit entre des schistes bitumineux, comme c'est le cas à Măneciu-Ungureni, soit entre les roches siliceuses organiques ou dans le grès de Kliwa de l'Éperon de Văleni, comme dans l'île paléogène de Bușteni.

L'étude microscopique des tufs oligocènes de la zone d'écailles révèle la constitution suivante :

La masse fondamentale est composée d'une matière vitreuse en grande partie dévitrifiée et altérée. L'altération produit une infinité de phyllades argileuses, faiblement biréfringentes. On trouve, conjointement avec la matière argileuse, une proportion assez élevée de carbonate de chaux

Institutul Geologic al României

finement pulvérisé. Cette masse fondamentale contient de nombreux fragments de verre non altéré, hyalin, parfaitement isotrope. Ces esquilles de verre sont compactes, vacuolaires ou crénelées. Leurs formes sont toujours anguleuses. Outre le verre, on trouve quelques rares fois des grains de feldspath, du quartz et des lamelles de mica. Le feldspath y est très frais.

Ces tufs volcaniques ne renferment pas de débris organiques.

Le matériel volcanique intercalé entre les roches organiques siliceuses et le grès de Kliwa de l'Éperon de Văleni est composé en majeure partie de fragments de verre non altéré, à texture vésiculaire ou crénelée. Ces fragments de verre sont mélangés avec beaucoup de matériel détritique, de sorte qu'ils ne forment pas de tuf proprement dit.

Le matériel volcanique de cette formation étant probablement facilement altérable a fourni, en se décomposant, une grande partie de la silice qui a servi aux Diatomées à constituer leur squelette siliceux. C'est ainsi qu'on peut s'expliquer le développement considérable de ces organismes siliceux dans l'Oligocène.

TUFS VOLCANIQUES HELVÉTIENS

Ces dépôts sont puissamment développés, au point de former parfois des couches de quelques dizaine de mètres d'épaisseur (Piatra Verde—Slănic).

Le microscope révèle que ces dépôts sont constitués par une masse fondamentale vitreuse, légèrement dévitrifiée, mélangée avec la matière argileuse produite sans doute par l'altération du verre. On observe également la présence de nombreux globules ressemblant à l'opale globulaire et qui pourraient bien représenter la silice résultée de ce phénomène de décomposition. La masse fondamentale renferme des fragments de feldspath, du quartz, de la hornblende, des lamelles de mica et de la magnétite. Les feldspaths de ce tuf sont eux aussi très frais.

L'analyse chimique révèle la composition suivante [1]) :

SiO_2	61,71
Al_2O_3	13,89
Fe_3O_3	2,86
FeO	0,53
MnO	traces
CaO	3,28
MgO	0,94
CO_2	—
K_2O	1,29
Na_3O	1,96
H_3O	13,64
	100,10

[1]) L'analyse chimique a été effectuée par M-me E. ZAMFIRESCU, dans le laboratoire de chimie de l'Institut Géologique de Roumanie.

Institutul Geologic al României

D'après sa composition minéralogique et l'analyse chimique, ce dépôt est une cendre dacitique. Il recèle quelques rares débris organiques représentés par des Foraminifères.

Soit que ces cendres volcaniques fussent moins facilement altérables, soit que leur composition chimique ne favorisât pas le développement des organismes calcaires ou siliceux, ces débris organiques sont fort rares dans les dépôts helvétiens ou y manquent totalement.

TUFS VOLCANIQUES MÉOTIENS
(Pl. V, fig. 6)

Ces dépôts, que nous avons décrits à une autre occasion (11), sont faiblement développés entre les marnes à Hydrobies et à Néritines.

L'étude microscopique indique que ces dépôts sont composés d'une masse fondamentale amorphe ou cryptocristalline formée de verre dévitrifié et de matière argileuse. Cette masse fondamentale renferme des cristaux de feldspath alcalin et calcosodique très frais. Les feldspaths plagioclases correspondent généralement au labrador, amphibole représenté par de la hornblende verte ou brune, des lamelles de biotite et de la magnétite.

Les restes organiques sont rares.

L'analise chimique révèle la composition suivante [1]) :

SiO_3	53,28
Al_2O_3	21,25
Fe_2O_3	4,14
FeO	0,32
MnO	—
CaO	3,37
MgO	0,92
CO_2	—
K_2O	0,78
Na_2O	1,59
H_2O	14,36
	100,01

Examinés à l'oeil nu ces dépôts ressemblent au tuf dacitique de l'Helvétien, mais l'analyse chimique démontre qu'ils proviennent d'un magma beaucoup plus basique, ce qui ressort d'ailleurs aussi de l'examen microscopique qui dénote la rareté ou même l'absence du quartz.

Ces tufs proviennent probablement d'un magma plus andésitique.

La présence des tufs volcaniques paléogènes et mio-pliocènes est très probablement en relation avec les éruptions de Hărghita—Călimani. Celles-ci

[1]) L'analyse a été effectuée par les soins de M-me E. ZAMFIRESCU.

Institutul Geologic al României

se sont manifestées avec une faible intensité dans l'Oligocène, atteignant leur paroxysme au Miocène et au Pliocène.

Les cendres volcaniques paléogènes, facilement altérables et d'une composition chimique favorisant le développement des organismes, ont formé, en se décomposant, le matériel du test des Diatomées. Les cendres néogènes semblent n'avoir pas joui de cette propriété.

Institutul Geologic al României

TECTONIQUE

Ainsi qu'il résulte de la stratigraphie de la région, celle-ci est constituée par des dépôts crétacé-paléogènes appartenant au Flysch et par des dépôts mio-pliocènes.

Comme nous l'avons déjà indiqué lorsque nous avons étudié la stratigraphie de la région, les dépôts du Flysch sont disposés en deux grandes zones, à savoir la zone du Flysch interne et la zone du Flysch marginal, celle-ci étant à son tour divisée en trois sous-unités : la zone d'écailles, la zone de l'Éperon de Homorâciu-Prăjani et la zone de l'Éperon de Văleni.

Les dépôts mio-pliocènes sont eux aussi répandus en trois zones : la zone de la cuvette de Slănic, la zone de la cuvette de Drajna, la zone mio-pliocène au-dessus de l'Éperon de Văleni et au sud de celui-ci.

TECTONIQUE DU FLYSCH

1. *Zone interne du Flysch*. Composée de dépôts albiens, elle est représentée à la base par l'horizon marno-gréseux, disposé en plis serrés, et à la partie supérieure par l'horizon gréseux-conglomératique, qui occupait de larges synclinaux. A ces dépôts succèdent normalement des dépôts sénoniens, éocènes (du type de Şotrile) et oligocènes (dysodiles et roches siliceuses organiques), soit en larges plis, soit en écailles serrées.

Dans la région comprise entre la vallée de la Crasna et la vallée du Teleajen, entre Măgura Nebunului et Mânăstirea Suzana affleurent, au-dessous des dépôts de l'horizon marno-gréseux de l'Albien, des marnes rouges sénoniennes en partie recouvertes par l'Éocène de Şotrile. A l'extérieur de cette zone du Flysch se trouve la zone d'écailles qui, outre cette structure, présente aussi un caractère de mylonitisation très accentué. Cette zone est aussi chevauchée par les dépôts albiens de la zone interne, le long d'une ligne passant par Măneciu—Mânăstirea Crasna—Măciucul Berții—Petriceaua.

Nous appuyant sur ces faits, nous avons admis entre ces deux zones l'existence de rapports de charriage.

Les aspects différents des deux horizons albiens doivent être mis en relation avec ce phénomène. L'horizon marno-gréseux, plus plastique et touchant de plus près le phénomène de glissement, est étroitement plissé,

Institutul Geologic al României

alors que l'horizon gréseux-conglomératique, plus rigide et subissant dans une moindre mesure l'effet des forces mécaniques produites par des glissements, se présente en larges plis.

2. *Zone d'écailles*. Elle est composée de l'Albien marno-gréseux, du Sénonien, de l'Éocène du type Șotrile et d'un grès très analogue à l'Éocène du type de Fusaru—Tarcău. L'Oligocène est représenté par des dysodiles et des roches siliceuses organogènes, avec des intercalations du tuf volcanique et sans grès de Kliwa. L'Aquitanien est représenté par des schistes bitumineux, des gypses et des éléments conglomératiques.

Cette zone, située à la base de la Cuvette de Slănic, est recouverte en discordance par les conglomérats burdigaliens de la cuvette. Le contact entre la zone d'écailles et la Cuvette de Slănic est affecté par de nombreux accidents tectoniques d'ordre local, tels que laminages, renversements ou ruptures de dépôts d'après des failles transversales.

A l'intérieur de la zone d'écailles nous avons constaté des manifestations salines, au-dessous des dépôts crétacé-paléogènes, à Măneciu-Ungureni, au confluent de la vallée du Vărbilău avec la Valea Vulpei et à Petriceaua, vers le fond de la Valea Alunișu. Cette zone d'écailles se trouve donc au-dessus des dépôts de sel.

La zone disparaît vers le sud, au-dessous des dépôts de la Cuvette de Slănic. Au N de Slănic on voit apparaître un léger affleurement de Paléogène qui brise cette cuvette.

3. *Zone de l'Éperon de Homorâciu—Prăjani*. Cette zone est formée par le Crétacé, l'Éocène du facies Fusaru—Tarcău, l'Éocène-Oligocène (couches de Homorâciu, couches de Pucioasa), l'Oligocène (dysodiles) et l'Aquitanien. Elle se présente généralement sous forme d'un anticlinal replissé et parfois même écaillé, comme par exemple dans la zone de détachement de l'Éperon de Homorâciu et à la bordure sud de cet éperon. Au-dessous des dépôts crétacé-paléogènes de cette zonne apparaissent de nombreux et importants affleurements de sel, dont le principal est le grand massif de sel de Slănic.

Par la nature de ses dépôts constituants, principalement de ceux de la base, la zone d'écailles et la zone de l'Éperon de Homorâciu—Prăjani semblent appartenir à une seule unité, caractérisée par l'absence du grès de Kliwa de son Oligocène. Cette unité chevauche la formation à sel, que nous avons attribué à l'Aquitanien et par conséquent elle se trouve charrieé au dessus de cette formation. Avant toutefois de tirer des conclusions relatives à l'individualisation de cette unité, il sied de procéder préalablement à l'analyse de l'Éperon de Văleni et des rapports de cette zone avec l'unité située au nord.

Institutul Geologic al României

4. *L'Éperon de Văleni.* Il est constitué par des dépôts sénoniens, l'Éocène de facies marginal, l'Oligocène-Éocène (couches de Podul Morii), l'Oligocène (dysodiles, roches siliceuses organiques et chimiques, grès de Kliwa) et l'Aquitanien.

A l'E de Vărbilău, cet éperon est bien individualisé et se présente intensément plissé, tandis qu'à l'W de cette vallée il est recouvert en grande partie par les sédiments des cuvettes mio-pliocènes et réduit à l'état d'île. Dans le bassin de la Valea Cosmina, cette zone présente une puissante élévation axiale accompagnée en même temps d'une mylonitisation accentuée.

Sur toute l'étendue de cette zone apparaissent, au-dessous des dépôts sénonien-paléogènes constituant celle-ci, les affleurements d'Aquitanien dont il a déjà été question ailleurs. Il en résulte donc que l'Éperon de Văleni se trouve lui aussi charrié sur l'Aquitanien représenté par du gypse et du sel.

Cette zone disparaît au S au-dessous des dépôts mio-pliocènes de la Cuvette de Trestioara—Gura Vitioarei et des dépôts pliocènes de la zone de Vâlcănești—Bușteni—Telega. Au N de l'Éperon de Văleni, entre cet éperon et la Cuvette de Drajna, s'étend, telle une bande continue, une série de dépôts aquitaniens orientés, entre Drajna et Vărbilău, de l'E à l'W. De la vallée du Vărbilău, la zone prend la direction nord—sud et pénètre à l'intérieur de l'Éperon de Văleni, dans la région de Livadea—Podul Ursului, où elle affleure au-dessous des dépôts de cet éperon sous forme d'une bande continue, présentant plusieurs digitations. Après quelques interruptions et apparitions successives, cette bande aboutit au massif de sel de Vâlcănești, qui supporte des éléments paléogènes sur ses flancs et son dos et disparaît ensuite sur la ligne Vâlcănești—Scăioși vers l'E.

