

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

Revue
de Géologie et
de Géographie

P42.1-

TOME III

1959

N° 1

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

COMITÉ DE RÉDACTION

AL. CODARCEA, membre de l'Académie de la République Populaire Roumaine, *rédacteur en chef*; G. MURGEANU, membre de l'Académie de la République Populaire Roumaine; SABBA ȘTEFĂNESCU, membre correspondant de l'Académie de la République Populaire Roumaine; MIRCEA SAVUL, membre correspondant de l'Académie de la République Populaire Roumaine; VINTILĂ MIHĂILESCU; P. ȘOIGAN, *secrétaire*.

S O M M A I R E
 С О Д Е Р Ж А Н И Е
 C O N T E N T S
 I N H A L T

	<u>Page</u>
M. G. FILIPESCU et G. ILIESCU, Nouvelles données concernant la stratigraphie de la région comprise entre la vallée du Buzău et la rivière Rîul Negru (Ciucaş-Teliu) et leur importance pour le déchiffrement de la structure des Carpates orientales	5
MIRCEA SAVUL et VIRGIL IANOVICI, Chimisme des calcaires et dolomies des Carpates orientales	15
• ŞT. GHICA-BUDEŞTI, La dépression intramontane de Loviştea et la crête du horst de Cozia	35
VIRGINIA BARBU et V. DRAGOŞ, Nouvelles formes de Scutellines de l'Éocène du Nord-Ouest de la Transylvanie	53
GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU und V. MUTIHAC, Geologische Forschungsarbeiten im Gebiet Anina-Doman (Reşiţa — Moldova Nouă-Zone, Banat)	65
DAN PATRULIUS, Die systematische Stellung von <i>Pseudosaccocoma strambergensis</i> Remes, ein aberranter Krinoid des oberen Malmes	87
B. ЛЭЗЭРЕСКУ, О новом виде <i>Coeloma</i> и палеоэкологические выводы относительно <i>Brachyurae</i> (короткохвостые ракообразные)	97
Л. ПАВЕЛЕСКУ, К исследованию некоторых эклогитов Себешских гор	113
C. СТОБЕНЕСКУ и Ш. АИРИНЕЙ, Геофизические данные к изучению субстрата Хацегского бассейна	127
M. СТАМАТИУ, Исследование влияния насыщенных растворов хлористого натрия на механические свойства галита (каменной соли) соляных коней Окна-Мурешулуй	139
R. HAUER und D. CODREANU, Über den auf Gesteinsproben ermittelten Einfluss der Anfangssättigung an Flüssigkeiten und Gasen auf die Erdölförderung mittels Wassereinspritzung	151

NOUVELLES DONNÉES
CONCERNANT LA STRATIGRAPHIE DE LA RÉGION
COMPRISE ENTRE LA VALLÉE DU BUZĂU
ET LA RIVIÈRE RÎUL NEGRU (CIUCAȘ-TELIU)
ET LEUR IMPORTANCE POUR LE DÉCHIFFREMENT
DE LA STRUCTURE DES CARPATES ORIENTALES *

PAR

M. G. FILIPESCU

MEMBRE CORRESPONDANT DE L'ACADÉMIE
DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

et G. ILIESCU

En 1952, l'un des auteurs, après avoir exploré les dépôts du Flysch de la zone interne et médiane, entre les vallées d'Uzul et de Tirlung, a communiqué, au cours d'une séance du Comité Géologique de la République Populaire Roumaine, les résultats préliminaires de son travail [6].

Des recherches ultérieures, effectuées dans le Flysch interne de la même région, ont fourni une série de données paléontologiques qui ont permis de réaliser d'intéressantes séparations d'horizons stratigraphiques, surtout dans les dépôts du Crétacé supérieur et du Paléogène de la zone de vallée de Crasna-Pridvarea-vallée du Telejenel-Teliu-Toria [7], [8].

Ces nouveaux éléments nous ont forcé de procéder à une révision détaillée de la région comprise entre la vallée dite Valea Buzăului et la rivière dite Rîul Negru, afin de mettre d'accord les données antérieures avec les nouveaux résultats. C'est pourquoi ce thème a été inscrit au programme scientifique pour 1956 de la V^e Section de l'Académie de la R.P.R.

Les travaux de révision de 1956, exécutés en collaboration avec quelques jeunes géologues du Comité Géologique, ont abouti à des résul-

* Cette étude a été publiée dans « Studii și cercetări de geologie Acad. R. P. R », 1958, 3, 1-2.

tats stratigraphiques et tectoniques nouveaux, dont quelques-uns ont été communiqués au cours de la session de 1957 de l'Académie de la R. P. R.