Du confluent de la vallée de la Drajna avec la vallée du Teleajen jusqu'à la vallée du Vărbilău, l'Éperon de Văleni chevauche cette bande de dépôts aquitaniens. Le long de ce contact anormal affleurent, dans la zone de l'Éperon de Văleni, des grès grossiers conglomératiques du type Fusaru—Tarcău, le plus développé de ces grès étant celui de la Valea Pietroasa, au N de Vărbilău. Ces dépôts chevauchent l'Éocène du type marginal fortement mylonitisé (fig. 2). La même zone de dépôts aquitaniens vient vers le N en contact avec la cuvette de Drajna. Les rapports entre ces deux unités paraîtraient normaux si l'on ne constatait pas la présence de quelques affleurements de dépôts paléogènes plus anciens que l'Aquitanien et chevauchant cette formation. C'est de la sorte que la situation se présente à Drajna (fig. 8) et à Podul Ursului (fig. 9). L'Aquitanien de cette zone est donc recouvert, aussi vers le nord, de dépôts paléogènes plus anciens.

Par conséquent, entre l'Éperon de Văleni et les dépôts aquitaniens de cette zone existent des rapports anormaux, alors que sur la ligne de contact anormal affleurent, au-dessus du Paléogène de l'Éperon de Văleni, des grès éocènes du type Fusaru—Tarcău.

Institutul Geologic al României

Entre le Vărbilău et la Doftana, la partie nord de l'Éperon de Văleni vient en contact avec l'Éperon de Prăjani à peu près jusqu'au fond de la Valea Cosmina, et d'ici vers l'W avec des dépôts miocènes.

Entre le Vărbilău et le fond de la Valea Cosmina, la situation est la suivante. L'Éperon de Prăjani se présente en général sous forme d'un anticlinal dont l'axe renferme le grès de Fusaru—Tarcău. Le flanc N de cet anticlinal est bien développé. Le flanc S est fortement malaxé sur la ligne de contact avec l'Éperon de Văleni. Sur cette ligne affleurent des dysodiles oligocènes, des lentilles d'Aquitanien et des lambeaux de grès de Fusaru—Tarcău fortement broyés, avec des traces d'une action mécanique (miroirs de friction et granules de quartz broyés). Le flanc sud de l'Éperon de Homorâciu semble abriter un synclinal pincé et broyé, qui disparaît entièrement à l'W de la Valea Cosmina, tandis que les dépôts de l'Éperon de Văleni plongeraient au-dessous de ce synclinal (fig. 3).

Les rapports entre l'Éperon de Prăjani et l'Éperon de Văleni à l'E de Vărbilău sont masqués par la Cuvette de Drajna.

L'Éperon de Văleni vient par conséquent en contact avec l'Éperon de Prăjani suivant une puissante ligne de dislocation le long de laquelle affleurent, au-dessus des dépôts paléogènes de l'Éperon de Văleni, des lambeaux de grès du type Fusaru—Tarcău fortement broyés.

Une fois qu'on a établi ces rapports entre l'Éperon de Văleni et les unités se trouvant au N de celui-ci, on peut se demander à quelle unité appartiennent les grès du type Fusaru—Tarcău qui affleurent le long des lignes de dislocation en question.

On peut émettre deux hypothèses au sujet de ce problème, à savoir : ou bien le grès grossier à Nummulites du type Fusaru—Tarcău situé au-dessus de l'Éocène de l'Éperon de Văleni appartient à l'Éperon de Homorâciu—Prăjani, et dans ce cas les deux zones présentent des rapports de charriage, ou bien ce grès est intercalé dans l'Éocène marginal de l'Éperon de Văleni, et alors la zone d'écailles, l'Éperon de Homorâciu—Prăjani et l'Éperon de Văleni constituent une seule unité tectonique charriée au-dessus de la Formation à sel, comme nous l'avons déjà affirmé antérieurement.

L'âge de ces grès, à en juger d'après les restes organiques qu'ils contiennent, est indiscutablement éocène. Il se pourrait toutefois que les grès micacés à hiéroglyphes et d'autres dépôts représentant le facies marginal de l'Éocène de la région renfermassent aussi des intercalations de pareils grès. Un fait qui milite en faveur de la première hypothèse est que le Paléogène de l'Éperon de Văleni mylonitisé, chevauché par ce grès, contient aussi des éléments oligocènes.

Dans la région située entre le Teleajen et la Doftana, les rapports entre ce grès éocène et l'Éocène de facies marginal ne ressortent pas assez clairement par suite des nombreux accidents tectoniques, des phénomènes de myloniti-

Institutul Geologic al României

sation et des dépôts mio-pliocènes et quaternaires qui recouvrent le Paléogène en grande partie.

Ainsi qu'il appert toutefois des travaux de MM. G. MACOVEI (64, page 19), G. MURGEANU et M. FILIPESCU (sous presse), à l'E de Teleajen, de cette vallée jusqu'à la vallée de la Bistrița, en Moldavie, des rapports clairs de charriage existent entre le grès de Fusaru—Tarcău et le Paléogène marginal.

Étant donné cette situation, nous croyons qu'il existe des rapports de charriage entre l'Éperon de Văleni et le Flysch situé au N de celui-ci. La zone d'écailles et la zone de l'Éperon de Homorâciu—Prăjani constituent en effet une nappe de charriage dont l'autochtone serait représenté par l'Éperon de Văleni avec ses dépôts, du Sénonien à l'Aquitanien inclusivement. Le sel qui affleure au-dessous des dépôts de la zone d'écailles et au-dessous des dépôts de l'Éperon de Homorâciu—Prăjani représente le sel de cet autochtone. Les lambeaux de grès de Fusaru—Tarcău mentionnés représenteraient des lambeaux de recouvrement de cette nappe au-dessus de l'Éperon de Văleni. A son tour, l'Éperon de Văleni est charrié au-dessus de l'Aquitanien représenté par des schistes bitumineux, du gypse et du sel, formant la troisième nappe de charriage de la région : la Nappe marginale.

Comme la nappe constituée par la zone d'écailles et la zone de l'Éperon de Homorâciu—Prăjani occupe une position intermédiaire entre la Nappe interne et la Nappe marginale, nous l'avons dénommée Nappe médiane.

La tectonique des dépôts crétacé-paléogènes de cette région est également en rapport avec la question des klippes de Paléogène se trouvant sur le dos des massifs de sel situés au S de l'Éperon de Văleni. MM. I. P. VOITEȘTI, D. PREDA et H. GROZESCU (36), estiment que ces klippes constituent la couverture normale du sel, alors que M. G. MACOVEI (37) les considère comme des écailles arrachées du soubassement et tombées sur le flanc nord du sel sous l'effet de phénomènes de souspoussée provoqués par le substratum hercynien. Une autre fois (13, page 140) nous avons, tout comme MM. H. GROZESCU et G. MURGEANU, considéré ces klippes comme représentant la continuation de la Nappe marginale sous les dépôts mio-pliocènes au S de l'Éperon de Văleni. Par les plissements post-pliocènes, le sel a traversé les dépôts paléogènes de cette nappe, dont il a amené à la surface les klippes mentionnées.

TECTONIQUE DES DÉPÔTS MIO-PLIOCÈNES

La structure compliquée des dépôts crétacé-paléogènes de la région subcarpatique est masquée par une puissante couverture de dépôts mio-pliocènes, disposée dans les trois zones citées au début.

La Cuvette de Slănic. Cette cuvette est située dans une zone de dépression de la Nappe médiane, entre la zone d'écailles et l'Éperon de Homorâciu—

Institutul Geologic al României

Prăjani. De la vallée de la Doftana à la vallée du Vărbilău cette unité se présente sous forme d'un synclinal replissé, étant formé exclusivement de dépôts miocènes (Burdigalien-Sarmatien), dont le flanc sud est normalement représenté tandis que le flanc nord est fortement affecté par des laminages, des renversements et des failles. Entre la vallée du Vărbilău et la vallée du Slănic, cette cuvette est traversée par l'apophyse de l'Éperon de Homorâciu et coupée en deux tronçons. Le tronçon nord s'étend de Vărbilău jusqu'à Teleajen pour se prolonger vers l'E de cette vallée : c'est la Cuvette de Slănic proprement dite. Le tronçon sud, entre l'Éperon de Homorâciu et l'Éperon de Prăjani, se prolonge jusqu'à l'E de la Valea Bughea par une bande très étroite qui se réunit avec la Cuvette de Drajna.

La Cuvette de Slănic proprement dite, située à l'E de Vărbilău, présente un flanc nord de plus en plus normalement disposé, alors que le flanc sud est affecté par des laminages intenses, après lesquels les conglomérats burdigaliens disparaissent presque. La situation est donc l'inverse de celle qu'on observe à l'W de Vărbilău. De la vallée du Teleajen vers l'E, les deux flancs se développent normalement. Le tronçon sud de la Cuvette de Slănic, entre le Vărbilău et la Bughea, a les deux flancs intensément laminés, jusqu'à disparition complète de quelques horizons et étages du Miocène.

Au-dessus des dépôts de l'Éperon de Homorâciu se trouvent deux petits synclinaux de dépôts miocènes, de la même nature que ceux qui affleurent à l'intérieur de la Cuvette de Slănic.

A l'E de la vallée du Slănic, la cuvette est traversée par un petit affleurement des dépôts éocènes, et par conséquent elle s'appuie sur un fondement crétacé-paléogène.

La Cuvette de Drajna. Cette cuvette est située entre l'Éperon de Homorâciu —Prăjani et la zone aquitanienne de Drajna—Bughile—Vărbilău, correspondant à une dépression sud de la Nappe médiane. Elle est composée de dépôts mio-pliocènes, disposés également dans un synclinal replissé. Tandis que le flanc sud de la cuvette est généralement bien représenté, le flanc nord a subi des laminages puissants. A l'W d'Olteni, la Cuvette de Drajna est traversée par un affleurement de Paléogène, preuve que son fondement, tout comme celui de la Cuvette de Slănic, est constitué par des dépôts crétacé-paléogènes.

Dans la Cuvette de Slănic aussi bien que dans la Cuvette de Drajna, les phénomènes de laminage sont d'autant plus prononcés que le phénomène d'exondation du sel est plus accentué.

Les dépôts mio-pliocènes au-dessus de l'Éperon de Văleni et au sud de celui-ci. Les dépôts mio-pliocènes de cette zone sont disposés en synclinaux et en anticlinaux au développement localisé. La plupart des synclinaux s'élargissent et parfois se rétrécissent presque complètement, se transformant en petites

Institutul Geologic al României

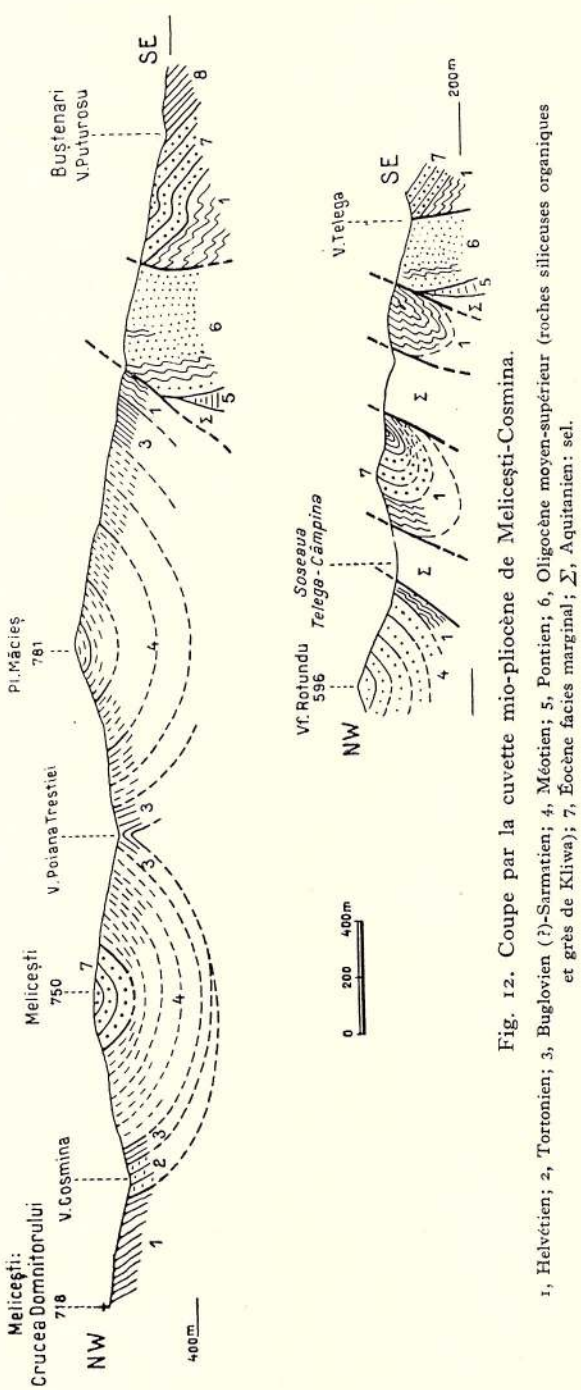


Fig. 12. Coupe par la cuvette mio-pliocène de Melicești-Cosmina.

1, Helvétien; 2, Tortonien; 3, Buglovien (?)-Sarmatien; 4, Méotien; 5, Pontien; 6, Oligocène moyen-supérieur (roches siliceuses organiques et grès de Kliwa); 7, Éocène faciès marginal; Σ, Aquitanien: sel.

cuvettes. Les anticlinaux disparaissent le plus souvent le long des lignes de dislocation profondes ou bien plongent en se fermant d'une manière périclinale. Alors que l'un des flancs est bien développé, l'autre est presque entièrement disparu sur la ligne de dislocation. Comme l'axe de la plupart de ces anticlinaux renferment des noyaux de percement constitués par des dépôts paléogènes ou des massifs de sel, cette zone présente une structure typique en plis diapirs.

Cuvette de Cosminele—Melicești—Doftana. Entre la Valea Cosmina et la vallée de la Doftana, les dépôts mio-pliocènes forment un synclinal replissé qui se ferme à Cosmina et reste ouvert à l'W de Doftana. Les dépôts de cette unité sont replissés en larges plis vers l'E, à savoir : le synclinal de Melicești, l'anticlinal de Poiana Trestiei et le synclinal de Măcieșu. Vers l'W, la cuvette présente au centre un large synclinal, tandis qu'au S elle est étroitement plissée en deux synclinaux et deux anticlinaux dont l'axe renferme les digitations du massif de sel de Telega—Doftana (fig. 12).

Institutul Geologic al României

La zone entre la Valea Cosmina et Bușțenari. Étant composée de dépôts helvétiens intensément broyés entre les dépôts paléogènes de l'Éperon de Văleni, il est impossible de distinguer la structure de la zone.

Cuvette de Vărbilău — Valea Stejarului. Aux alentours de la localité de Vărbilău se trouve une cuvette de dépôts miocènes parfaitement fermée vers l'E, alors qu'elle présente vers l'W une communication étroite avec une cuvette beaucoup plus large.

Cuvette de Trestioara — Gura Vitioarei. Cette unité, surtout en ce qui concerne les dépôts du Pliocène, apparaît sous forme d'une cuvette parfaitement formée. On constate, dans la manière dont les dépôts de cette cuvette sont répartis, une asymétrie longitudinale qui se manifeste par le retrait des formations de plus en plus jeunes vers l'E. Cette cuvette est enclavée entre deux lignes de dislocation, derrière lesquelles disparaissent quelques-unes des formations qui la constituent. C'est ainsi que, sur la ligne de dislocation du flanc N, disparaissent graduellement, à l'E de Vărbilău, les dépôts helvétiens, sarmatiens, méotiens et même pontiens, certains d'entre eux n'apparaissant pas non plus à l'E de Teleajen. Sur le flanc S, l'Helvétien se lamine après un contact anormal prolongé avec le Levantin de la zone du S. Cette cuvette est séparée au N de la cuvette de Vărbilău—Valea Stejarului par une bande de dépôts crétacé-paléogènes qui affleurent dans l'axe d'un anticlinal esquissé par les flancs des deux cuvettes.

Zone au S de la ligne de Câmpina — Vâlcănești — Scăioși. Les dépôts de cette zone, représentés par le Miocène (Helvétien — Sarmatien) et le Pliocène complet, forment la couverture épaisse sous laquelle immergent les dépôts paléogènes de la Nappe marginale, qui n'apparaissent plus que par endroits sous forme de klippes.

Entre la vallée de la Doftana et la Valea Cosmina cette zone est puissamment laminée le long de la ligne de dislocation Bușțenari—Valea Cosmina. Les dépôts helvétiens disparaissent sur cette ligne, de sorte que le Pliocène vient en contact avec l'Oligocène ou l'Éocène, qu'il recouvre en grande partie et qui affleurent de temps à autre sous forme d'îles, comme c'est le cas à Telega et Bușțenari (fig. 12). Au cours de divers sondages effectués dans la région, l'Helvétien a été rencontré au-dessous des dépôts méotiens, présentant à l'égard de cette formation une discordance accentuée. Le Méotien forme plusieurs petits plis, notamment à Bușțenari, tandis que dans la région de Recea se détache un anticlinal orienté du NW au SE, lequel plonge à l'W de la Valea Doftănețului sous un manteau de Pontien très largement plissé, formant l'anticlinal de Recea—Runcu. Au cours de sondages on a rencontré dans cette région encore d'autres anticlinaux plus petits.

Entre cette partie et la cuvette de Cosminele—Melicești—Doftana existent les rapports suivants : les dépôts des deux zones forment un anticlinal dans l'axe duquel se trouvent des dépôts paléogènes au-dessous desquels affleurent

Institutul Geologic al României

de nombreuses sources salées, et par des sondages on a rencontré aussi du sel (fig. 12).

A l'E de la Valea Cosmina, les dépôts helvétiens affleurent de nouveau sur la ligne de dislocation et se dirigent du N au S. Conjointement avec les dépôts miocènes de la Cuvette de Trestioara—Gura Vitioarei, cette bande d'Helvétien forme un anticlinal très bien représenté, dans l'axe duquel affleure le massif de sel de Vâlcănești, qui supporte sur ses flancs et son dos plusieurs klippes de Paléogène (fig. 13).

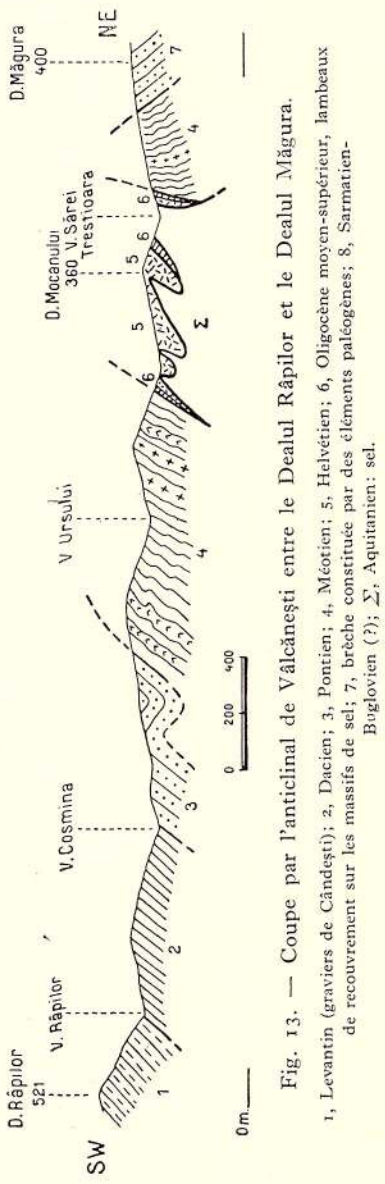


Fig. 13. — Coupe par l'anticlinal de Vâlcănești entre le Dealul Răpilor et le Dealul Măgura.

1, Levantin (graviers de Cândești); 2, Dacien; 3, Pontien; 4, Méotien; 5, Helvétien; 6, Oligocène moyen-supérieur, lambeaux de recouvrement sur les massifs de sel; 7, brèche constituée par des éléments paléogènes; 8, Sarmatien-Bugiovien (?); Σ, Aquitanien: sel.

Le Pliocène de cette partie suit la même direction que l'Helvétien, formant le flanc W de l'anticlinal mentionné. Le Méotien affleure, tout comme à Bușteneri, plissé en quelques petits plis. Cet anticlinal se maintient ainsi dans la direction N—S, sur une distance de trois kilomètres, jusqu'à Vâlcănești. A partir de cette localité la zone reprend sa direction E—W et l'anticlinal en question disparaît sur la ligne de dislocation Vâlcănești—Scăioși. La disparition des formations de cet anticlinal se produit graduellement. Le Levantin, l'unique formation restant à jour, est réduit à l'horizon supérieur du gravier de Cândești. Cet horizon vient en contact direct avec l'Helvétien de la Cuvette de Trestioara—Gura Vitioarei, étant chevauché sous un angle de 45° (fig. 14).

De la vallée du Vărbilău les dépôts miopliocènes s'échappent successivement de sous la ligne de dislocation, et, après la terminaison périclinale du synclinal de Vâlcănești—Coada Malului, prennent la direction E—W pour former le flanc N de l'anticlinal de Mălăești. Dans ce pli se manifeste de nouveau une terminaison périclinale évidente, notamment au S de Vâlcănești. Après cette terminaison, les dépôts pliocènes disparaissent graduellement de la ligne de dislocation située sur le flanc S de l'anticlinal de Mălăești, de façon que le Levantin vienne lui aussi en contact avec l'Helvétien (fig. 14).

Institutul Geologic al României

L'anticlinal de Mălăești disparaît à l'W de la Valea Cosmina, sous les dépôts quaternaires de la dépression de Mislea. A Mălăești on a rencontré, dans l'axe de l'anticlinal du même nom, le sel à une profondeur de 60 m.

La Cuvette de Trestioara — Gura Vitioarei vient en contact avec cette zone miopliocène suivant la ligne de dislocation Vâlcănești — Scăioși. On a rencontré un massif de sel à Scăioși, dans la vallée du Teleajen, et une klippe d'Oligocène à l'E de Teleajen, sur le flanc N de ce massif (7, 36) (fig. 15).

Le massif de sel de Scăioși étant le prolongement du massif de sel de Vâlcănești, lequel est parfois complètement recouvert par le Paléogène, il en résulte que cette klippe de Scăioși est un témoignage de la couverture paléogène sous laquelle se trouve le sel.