Nous tenons à rappeler que, au point de vue tectonique, nous sommes parvenus à la conclusion que les dépôts du Flysch interne appartiennent à deux unités tectoniques distinctes : la nappe interne supérieure syn. digitation supérieure, et la nappe interne inférieure syn. digitation inférieure [7].

Dans la composition de la première unité entrent les couches à *Aptychus* (Berriasien?), les couches de Sinaia (Valanginien-Hauterivien), les couches de Comarnic (Barrémien - base de l'Aptien inférieur), la série marneuse-gréseuse-conglomératique (Aptien-Albien - base du Cénomanién?), tandis que dans la seconde unité on trouve dans la région étudiée : les couches de Comarnic, la série marneuse-gréseuse (Aptien-Albien), la série des marnes rouges inférieures à *Neohibolites ultimus* d'Orb. et à globotruncanes monocarénés (Cénomanién), la série des marnes grises à radiolaires et débris de poissons (Cénomanién supérieur-Turonien inférieur) et la série des marnes et argiles rouges supérieures à foraminifères agglutinés et globotruncanes bicarénés, dépôts dans lesquels s'intercalent des tufs volcaniques et qui, en certains endroits, supportent des dépôts paléogènes.

Les recherches de 1956, continuées par les études de 1957, et les données fournies par l'interprétation du matériel recueilli — et la comparaison de ces données avec les données livrées par des matériaux semblables — provenant d'autres secteurs des Carpates orientales et septentrionales — nous ont permis de compléter les résultats géologiques concernant la région de Ciucaș-Teliu. Parmi ceux-ci nous citerons :

1. l'identification des radiolarites et des jaspes calloviens-oxfordiens ;
2. la détermination de l'âge des couches à *Aptychus*, d'après les restes d'organismes qu'ils renferment ;
3. la preuve, fondée sur des données micropaléontologiques, de la présence du Cénomanién dans la nappe interne supérieure.

Nous allons exposer ces résultats et nous essayerons de les utiliser afin de contribuer au déchiffrement de la structure des Carpates orientales.

PRÉSENCE, DANS CETTE RÉGION, DE RADIOLARITES ET DE JASPES CALLOVIENS-OXFORDIENS

En prospectant la région située à gauche de la vallée de Teliu, dans le but de poursuivre le contact entre la nappe interne supérieure et la nappe interne inférieure, nous avons constaté, dans le lit d'un vallon qui débouche à environ 250 m en aval de l'entrée du tunnel, que, après avoir pénétré dans la nappe interne supérieure, de nombreux blocs de schistes cristallins y apparaissent.

Soupçonnant que ces blocs pourraient provenir des crêtes de la formation cristalphylienne — tout comme ceux qui ont été identifiés

dans la zone de conglomérats située entre Zizin et Purcăreni et dans la vallée des Purcăreni — nous avons commencé à étudier en détail le terrain des alentours du contact entre les deux unités.

Poursuivant ce problème, nous avons atteint le faite qui sépare le vallon mentionné de la vallée Cărbunarea Mare.

Déjà avant d'atteindre ce faite, notre attention avait été attirée par la présence de nombreux blocs de jaspes gris-bleu et rougeâtres, tandis que sur le faite nous avons trouvé ces dépôts en place, formant, associés à des dépôts pélitiques d'un rouge-verdâtre-grisâtre, le faite presque tout entier.

A première vue, par analogie avec des dépôts d'aspect semblable rencontrés dans le Crétacé supérieur du Flysch interne, nous avons attribué ces dépôts au Sénonien.

Etudiant des coupes minces de ces sédiments, nous avons constaté qu'il s'agissait de radiolarites et de jaspes typiques (Pl. I, fig. 1), contenant une association de radiolaires, tout à fait identique à celle rencontrée dans les radiolarites du Malm supérieur de Piatra Craiului, Bucegi, Hăghi-maş, Tatra et de la zone des klippen des Carpates septentrionales.

Nous fondant sur ces résultats, nous avons daté ces dépôts du Callovien-Oxfordien.

Nous tenons à préciser que, sauf cette apparition de radiolarites et de jaspes, des dépôts de ce genre apparaissent aussi à l'endroit du contact de la nappe interne supérieure et de la nappe interne inférieure, marquant ce contact encore dans d'autres secteurs : au N de la vallée de Teliu sur le sommet de la rive droite de la vallée d'Odgon et dans la colline dite Dealul Seciului sur le flanc gauche de la vallée du Buzăul Mare (T. Neagu).

PRÉSENCE DES COUCHES À *APTYCHUS* ET DÉTERMINATION DE LEUR ÂGE PAR LES RESTES ORGANIQUES QU'ILS RENFERMENT

En descendant vers la vallée Cărbunarea Mare, nous avons rencontré, sur le versant du faite mentionné situé du côté de cette vallée, à environ 500 m du confluent des deux Cărbunari, de nombreux blocs de schistes cristallins et de calcaires noduleux gris-verdâtre-rougeâtre, éboulés d'un affleurement masqué par un bosquet de noisetiers.

Dans cet affleurement apparaissent : une brèche désagrégée constituée surtout par des matériaux de formation cristallophyllienne et par des couches de calcaires noduleux de couleur gris-verdâtre-rougeâtre, très tectonisés, à *Aptychus* (Pl. I, fig. 2).¹

La brèche est constituée par des éléments anguleux, de différentes dimensions, formés de schistes cristallins semblables à ceux qui apparaissent dans les crêtes de Zizin et la vallée des Purcăreni.

Les calcaires à *Aptychus* sont très riches en restes de ce genre. Ce sont de véritables lumachelles, composées de coquilles, appartenant aux mêmes types d'*Aptychus*, allant de quelques millimètres à plusieurs centi-

mètres de longueur et de largeur, représentant donc différents stades de développement de ces organes ou organismes. Ces dépôts sont comparables aux accumulations classiques d'*Aptychus* rencontrées dans les schistes calloviens des Apennins, dans les calcaires marmoréens de la série de l'Ubaye, dans les schistes portlandiens des Dinarides ou dans les schistes valangiens de Belfries (Suisse).

D'après les caractères morphologiques et structuraux déterminés sur des lames minces, les milliers d'exemplaires d'*Aptychus* contenus dans les échantillons que nous avons eus à notre disposition (Pl. II, fig. 1, 2) nous ont permis de constater que la grande majorité de ces *Aptychus* appartient au type *Punctaptychus*-Trauth [14] et très peu au type *Lamellaptychus*-Trauth [15].

Parmi les *Punctaptychus* nous avons trouvé les formes :

Punctaptychus punctatus Voltz,
Punctaptychus punctatus Voltz var. *fraclocostata* Trauth, et
Punctaptychus cinctus Trauth.

Pour les *Lamellaptychus* nous n'avons pas encore pu faire des déterminations spécifiques, par suite du mauvais état de conservation des rares exemplaires dont nous disposons.

L'étude des lames minces prélevées sur la roche renfermant ces restes organiques nous a permis d'identifier de nombreux exemplaires de radiolaires calcifiés et de calpionellides. Parmi ces derniers nous avons rencontré les formes *Calpionella alpina* Lorenz et *Calpionella elliptica* Cadisch.

Les formes des *Aptychus* de ces calcaires plaident en faveur de leur position à la partie supérieure du Malm, et peut-être au début du Néocomien (Berriasien).

Les faits suivants ont également contribué à nous faire admettre cette position stratigraphique pour ces calcaires :

1. Les calpionelles des calcaires à *Aptychus*, trouvés à Teliu, sont les mêmes que celles des marnes à ammonites de la vallée Carhaga (Perşani), attribuées par Patruşius [13] au Berriasien.

2. Les dépôts à *Aptychus*, les marnes rouges surtout, occupent la même position — par rapport aux radiolarites et aux jaspes décrits plus haut — que les couches à *Aptychus* des Bucegi [12], de Hăghimaş [1], de Cîmpulung-Moldova [10] et des klippes des Carpates septentrionales, telle la klippe de Brodnó ou de Tatra, partout considérées comme se trouvant à la base du Néocomien.

3. En plus des restes d'*Aptychus* déjà mentionnés, nous avons également trouvé dans ces calcaires un rostrum de bélemnite, appartenant très probablement à la forme *Acrotheutis subquadratus* Röm. rencontrée dans les couches de Riazani (U.R.S.S.) qui sont attribués au Berriasien [4].

Ainsi donc les lumachelles à *Aptychus*, rencontrées à Teliu, sur la rive droite de la vallée Cărbunarea Mare, pourraient être attribuées à la zone de transition du Malm au Néocomien, en partie même au Berriasien.