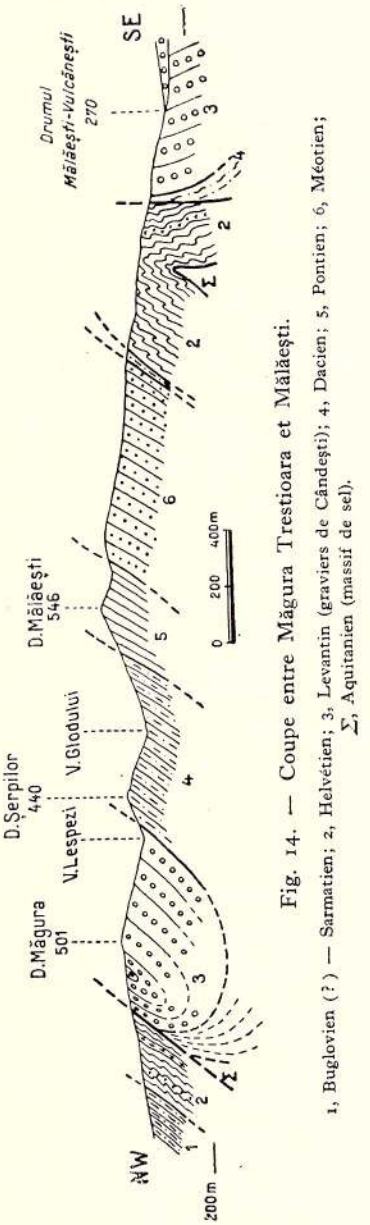


Fig. 14. — Coupe entre Măgura Trestioara et Mălăești.

1, Buglovien (?) — Sarmatien; 2, Helvétien; 3, Levantin (graviers de Cândești); 4, Dacien; 5, Pontien; 6, Méotien; Σ, Aquitanien (massif de sel).

ÉVOLUTION STRUCTURALE DE LA RÉGION COMPRISE ENTRE LE TELEAJEN ET LA DOFTANA

Comme la région située entre le Teleajen et la Doftana appartient au géosynclinal du Flysch, toute l'évolution de sa structure est en étroite liaison avec l'évolution de ce géosynclinal. La stratigraphie de cette région démontre que son évolution s'est accomplie entre le Crétacé moyen et le Quaternaire, tandis que les rapports entre les formations prouvent que cette évolution a été en rapport avec une alternance de mouvements orogéniques verticaux et tangentiels.

Sous l'effet de la poussée exercée par le continent Gondwana sur l'Eurasie (WEGENER, ARGAND), le géosynclinal Téthis a été broyé et soulevé, et dans le Crétacé moyen des Carpates a pris naissance la Chaîne dacique, constituée par une série de nappes de charriage mésozoïque-cristallines. La plus supérieure de ces nappes est la Nappe transylvaine, la plus inférieure la Nappe bucovinienne (la Nappe des conglomérats de Bucegi) (54, 65).

Institutul Geologic al României

Sous l'effet de ces mouvements orogéniques, les eaux se retirent d'un côté et de l'autre de la nouvelle chaîne, dans des dépressions produites par des phénomènes d'immersion. A l'extérieur de cette chaîne a pris naissance la dépression dans laquelle s'installe le géosynclinal du Flysch, dépression produite par l'immersion de la chaîne varisque (30, 46).

A cause du relief du fond de ce géosynclinal, les conditions de sédimentation étaient variées, et c'est pourquoi aussi les facies des formations ont varié.

Par suite du jeu subi par l'édifice né des mouvements orogéniques mésocrétacés, le fond du géosynclinal du Flysch est soumis à des oscillations verticales. C'est ce phénomène qui préside à la sédimentation du Flysch, qui présente des discontinuités. Avec le commencement de l'Oligocène, en liaison avec un commencement d'orogenèse, la regression marine commence à se manifester. Vers la fin de cette période, sous l'effet de ce phénomène toute la région comprise entre la Chaîne dacique et les Avant-pays du géosynclinal du Flysch, dans l'espèce la Plate-forme podolique, le Horst dobrogéen et la Plate-forme balkanique, est transformée en une vaste étendue lagunaire soumise à des oscillations verticales continues. Au cours des phases de soulèvements maxima se forment des dépôts lagunaires typiques (schistes bitumineux, gypse et sel), au cours des phases d'abaissement se réinstalle le régime marin sous lequel se sédimentent les dépôts glauconieux contenant un mélange de faune paléogène et néogène. La phase finale de ces mouvements s'est traduite par un soulèvement d'une durée plus longue. C'est au cours de cette période que le sel s'est déposé.

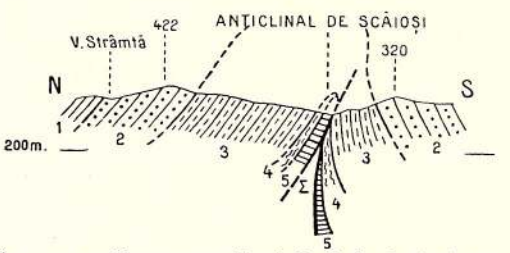


Fig. 15. — Coupe par l'anticlinal de Scăioși, sur la rive gauche de la vallée du Teleajen.
Echelle: 1 : 30.000

1, Pontien; 2, Méotien; 3, Sarmatien; 4, Helvétien; 5, Oligocène moyen-supérieur (dysodiles) visible sur le flanc N et resté en profondeur sur le flanc S; Σ, Aquitanien: massif de sel.

Après la formation de ce sédiment lagunaire, à la fin de la Mer oligocène, se sont produits des mouvements orogéniques intenses. Sous l'effet de la Nappe transylvaine et de la Nappe bucovinienne, la Chaîne dacique agit sur le géosynclinal du Flysch. En même temps, le géosynclinal du Flysch subit l'effet de sous-poussée de l'Avant-pays varisque en immersion (Mrazec). Étreint entre ces deux forces agissant en sens inverse, le fond du géosynclinal se plisse, est brisé, et les fragments, en glissant les uns sur les autres, donnent naissance à une structure en nappes-écailles : les nappes du Flysch (31, 46, 54, 64) (fig. 16).

Institutul Geologic al României

Le glissement de ces nappes-écailles les unes sur les autres produit la mylonitisation des dépôts qui les constituent, phénomène qu'on observe assez fréquemment entre le Teleajen et la Doftana.

Ces nappes-écailles semblant être dépourvues de flanc inverse, représentent par conséquent des nappes de glissement et non pas des nappes de surplissement.

Une nouvelle immersion de l'Avant-pays varisque provoque une puissante dépression dans la zone du Flysch. Le phénomène d'immersion de la Chaîne dacique permet la transgression du premier Méditerranéen à l'extérieur des Carpates, après quoi, le Méditerranéen s'installe dans la dépression formée.

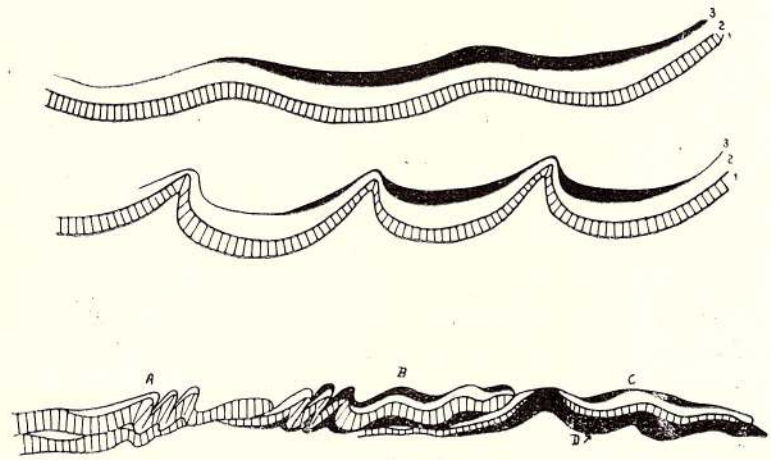


Fig. 16. — Évolution de la structure du géosynclinal du Flysch, de l'Oligocène jusqu'au début du premier Méditerranéen.

1, Crétacé moyen; 2, Sénonien-Oligocène; 3, Aquitanien avec du sel dans l'autochtone, dépourvu de sel dans les nappes; *A*, Nappe interne; *B*, Nappe médiane; *C*, Nappe marginale; *D*, autochtone.

Les dépôts du Miocène et du Pliocène se forment sous l'influence de certaines oscillations du fondement, lesquelles déterminent des transgressions et des régressions. Durant cette période se sont fort probablement produits aussi certains mouvements orogéniques, mais peu importants.

Après le dépôt du Levantin et le remplissage du Lac pliocène avec des graviers de Cândești, il se produit un nouveau déclanchement de forces orogéniques. Sous l'effet de ces forces, les unités du Flysch se plissent avec encore plus d'intensité, accentuant la structure en nappes-écailles, tandis que les dépôts mio-pliocènes se plissent eux aussi conjointement avec le Paléogène. Le caractère fondamental de ces mouvements orogéniques est le soulèvement en masse des Subcarpates.

La combinaison des forces tangentielles et des forces verticales produites par ces mouvements a pour effet de briser les nappes du Flysch et d'engendrer,

Institutul Geologic al României

par le soulèvement de quelques portions de terrain, les éperons paléogènes qui produisent des phénomènes de diapirisme dans les dépôts mio-pliocènes qui les recouvrent. D'autres parties de ces nappes s'affaissent, donnant naissance aux cuvettes miocènes. Ce même complexe de forces a produit une série de modifications, particulièrement en ce qui concerne les dépôts miocènes, lesquelles se sont manifestées par des laminages, des renversements ou des failles sur les flancs des cuvettes, ainsi que nous l'avons déjà mentionné.

Les dépôts mio-pliocènes, sous lesquels la Nappe marginale disparaît vers le S, se plissent eux aussi en plis diapirs dont l'axe recèle du sel. Dans son ascension, le sel arrache du matériel de la Nappe marginale qui le recouvre ; ce matériel est mis à jour sous forme de klippes.

Un examen général de cette structure post-pliocène démontre que de puissantes manifestations salines se produisent dans toutes les zones exondées, qu'il s'agisse de sources salées, de sel rencontré au cours de sondages ou de sel mis à jour.

Ce fait nous incite à attribuer au sel un rôle prépondérant dans la réalisation de la structure de cette région sous l'effet des mouvements post-pliocènes.

Grâce à sa plasticité, accentuée par la température et la pression à laquelle il était soumis au moment où les mouvements se produisaient, le sel a joué un grand rôle dans les phénomènes d'exondation. Ce qu'on peut constater en petit dans la zone des plis diapirs, où sous l'influence du sel les klippes de Paléogène sont soulevées sur le dos le sel, en traversant l'épaisse couverture de dépôts mio-pliocènes, on peut aussi l'admettre en ce qui touche le phénomène d'exondation des éperons. En liaison avec ce phénomène d'exondation, sous l'influence des massifs de sel, s'est accentué le phénomène de mylonitisation des dépôts crétacé-paléogènes des nappes, donnant naissance à cette formation tectonique tellement fréquente dans la région, particulièrement dans la zone d'élévation maximum, formation même longtemps dénommée « brèche du sel ».

Ce phénomène de mylonitisation a pu être produit en partie aussi par le phénomène de friction des dépôts des nappes du Flysch marginal durant leur poussée, sous l'action de la couverture mio-pliocène décollée du soubassement (Mrazec).

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

TRAVAUX CONCERNANT PLUS SPÉCIALEMENT LA RÉGION ÉTUDIÉE

1. 1877. PILIDE C. D. Sur le bassin néogène de la région située au Nord de Ploeşti. *Bull. Soc. Géol. de Fr.* Sér. III, t. VI, p. 22.
2. 1905. MRAZEC L. Despre un zăcământ de sulf la Vărbilău. *Bul. Soc. Şt.* T. XIV, p. 327.
3. 1906. — Despre prezenţa Bartonianului în jud. Prahova. *Bul. Soc. Şt.*, Vol. XV, p. 15.
4. 1906. MRAZEC şi TEISSEYRE. Structura geologică a regiunii Câmpina-Buştenari. *Mon. Pétr. Roum.* Vol. VII, p. 931, etc.
5. 1908. TEISSEYRE W. Über die meotische, pontische und dacische Stufe in den Subkarpathen der Östliche Muntenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol II, p. 283.
6. 1912. PROTESCU O. Comunicare preliminară asupra prezenţei etajului Tortonian în regiunea Meliceşti, jud. Prahova. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IV, p. 8.
7. 1921. PREDA D. Geologia şi tectonica părţii de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, p. 1—62.
8. 1926. LAGOTALLA H. À propos des nappes de charriage dans les Subcarpathes de Roumanie. *Ann. Soc. de Physique et Sc. Nat. Genève.*
9. 1927. PREDA D. Géologie de la Vallée du Teleajen dans la région des collines subcarpatiques. *Assoc. pour l'avancement de la géol. des Carpates, II-e Réunion. Guide des excursions*, p. 143. Bucarest, 1927.
10. 1928. FILIPESCU M. G. Notă asupra unor fenomene solfariene în reg. Cosminele-Podul Ursului (Prahova). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII, p. 41.
11. 1928. — Notă asupra unui tuf vulcanic în stratele meotice dela Vâlcăneşti (Prahova). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII, p. 41.
12. 1929. — Notă asupra vârstei conglomeratelor de pe flancul sudic al cuvetei de Slănic. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, p. 31.
13. 1930. — Cercetări geologice între Valea Teleajenului şi Valea Doftăneţului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, p. 127.
14. 1930. — Studiul petrografic al depozitelor Oligocenului superior din Pintenul de Văleni. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, p. 225.
15. 1930. — Sur la nature des roches siliceuses de l'Eperon de Vălenii de Munte. *Bull. Sect. Scient. de l'Acad. Roum.* XIII, 6, p. 158.
16. 1932. — Etude microscopique du sable silicieux de Kliwa. *Bull. de la Sect. Scient. de l'Acad. Roum.*, XV, 7, 8, 93.

16' 1933. — Note préliminaire sur la région comprise entre Teleajen et Doftana. *C. R. Inst. Géol. Roum.* t. XIX, p. 9.

TRAVAUX D'ORDRE GÉNÉRAL CONCERNANT LA RÉGION ÉTUDIÉE

17. 1867. COQUAND H. Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2-e série, t. XXIV, p. 505.

Institutul Geologic al României

18. 1868. CAPELLINI. Giacimenti petroliferi di Valacchia, e loro rapporti coi terreni terziari dell'Italia Centrale. *Mem. dell'Acad. Sc. dell'Inst. di Bologna*, t. VII, p. 323.
19. 1894. ȘTEFĂNESCU S. L'âge géologique des conglomérats tertiaires de la Munténie (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* III-e sér. t. XXII, p. 229.
20. 1896. CAYEUX L. Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Lille, 1897.
21. 1897. ȘTEFĂNESCU S. Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie (thèse). Lille, 1897.
22. 1900. MRAZEC L. La dépression subcarpathique. *Bull. Soc. Șt.*, Buc. IX, 6.
23. 1902. MARTONNE DE EM. La Valachie. Paris, 1902.
24. 1902. MRAZEC L. et TEISSEYRE W. Aperçu géologique sur les gisements de sel de Roumanie. *Mon. Pétr. Roum.* III, p. 50.
25. 1906. ATHANASIU S. Clasificarea terenurilor néogene și limita dintre Miocen și Pliocen. Vol. jubiliar « P. Poni ».
26. 1907. — Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpathes du distr. de Bacău. *Congr. Intern. de Pétr. III-e sess., guide* 4,, p. 161.
27. 1907. MARTONNE DE EM. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. Thèse.
28. 1908. COLET W. Les dépôts marins. Paris, 1908.
29. 1909. POPESCU-VOITEȘTI I. Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétique. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, p. 275.
30. 1910. MRAZEC L. Les gisements de pétrole. Industrie de pétrole. Bucarest, 1910.
31. 1911. MRAZEC L. et POPESCU-VOITEȘTI I. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpathique de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, p. 528.
32. 1911. POPESCU-VOITEȘTI I. Asupra relației între pânza gresiei de Fusaru și pânza marginală. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, 125.
33. 1913. ATHANASIU S. Discuțiuni asupra vârstei formațiunii salifere din România. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, 22.
34. 1914-1931. CAYEUX L. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Paris, 1931.
35. 1915. MRAZEC L. Les plis diapirs. *C. R. des séances Inst. Géol. Roum.* t. VI, p. 226.
36. 1916. GROZESCU H., PREDA D. și POPESCU-VOITEȘTI I. Asupra prezenței unor clipe de Paleogen în partea de răsărit a colinelor din jud. Prahova. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, p. 13.
37. 1916. MACOVEI G. Poziția stratigrafică și tectonică a zăcămintelor de sare din România. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, p. 99.
38. 1916. PREDA D., POPESCU-VOITEȘTI I., GROZESCU H., Clasificarea Mediteranului în România. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, p. 69.
39. 1918. LAPPARENT J. DE. Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. de la Carte Géol. de France.*
40. 1923. — Leçons de Pétrographie. Paris.
41. 1924. MRAZEC L. Răspuns la comunicarea d-lui Prof. G. Macovei, făcută în ședința de Vineri, 28 Martie 1924. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII.
42. 1927. ANDRUSSOW D. et KOUTEK J. Le Crétacé supérieur à facies « couches rouges » dans la zone des Klippes des Carpathes occidentales. « *Vestnik* ». III.
43. 1927. ATHANASIU S., ATANASIU I., MACOVEI G. La zone marginale du Flysche dans la partie inférieure du Bassin de la Bistrița. *Assoc. pour l'avancement de la géol. des Carpates, II-e Réunion. Guide des excursions*, p. 316. Bucarest, 1927.

Institutul Geologic al României

44. 1927. DAGUIN F. Région prérifaine (Maroc Occidental). Thèse, 1927.
45. 1927. HAUG EM. Traité de Géologie. Paris, 1927.
46. 1927. MACOVEI G. Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. *Assoc. pour l'avancement de la géol. des Carpates, II-e Réunion. Guide des excursions*, p. 23. Bucarest, 1927.
47. 1927. POPESCU-VOITEȘTI I., Contribution à l'établissement de l'âge du Paléogène du facies de Fusaru. *Rev. Muz. Geol. Miner. Cluj*, Vol. II, Nr. 1 p. 17.
48. 1927. PROTESCU O. et MURGEANU G., Géologie de la Vallée de la Prahova. *Assoc. pour l'avancement de la géol. des Carpates, II-e Réunion. Guide des excursions*, p. 195. Bucarest, 1927.
49. 1928. CIZANCOURT M. Sur quelques Nummulites de Flysche Carpathique. « *Kosmos* », fasc. 2—3, 1928.
50. 1928. PUSTOWKA A. Beiträge zur « Kenntnis » der Tektonik Rumäniens; Über rumanische Salztonausbrüche. *N. Jahrb. Min.* etc., Bd. LXI, Abt. A. 317.
51. 1929. ATANASIU I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII.
52. 1929. CAYEUX L. Les roches sedimentaires de France: Roches siliceiuses. Paris, 1929.
53. 1929. PAUCĂ M. Fossile Fische aus dem rumaenischen Altertertiaer. *Sect. Scient. Acad. Bull. Sc. Roum.* XII, 4—5.
54. 1929. POPESCU-VOITEȘTI I. Aperçu sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Miner. Cluj*, t. III, No. 1, p. 1.
55. 1930. MEYER E. Contribution à l'étude des Carpathes roumaines, entre la Dâmbovița et Buzău. *Bull. Lab. Géol. Lausanne*, No. 45.
56. 1930. MURGEANU G. Zona internă a Flișului între Prahova și Bizdidel. *D. d. S. ale șed. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, 930.
57. 1930. PAUCĂ M. Die sogen. « Meletta » und « Meletta Crenata »: Schuppen. *Centralblatt f. Min.* Abt. B, Nr. 8, p. 337.
58. 1930. POPESCU-VOITEȘTI I. Quelques nouvelles données sur la genèse du pétrole des régions carpathiques roumaines. *Rev. Muz. Geol. Miner. Cluj*.Vol. IV,Nr. 7.
59. 1930. PRUVOST P. Sedimentation et subsidence. Centenaire de la Soc. Géol. de Fr. Livre jubilaire, t. II, p. 545.
60. 1931. BIEDA F. et HORWITZ L. Essai de stratigraphie du Flysch du Podhale. *Bull. du Serv. géol. Pol.*, p. 6.
61. 1931. FILIPESCU M. G. Sur les roches siliceuses d'origine organique et chimique de l'Oligocène des Carpates roumaines. *C. R. Ac. Sc.* Paris, t. 192, p. 1040.
62. 1931. — Asupra prezenței și originei calcarelor din formațiunile gipsifere în Subcarpați. *Bul. Soc. Șt. Nat.* An. II, 1931.
63. 1931. KREJCI K. und WENZ W., Stratigraphie u. Paläontologie des Ober-Miozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien). *Ztschr. d. dtsch. geol. Ges.* Bd. 83, H. 2, p. 65.
64. 1931. MRAZEC L. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpathes roumaines. Praga.
65. 1931. — Aperçu sur les caractères des gisements de pétrole en Roumanie. *Publ. de la Fac. de Sc. de l'Univ. Charles.* Prague, 1931.
66. 1931. PAUCĂ M. Neue Fische aus dem Oligozän von Piatra-Neamț. *Bull. Sect. Scient. Acad. Roum.*, t. XIV, Nr. 1—2, 1931.
67. 1931. SUJOWSKI ZB. Etude pétrographique du Crétacé de Pologne, etc. *Bull. Serv. Géol. Pol.* VI, 3, p. 485.
68. 1932. FILIPESCU M. G. Contribution à l'étude micrographique du Flysch des Carpathes roumains (Grès de Kliwa). *C. R. Soc. Géol. de France*, No. 4, p. 52.

Institutul Geologic al României

CARTES GÉOLOGIQUES

1833. BOUÉ A. Carte géologique de la Transylvanie du Maramarcsch et d'une partie de la Bukovina. *Mémoires de la Société Géol. de Fr.* Sect. I. T. I.

1897. ȘTEFĂNESCU S. Carte géologique des terrains tertiaires de Roumanie. 1 : 1.000.000. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie, 1897.

1903. UHLIG W. Tektonische Kartenskizze der Karpathen, 1 : 1.500.000. Bau und Bild der Karpathen, 1903.

1906. MRAZEC și TEISSEYRE. Schiță geologică a regiunei Câmpina-Bușteni. 1 : 50.000. *Mon. de Petr. Rom.* T. VII.

1911. TEISSEYRE W. Harta geologică Vălenii de Munte. Ediție provizorie. 1 : 50.000. Institutul Geologic al României.

1911. MRAZEC L. et POPESCU-VOITEȘTI I. Esquisse tectonique des Carpathes méridionales et orientales. 1 :2.000.000. Institutul Geologic al României.

1914. MRAZEC L. Esquisse tectonique générale de la zone pliocène des subcarpates entre la Ialomița et le Cricov. 1 : 300.000. Institutul Geologic al României.

1921. PREDA D. Harta geologică a părții de răsărit a districtului Prahova. 1 : 1.000.000. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X.

1924. POPESCU-VOITEȘTI I. Manifestations salines des régions carpathiques roumaines. 1 : 1.500.000. *Annales des Mines*, T. VII.

1925. MACOVEI G. Esquisse géologiques des Carpathes Orientales Roumaines. 1 : 1.500.000. I-er Congrès Intern. de Forages.

1927. PREDA D. Carte géologique de la Vallée du Teleajen. 1 : 50.000. *Asssoc. pour l'avancement de la géol. des Carpates, II-e Réunion. Guide des excursions*, t. II. Pl. 4 a et b. Bucarest, 1927.

1927. POPESCU-VOITEȘTI I., MRAZEC L. et PROTESCU O., Carte géologique de la vallée de la Prahova entre Câmpina et Comarnic (Revue et complétée par O. PROTESCU et G. MURGEANU) 1 : 50.000. *Ibidem*, t. II, Pl. 7.

Inédit. L. MRAZEC, I. POPESCU-VOITESTI și O. PROTESCU. Harta geologică a regiunii Câmpina. 1 : 50.000 (Manuscrite).

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Institutul Geologic al României

PLANCHE I

Fig. 1. — *Neohibolites minimus* LISTER. Albien, Vf. Măciucul-Berţii.
Fig. 2. — *Operculina complanata* DEFRANCE. Aquitanien, Podul Ursului.