IDENTIFICATION DU CÉNOMANIEN,
PAR DES DONNÉES MICROPALÉONTOLOGIQUES,
DANS LA NAPPE INTERNE SUPÉRIEURE

Au cours des recherches effectuées pendant l'été de 1957, nous avons rencontré dans la vallée dite Valea Popii — à l'E de la localité de Budila — en amont de sa confluence avec la vallée dite Valea Căldării, un complexe marneux, débutant, à la base, par des marnes noirâtres, sablonneuses, qui passent, à la partie supérieure, à des marnes à ciment gris, à taches verdâtres, ressemblant beaucoup à certains horizons de marnes rencontrés dans les couches de Comarnic. Plus encore que celles-là, les marnes de la Valea Popii présentent des structures caractéristiques sur leurs surfaces.

Par suite de ces ressemblances lithologiques, nous avons daté les dépôts mentionnés du Barrémien-Aptien. Comme ils sont enserrés dans la série gréseuse conglomératique de l'Aptien-Albien, nous les avons considérés comme représentant l'axe d'un anticlinal replissé.

En étudiant sur des coupes minces les marnes de la partie supérieure du complexe, nous avons constaté qu'elles contiennent une association de microfaune dans laquelle apparaissent fréquemment les formes suivantes : *Globotruncana apenninica* Renz et *Globotruncana renzi* Gandolfi, association caractéristique pour le Cénomaniens (Pl. II, fig. 3).

Ce fait a été également confirmé par l'étude micropaléontologique des échantillons, étude qui nous a permis d'établir qu'il existe dans ces dépôts la même association de foraminifères que dans la série des marnes rouges inférieures de la nappe interne inférieure et dans la série des strates de Zagon du Flysch externe, c'est-à-dire une association de microfaune typique pour le Cénomaniens.

Nous fondant sur ce fait, nous devons considérer la série marneuse de la vallée dite Valea Popii comme faisant partie d'un synclinal replissé, et comme étant placée par-dessus des dépôts gréseux-conglomératiques auxquels appartiennent aussi les conglomérats de Zăganu.

Ces faits établis, nous sommes parvenus aux conclusions suivantes :

1. l'existence du Crétacé supérieur (Cénomaniens) dans la nappe interne supérieure est indubitable ;

2. les marnes gris-noirâtre, cénomaniennes, de la nappe interne supérieure sont contemporaines de la série des marnes rouges, inférieures, à *Neohybolites ultimus* d'Orb. (de la nappe interne inférieure) et des couches de Zagon du Flysch externe ;

3. la sédimentation des conglomérats de Ciucaș-Zăganu et la sédimentation des conglomérats de Bucegi ont probablement commencé au cours de l'Aptien supérieur, et se sont prolongées jusqu'au début du Cénomaniens, conclusion concordant en tous points avec les faits établis, par G. Murgeanu et D. Patrușiu, pour la vallée de la Dimbovița [11].

Après avoir présenté ces faits, nous allons essayer de les encadrer dans une conception structurale unitaire des Carpates orientales.

La présence de la formation cristallophyllienne, des radiolarites et des jaspes jurassiques ainsi que celle des calcaires à *Aptychus* au sein

de l'unité dénommée par nous « nappe interne supérieure », pose quelques problèmes concernant l'appartenance zonaire de cette unité, et au sujet du caractère des sédiments de cette zone.

Confrontant les dépôts mésozoïques de Piatra Craiului et de Hăghimaş, I. Băncilă et N. Oncescu [2] ont admis que ces deux régions appartiennent à la même aire de sédimentation, développée sur un soubassement de formation cristallophyllienne.

La présence — outre celle de la formation cristallophyllienne — dans la région comprise entre la vallée du Buzău et la rivière dite Rîul Negru, de dépôts comme ceux formés de radiolarites et de jaspes, tout comme à Hăghimaş ou à Piatra Craiului, nous fait supposer que la sédimentation des dépôts de la nappe interne supérieure s'est effectuée dans des conditions presque identiques à celles de Piatra Craiului et surtout à celles de Hăghimaş.

Outre la présence de la formation cristallophyllienne et du Jurassique supérieur, qui a les mêmes caractères qu'à Piatra Craiului et à Hăghimaş — qui appartiennent à la zone cristallophyllienne mésozoïque — et dans la zone de Ciucaş-Teliu — qui appartient à la nappe interne supérieure — on constate également une frappante similitude entre les dépôts crétacés de ces régions.

Dans les deux unités on constate donc, à la base du Crétacé, la présence des couches à *Aptychus*.