Institutul Geologic al României

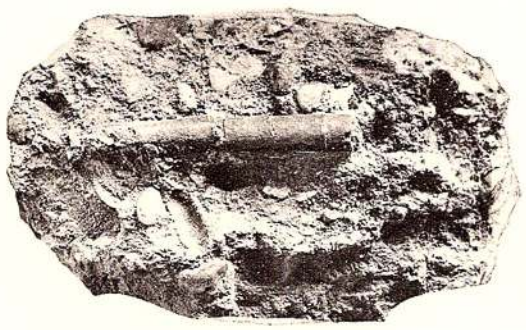


Fig. 1

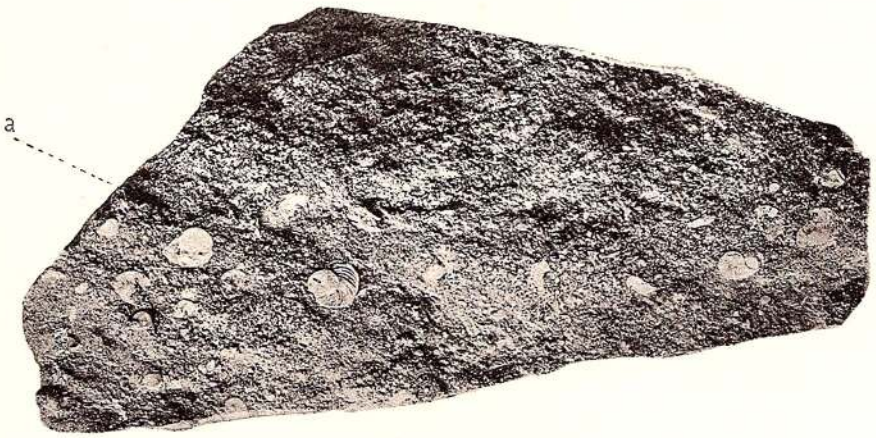


Fig. 2

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Institutul Geologic al României

PLANCHE II

Fig. 1. — Calcaire bréchiforme. Albien, Brebu.
a) Fragment de calcaire récifal; *b)* Fragment de calcaire récifal; *c)* Grain de quartz; *d)* Grain de glauconie; *e)* Fragment de Brachiopode; *f)* Piquant d'Echinide; *g)* Ciment.

Fig. 2. — Marne rouge à Rosalines. Sénonien, Valea Teleajenului.
a) Rosalina Stuarti LAPP. J. DE; *b) Globigerina.*

Fig. 3. — Marne sableuse grise à Foraminifères. Sénonien, Slănic.
a) Rosalina, section équatoriale; *b) Rosalina Stuarti* LAPP. J. DE; *c)* Grain de quartz; *d)* Pyrite; *e)* Ciment argilo-calcaire à Coccolithophoridées.

Fig. 4. — Marne sableuse noire. Sénonien, Fenêtre de Măgura-Nebunului.
a) Rosalina Stuarti LAPP J. DE; *b) Rosalina*, section équatoriale; *c)* Radiolaire calcifié; *d)* Radiolaire fossilisé par la calcite et la pyrite; *e)* Radiolaire pyritisé; *f)* Prismes d'*Inoceramus.*

Fig. 5. — Grès feldspathique. Sénonien, Slănic.
a) Grain de quartz; *b)* Fragment de quartzite; *c)* Feldspath plagioclase séricitisé; *d)* Feldspath potassique frais; *e)* Plage de pyrite remplaçant le ciment calcaire; *f) Rosalina Stuarti* LAPP. J. DE; *g) Rosalina*, section équatoriale; *h)* Plaque d'Echinide; *i)* Ciment calcaire granulaire.

Fig. 6. — Dépôt à Globigérines et Coccolithophoridées. Sénonien, Bertea.
a) Globigerina bulloides d'ORB; *b)* Ciment argilo-calcaire à Coccolithophoridées.

Institutul Geologic al României

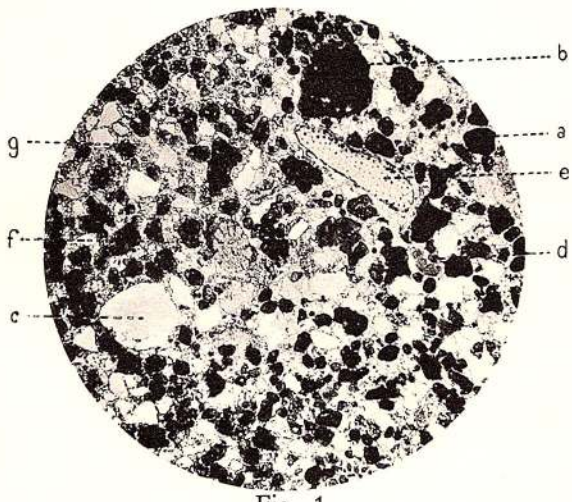


Fig. 1

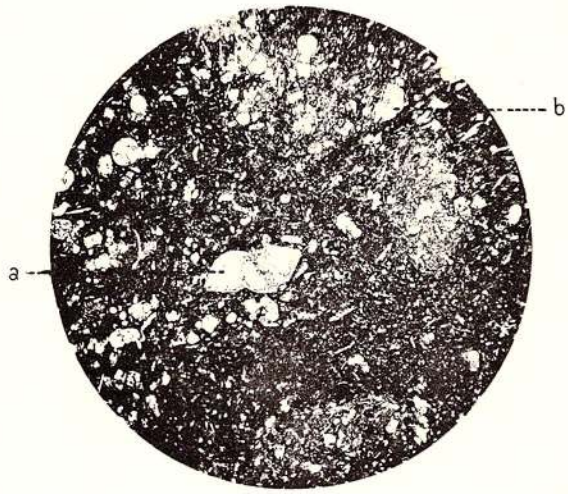


Fig. 2

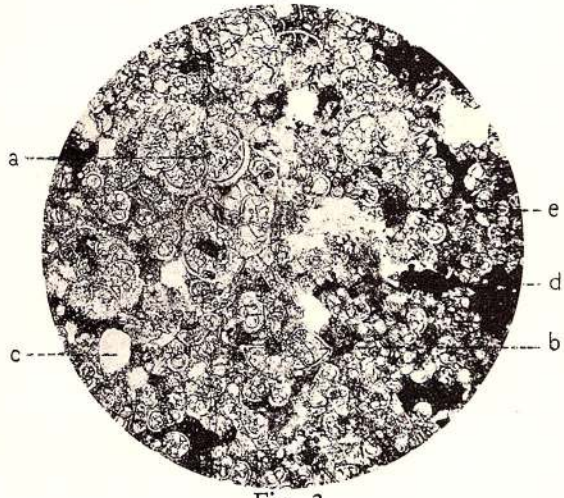


Fig. 3

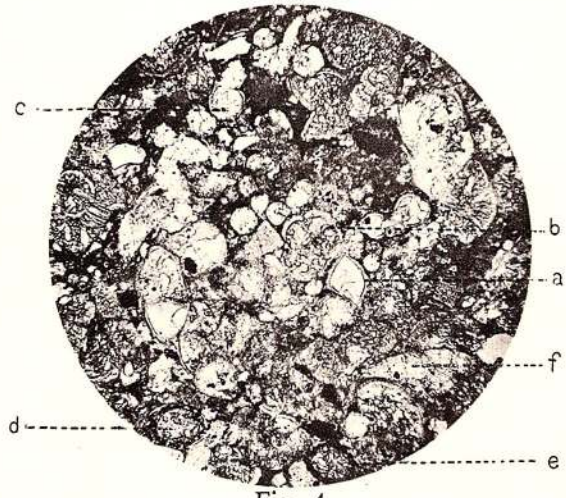


Fig. 4

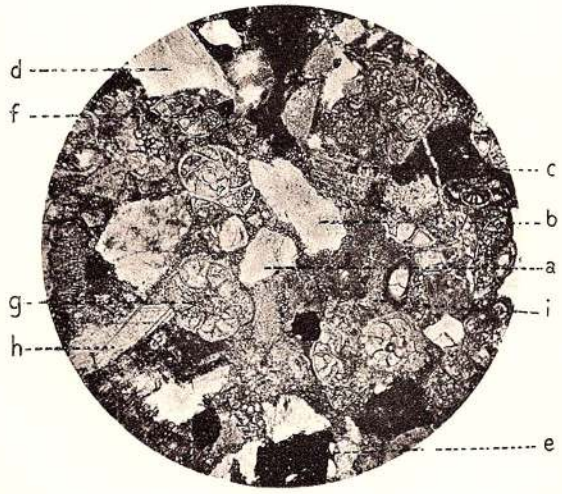


Fig. 5

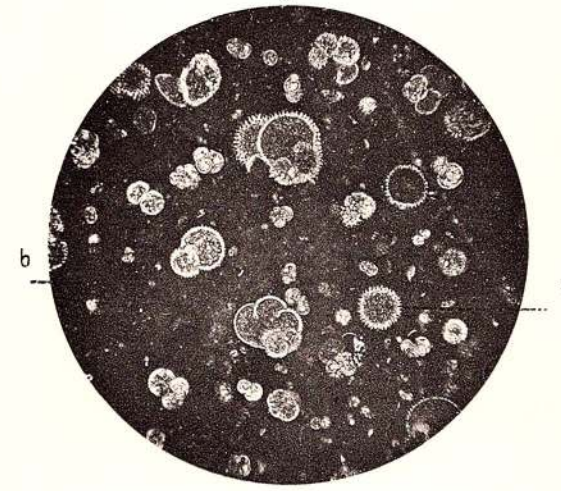


Fig. 6

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Institutul Geologic al României

PLANCHE III

Fig. 1. — Calcaire sableux, organogène. Eocène type Șotrile. Facies interne. Bertea.
a) *Nummulites* sp.; *b)* *Orbitoides* sp.; *c)* *Rotalia* sp.; *d)* Pyrite; *e)* Glauconie; *f)* Phosphate de chaux.

Fig. 2. — Grès grossier. Eocène type Fusaru-Tarcău. Facies médian. Cosmina.
a) Calcaire à Foraminifères et Radiolaires; *b)* Grain de quartz; *c)* Grain de feldspath plagioclase, altéré; *d)* Lamelles de mica, chloritisées.

Fig. 3. — Grès micacé, gris-noir. Eocène marginal. Cosmina.
a) Grain de quartz; *b)* Lamelle de mica; *c)* Pyrite

Fig. 4. — Sable blanc, siliceux. Oligocène moyen-supérieur, Vălenii de Munte.
a) Grain de quartz; transport éolien; *b)* Grain de quartz; transport marin.

Fig. 5. — Grès de Kliwa. Oligocène moyen-supérieur, Bughea.
a) Grain de quartz; *b)* Fragment de schiste vert; *c)* Fragment d'os; *d)* Pyrite; *e)* Ciment calcaire.

Fig. 6. — Grès de Kliva. Oligocène moyen-supérieur. Cosmina.
a) Grain de quartz; *b)* Glauconie; *c)* Ciment d'opale; *d)* Pyrite remplaçant le ciment d'opale; *e)* Témoin d'opal dans la masse de pyrite.

Institutul Geologic al României



Fig. 1

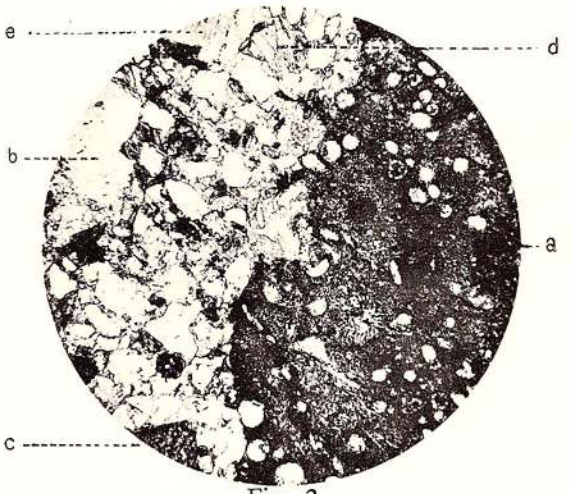


Fig. 2

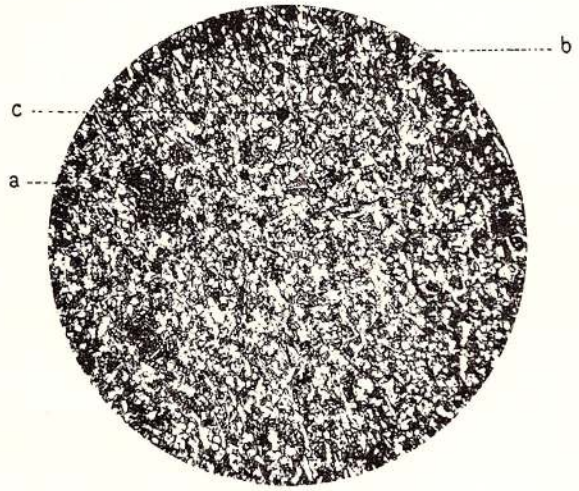


Fig. 3

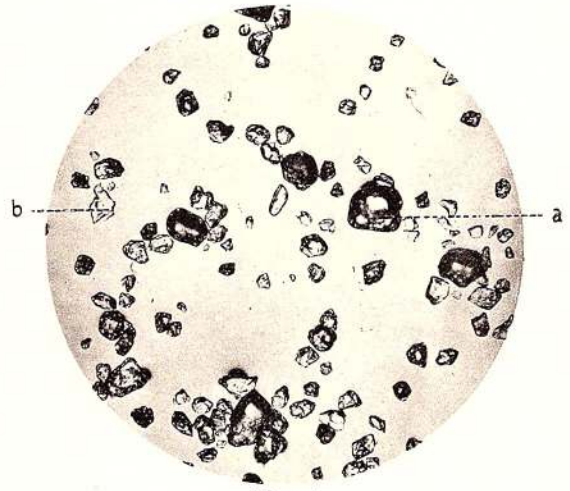


Fig. 4

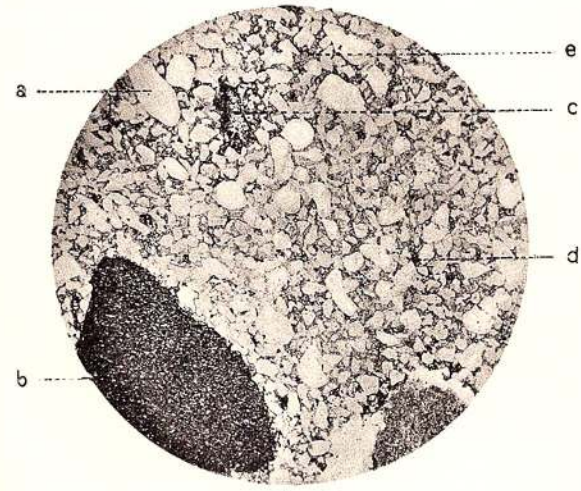


Fig. 5

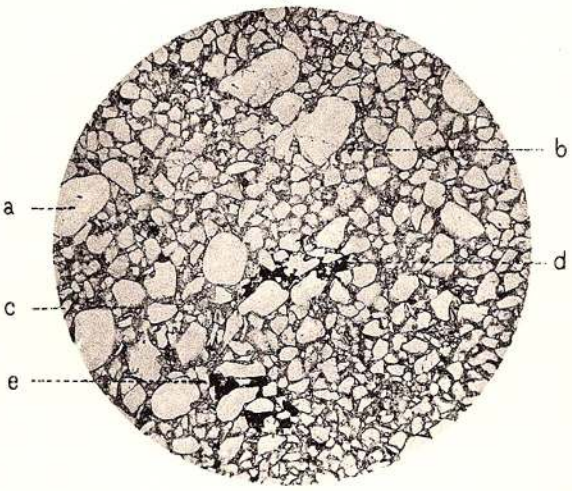


Fig. 6

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE IV

Institutul Geologic al României

PLANCHE IV

Fig. 1. — Gaize-diatomite. Oligocène moyen-supérieur. Bușteni.
a) Grain de quartz; *b)* Grain de glauconie; *c)* Diatomée: *Coscinodiscus* sp.; *d)* Diatomée: *Melosira* sp.; *e)* Spicule de spongiaire.

Fig. 2. — Gaize-diatomite. Oligocène moyen-supérieur. Vălenii de Munte.
a) Diatomée: *Coscinodiscus* sp.; *b)* Ciment d'opale à Diatomées.

Fig. 3. — Accident siliceux dans gaize-diatomite. Cosmina.
a) Pyrite; *b)* Organisme siliceux partiellement conservé; *c)* Masse fondamentale siliceuse à restes d'organismes siliceux.

Fig. 4. — Grès glauconieux. Aquitanien. Alunișu.
a) Grain de quartz; *b)* Grain de glauconie; *c)* Pyrite; *d)* Glauconie remplaçant le ciment; *e)* *Nefrolepidina* sp.

Fig. 5. — Grès glauconieux. Aquitanien. Podul Ursului.
a) Grain de quartz; *b)* Grain de glauconie; *c)* *Nummulites* sp; *d)* *Nefrolepidina* sp.; *e)* Fragment de Lamellibranche; *f)* Fragment de Gastéropode; *g)* Fragment d'os.

Fig. 6. — Grès glauconieux. Aquitanien. Podul Ursului.
a) Fragment de quartzite; *b)* Grain de quartz; *c)* Grain de glauconie; *d)* Ciment glauconieux; *e)* *Nefrolepidina* sp. *f)* Fragment de Lamellibranche.

Institutul Geologic al României

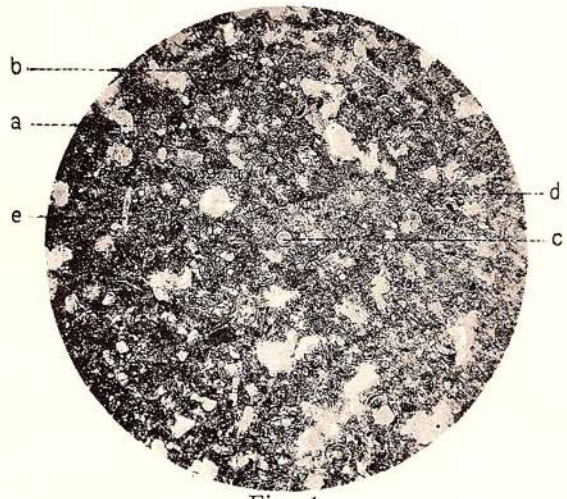


Fig. 1



Fig. 2

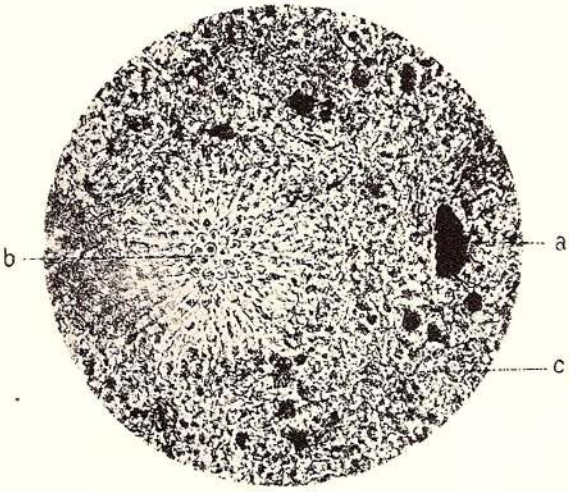


Fig. 3

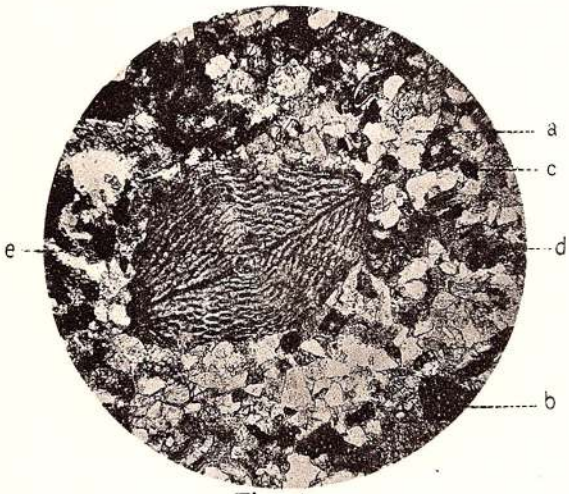


Fig. 4



Fig. 5

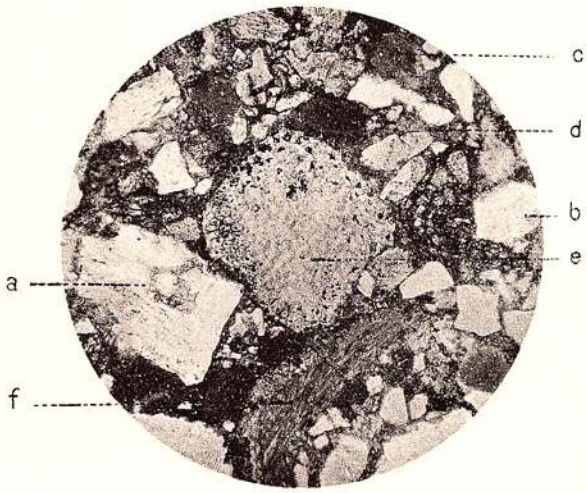


Fig. 6

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

PLANCHE V

Institutul Geologic al României

PLANCHE V

Fig. 1. — Grès organogène. Aquitanien. Alunișu.
a) *Heterostegina*; *b)* Fragment d'*Operculina complanata*; *c)* Fragment de Lamellibranche.

Fig. 2. — Grès organogène. Aquitanien. Homorâciu.
a) *Nummulites* sp.; *b)* Nummulite à canaux remplis de pyrite; *c)* Miliolide; *d)* Plaque d'Echinide.

Fig. 3. — Sable glauconieux. Aquitanien. Schiulești.
a) Grain de glauconie; *b)* Rhomboèdre de calcite secondaire.

Fig. 4. — Calcaire bitumineux. Aquitanien. Podul Ursului.
a) Calcaire cryptocristallin; *b)* Calcaire microgranulaire; *c)* Calcaire granulaire; *d)* Calcaire granulaire; les granules marginaux sont allongés et disposés perpendiculairement sur les îles de calcaire cryptocristallin; *e)* Témoin de gypse.

Fig. 5. — Calcaire sableux oolithique. Sarmatien. Trestioara.
a) Grain de quartz; *b)* Oolithe; *c)* Ciment calcaire.

Fig. 6. — Tuf volcanique. Méotien. Vâlcănești.
a) Feldspath plagioclase; *b)* Hornblende brune; *c)* Hornblende verte; *d)* Pyrite; *e)* Masse fondamentale.