Au faciès récifal, contemporain des strates de Sinaia, — rencontré à Purcăreni-Zizin, à Muncelu sur la Suha, et en d'autres points de l'étendue de la nappe interne supérieure — correspondent dans la zone cristallophyllienne mésozoïque des calcaires récifaux du type de celui de Dămuciu, décrit par I. Băncilă, V. C. Papiu et I. Armaş [3].

La présence des calcaires urgoniens, du genre de ceux de Tesla, du Zăganu, du Ceahlău, de Piatra Craiului, de Fundul Negrileşei, etc., constitue un trait caractéristique de la sédimentation crétacée tant dans la nappe interne supérieure que dans la zone cristallophyllienne mésozoïque des Carpatés orientales et septentrionales.

Avant de clore l'exposé de cette similitude de caractères dans la sédimentation du Crétacé des deux zones comparables, nous tenons à souligner que dans la nappe interne supérieure comme dans la zone cristallophyllienne mésozoïque, il y a des conglomérats aptiens-albiens caractéristiques, du même type que ceux de Zăganu, de Ceahlău, de Stănişoara d'une part, et de Hăghimaş, de Perşani, de Bucegi et de Piatra Craiului, de l'autre.

Nous fondant sur ces faits, nous estimons que le domaine de sédimentation de la nappe interne supérieure appartient à la zone cristallophyllienne mésozoïque, et que les sédiments de cette unité font partie de la couverture crétacée de cette zone.

Là où le soubassement cristallophyllien mésozoïque a subi d'importants effondrements, comme par exemple le long de la dépression de Sf. Gheorghe, la sédimentation du Crétacé a adopté le faciès typique du

Flysch; mais là où le soubassement cristallophyllien mésozoïque s'est moins affaissé — comme dans la zone de Zăganu-Teliu — le Crétacé a revêtu un faciès mixte : récifal, conglomératique et de Flysch.

Par suite de l'effondrement transversal du soubassement cristallophyllien mésozoïque du couloir de Sf. Gheorghe et de l'effondrement péricarpatique qui a facilité la migration du géosynclinal du Flysch, une partie de la couverture sédimentaire de la zone cristallophyllienne mésozoïque s'est décollée de son soubassement cristallophyllien. Sous l'action de la gravitation, et par suite des impulsions mécaniques correspondant aux différentes phases orogéniques, cette couverture a glissé par-dessus les sédiments déposés dans la zone externe, et a recouvert, comme une nappe, ces sédiments. C'est ainsi que s'est formée la nappe interne supérieure.

Dans le secteur d'interruption, par englobissement, de la zone cristallophyllienne mésozoïque, l'impulsion orogénique ayant été maximum, la nappe interne supérieure et les autres nappes du Flysch ont leur maximum d'ampleur dans la zone de courbure des Carpates. Dans les secteurs orientaux et celle de Leaota-Făgăraşului, le déplacement de la nappe interne est très réduit à cause de la résistance opposée à l'impulsion orogénique par ces masses cristallophylliennes; ce déplacement est surtout la conséquence du glissement dû à la gravitation. Ainsi s'explique pourquoi dans la vallée de la Dimbovița ce chevauchement est inexistant, tandis qu'entre la vallée de la Prahova et la vallée d'Uzul, l'ampleur de cette nappe atteint environ 10 km.

Les dépôts de la nappe interne inférieure se sont formés dans une zone dont le soubassement cristallophyllien mésozoïque s'est totalement et intensément effondré et brisé.

C'est pourquoi les sédiments de cette unité possèdent le caractère typique du Flysch, et que ces sédiments renferment de fréquentes intercalations de tufs volcaniques, vestiges des éruptions sous-marines qui se sont produites sur les lignes de rupture du soubassement.

C'est toujours par suite de leur conservation dans une aire d'englobissement qu'on rencontre aussi des sédiments paléogènes dans la composition de cette unité.

La conservation des sédiments du Crétacé supérieur-Paléogène se manifeste surtout au voisinage de leur contact avec la nappe interne supérieure. C'est pourquoi ce contact est presque toujours marqué par ces sédiments, qui sont du type des sédiments de la zone de la vallée de Crasna-Pridvarea-vallée du Telejenel-Teliu-Toria.

Nous avons indiqué dès 1934 [5], qu'à partir du sommet de Pridvarea, cette zone de dépôts du Crétacé supérieur-Paléogène se bifurque. Une branche oblique vers le Nord-Ouest et se prolonge — par le sommet de Cămăşa-Buzoianu — jusque derrière le monastère de Cheia, tandis que la seconde se dirige vers le Sud-Ouest et aboutit dans la vallée de Crasna.