Institutul Geologic al României



Fig. 1

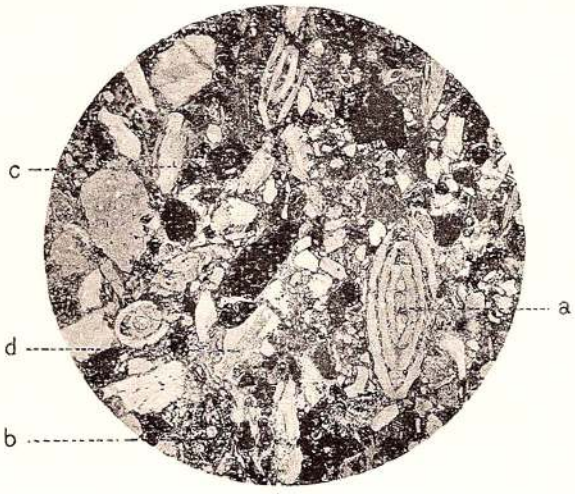


Fig. 2

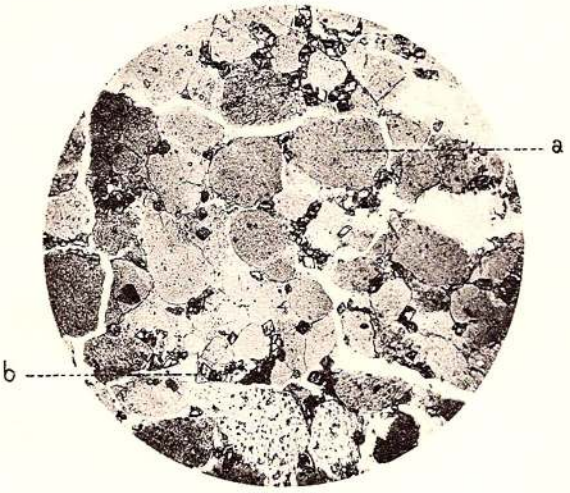


Fig. 3

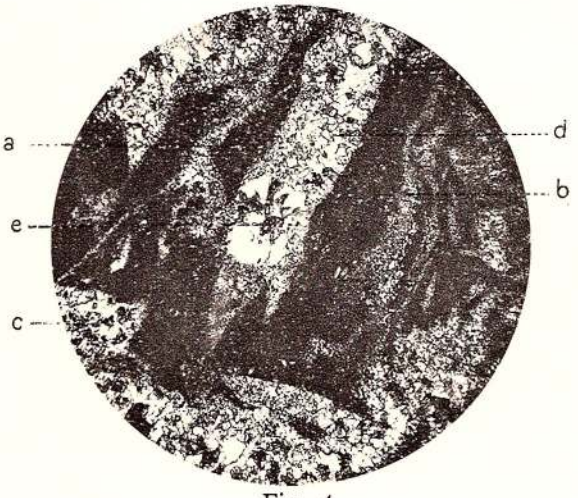


Fig. 4

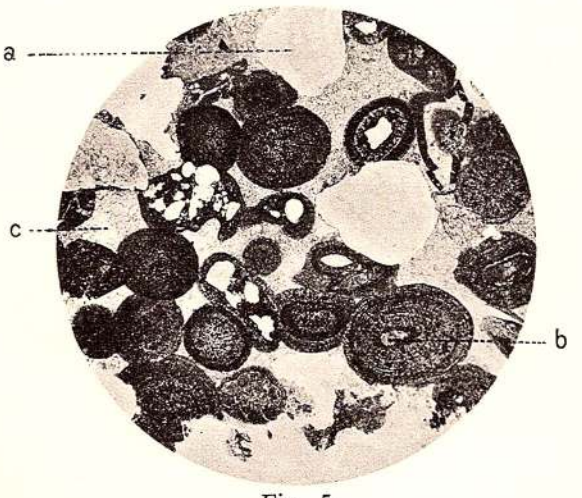


Fig. 5

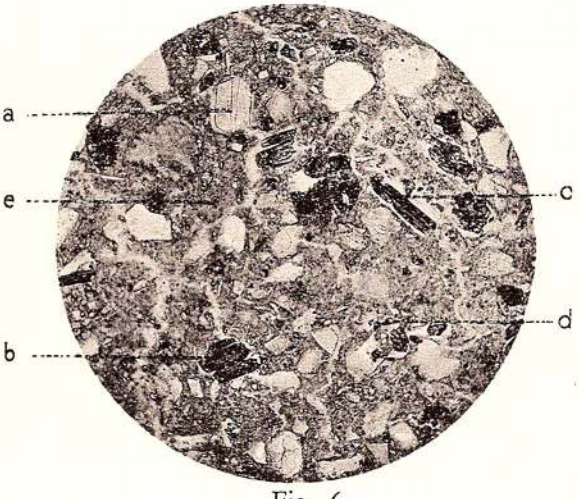


Fig. 6

Repr. Krafft & Drotleff s. a., Sibiu

Institutul Geologic al României

M.G. FILIPESCO

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION COMPRISE ENTRE LE TELEAJEN ET LA DOFTANA (DISTRICT DE PRAHOVA)

A l'ouest de Doftana et à l'est de Teleajen complétée d'après les publications de l'Institut Géologique

1933

ÉCHELLE 1:100.000

LÉGENDE

QUATERNAIRE
- ALLUVIONS
- TERRASSES: inférieures; supérieures

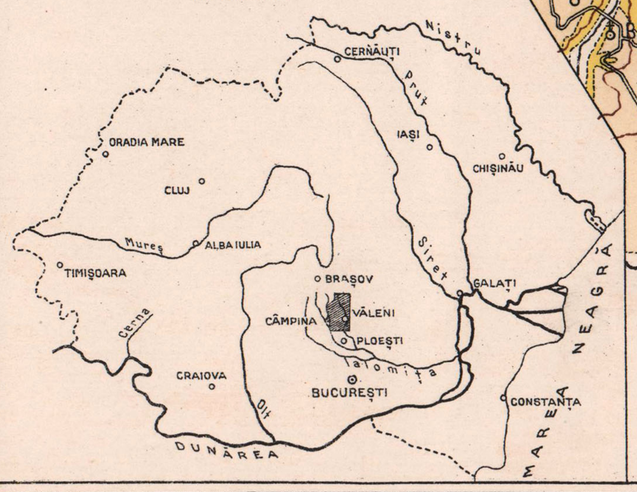
NÉOGÈNE
- PLIOCÈNE: Levantin; Dacien; Pontien; Méotien
- MIOCÈNE: Sarmatien-Buglovien; Tortonien; Helvétien; Burdigalien

PALÉOGÈNE
- OLIGOCÈNE: supérieur: Aquitanien. Massifs de sels: 1. Affleurements; 2. Extension probable. (a); supér.-moyen: Dysodyles, ménilithes, grès de Kliwa.
- OLIGOCÈNE INFÉR.-EOC. SUPÉR.: Couches de: Pucioasa, Homorâciu, Podul Morii.
- EOCÈNE SUPÉR.-MOYEN: Faciès de la nappe interne: Eocène de Șotrile; Faciès de la nappe médiane: Eocène de Fusaru-Tarcău; Faciès de la nappe marginale: Le complexe eocène à Hiéroglyphes

CRÉTACÉE
- SÉNONIEN
- ALBIEN: Horizon gréseux-conglomératique; Horizon marno-gréseux
- BARRÉMIEN APTIEN: Couches de Comarnic

- Sources salées
- Brèches avec des éléments d'âges différents
- Flexures
- Failles
- Lignes de charriage

Emplacement de la région levée sur la carte de la Roumanie



ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI - VOL. XVII

Inprim. Atel. Inst. Geologic al Rom.

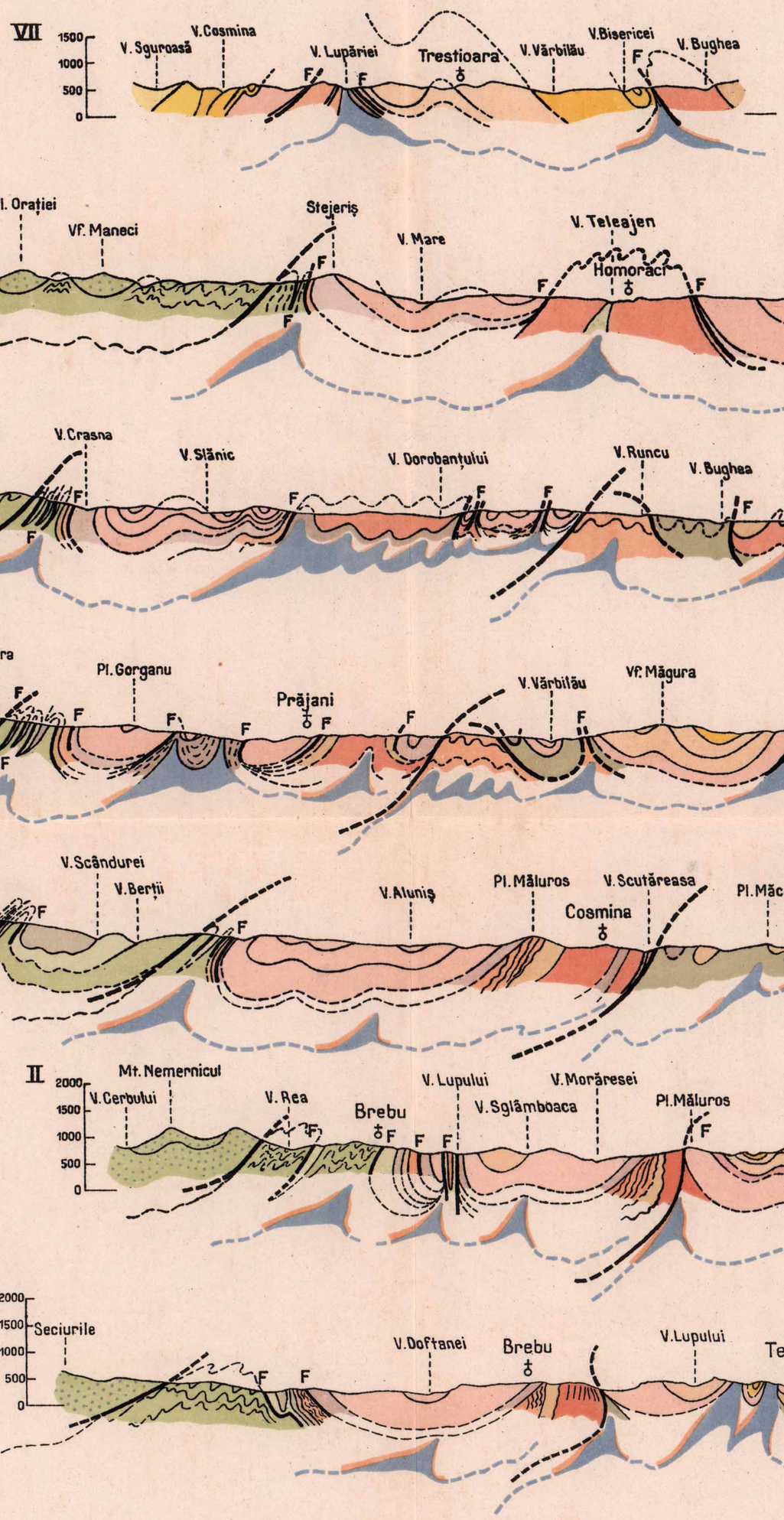
Des. O. Stoian

Institutul Geologic al României

M. G. FILIPESCO

COUPES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION COMPRISE ENTRE LE TELEAJEN ET LA DOFTANA

(DISTRICT DE PRAHOVA)



Diréctions des coupes géologiques sur la carte de la région I - VII

LÉGENDE

NÉOGÈNE
- PLIOCÈNE: Levantin; Dacien; Pontien; Méotien
- MIOCÈNE: Sarmatien; Tortonien; Helvétien; Burdigalien

PALÉOGÈNE
- OLIGOCÈNE: Supérieur: 1. Dépôts glauconieux gypse; Aquitanien. 2. Massifs de sels; Supérieur - moyen
- OLIGOCÈNE INFÉR. - EOCÈNE SUPÉR.
- EOCÈNE SUPÉR. - MOYEN: Faciès de la nappe interne: Eocène de Șotrile; Faciès de la nappe médiane: Eocène de Fusaru-Tarcău; Faciès de la nappe marginale: Le complexe eocène à Hiéroglyphes

CRÉTACÉ
- SÉNONIEN
- ALBIEN: Horizon gréseux-conglomératique; Horizon marno-gréseux

Brèches

F Fallies

Lignes de charriage

ÉCHELLE 1:100.000

Polenic

Imprim. Atel. Inst. Geologic al Rom.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

C. 35.697.

Institutul Geologic al României