On ne sait pas encore si la ligne de contact entre la nappe interne supérieure et la nappe interne inférieure est représentée, ainsi que le

soutient Gr. Popescu, par le prolongement vers le Nord-Ouest (jusque dans la vallée de Doftana) du contact entre la nappe interne supérieure et la branche Pridvarea-Cheia, ou si cette ligne de contact est représentée par le prolongement jusqu'à Comarnic du contact entre le Crétacé inférieur et les dépôts du Crétacé supérieur de la branche Pridvarea-vallée de Crasna.

En faveur de cette dernière hypothèse militeraient la présence des strates de Sinaia à Poiana Crăițelor — dépôts censés appartenir à la nappe interne supérieure — et la persistance du parallélisme de cet important contact tectonique avec le contact tectonique existant entre la nappe interne inférieure et le Flysch externe, ainsi que le contact, parfois anormal, entre le Flysch externe et la zone miocène des l'extérieur des Carpates.

CONCLUSIONS

Les faits exposés nous permettent de tirer les conclusions suivantes :

1. Le soubassement de la zone de sédimentation des dépôts crétacés de la nappe interne supérieure est, ainsi qu'on le constate dans les aires de surélévation, le même que dans la zone cristallophyllienne mésozoïque. C'est pourquoi nous considérons les sédiments de la nappe interne supérieure comme appartenant à la couverture crétacée de la zone cristallophyllienne mésozoïque.

2. Dans les zones d'affaissement du soubassement cristallophyllien mésozoïque, les dépôts crétacés de la nappe interne inférieure acquièrent un faciès de Flysch, tandis que dans les zones de surélévation du soubassement cristallophyllien mésozoïque ils revêtent un faciès très semblable à celui de la zone cristallophyllienne mésozoïque, proprement dite.

3. Sous l'action des impulsions orogéniques, qui sont très intenses dans l'aire d'affaissement transversal de la zone cristallophyllienne mésozoïque des Carpates orientales, et sous l'action de la gravitation, ce sont surtout les dépôts crétacés de la partie externe de la zone cristallophyllienne mésozoïque qui ont glissé par-dessus les dépôts, à faciès typique de Flysch, de la nappe interne inférieure.

4. C'est grâce à leur conservation dans une aire affaissée, comme au chevauchement de la nappe interne inférieure par les dépôts de la nappe interne supérieure, que l'on peut encore rencontrer de fréquents dépôts crétacés supérieurs, et même paléogènes, tandis que dans la nappe interne supérieure le Crétacé supérieur s'est très peu conservé, mais existe pourtant (cas des dépôts situés à l'Est de la localité de Budila).

5. Les problèmes se rattachant à des données stratigraphiques certaines, exposés dans cette communication, devront être vérifiés par des travaux minutieux exécutés sur place.

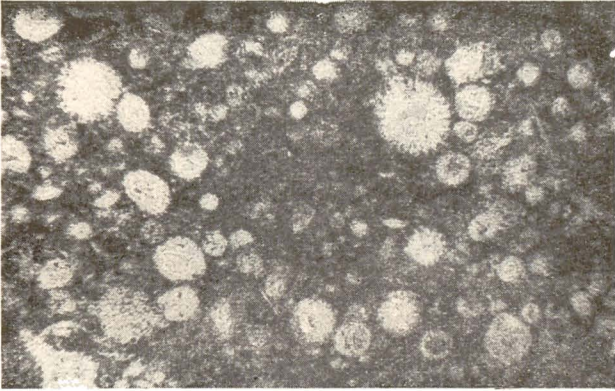


Fig. 1. — Radiolarite. Callovien-Oxfordien. Vallée de Cărbunarea Mare-Teliu.

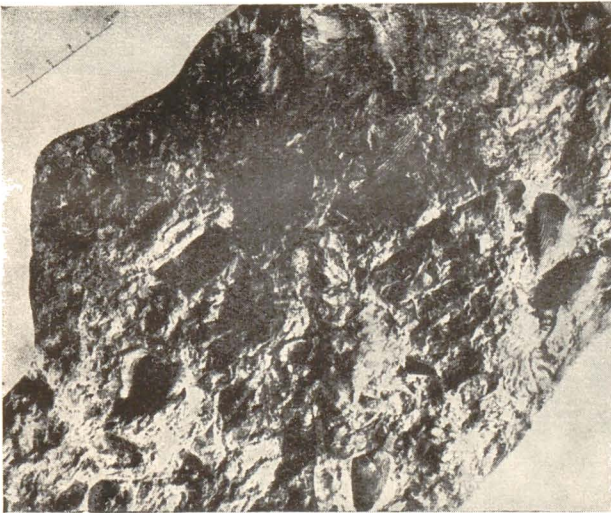


Fig. 2. — Lumachelles nodulaires à *Aptychus*. Malm-Néocomien. Vallée de Cărbunarea Mare-Teliu.

Fig. 1. — Caractère structural du genre *Punctaptychus*. Vallée de Cărbunarea Mare-Teliu.

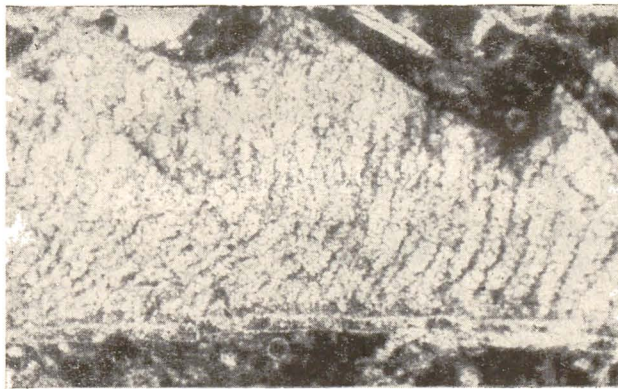
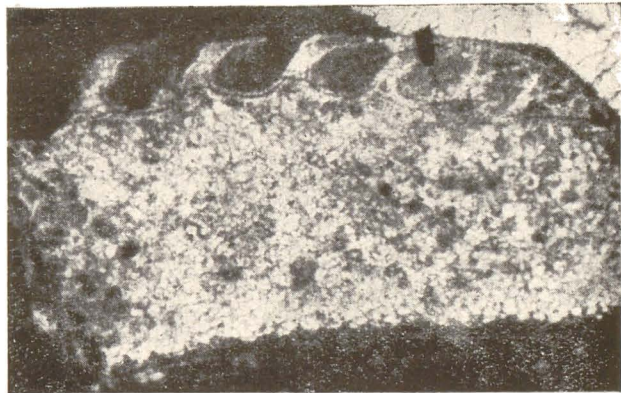
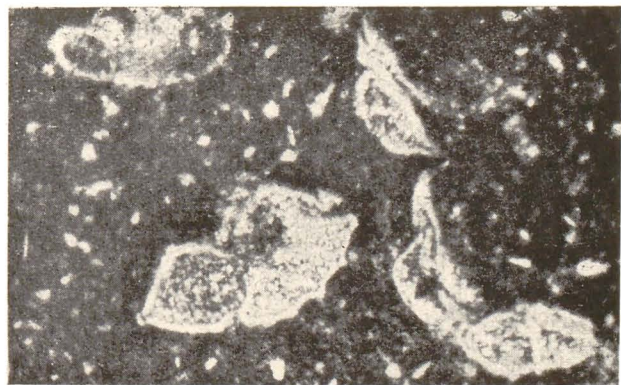


Fig. 2. — Caractère structural du genre *Lamellaptychus*. Vallée de Cărbunarea Mare-Teliu.

Fig. 3. — Marnes à ciment gris-noirâtre, à *Rotalipora apenninica* Renz. Cénomanién. Vallée dite Valea Popii-Budila.





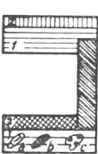





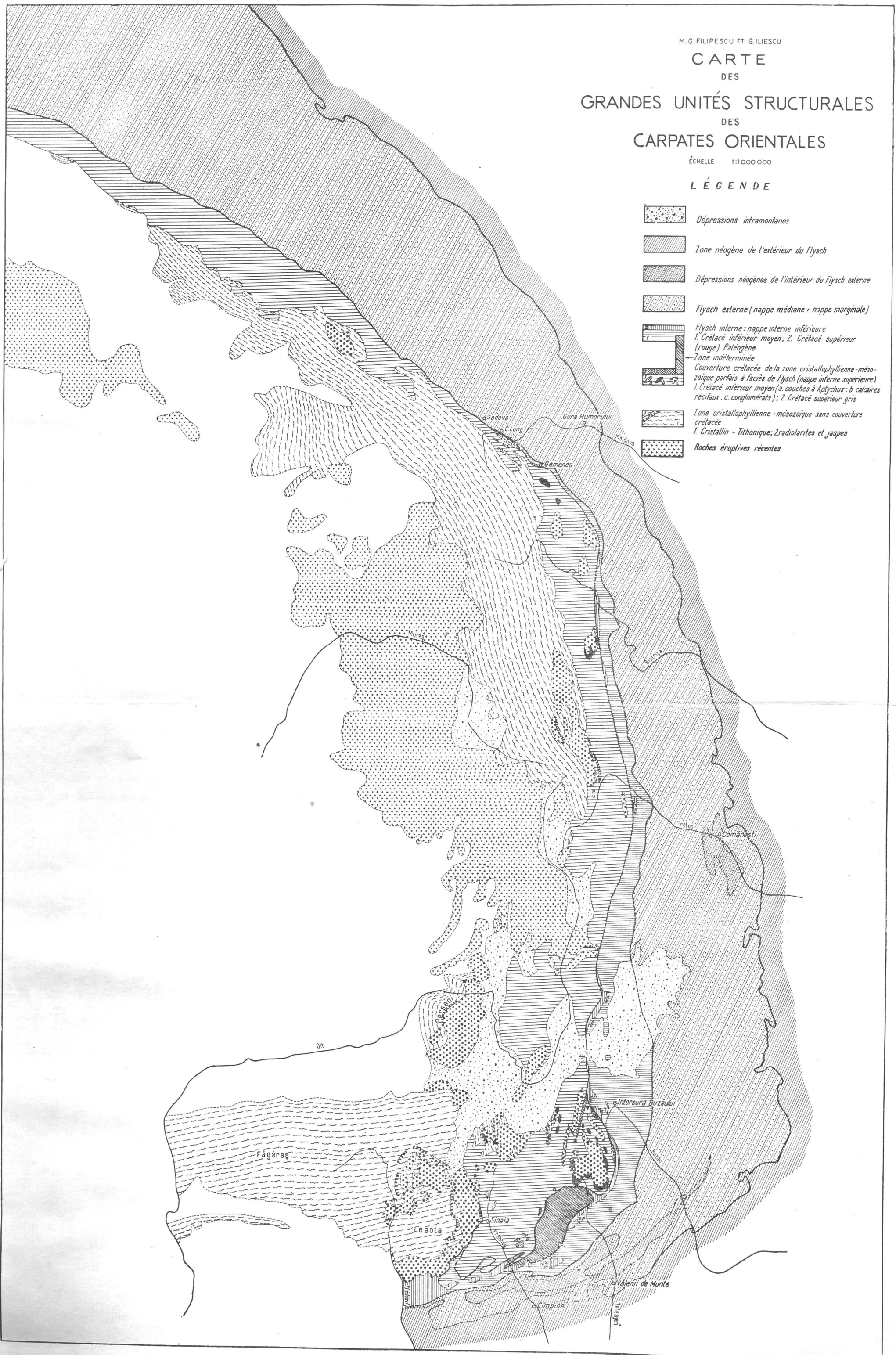
M.G. FILIPESCU ET G. ILIESCU

CARTE
DES
GRANDES UNITÉS STRUCTURALES
DES
CARPATES ORIENTALES

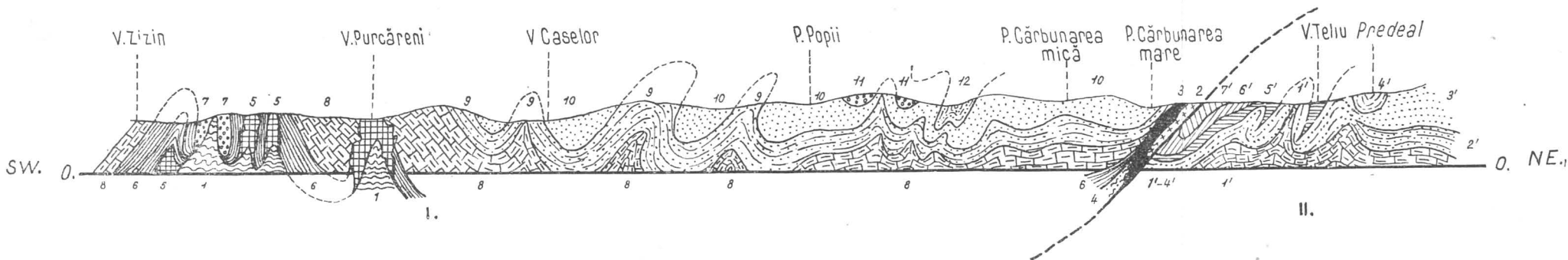
ÉCHELLE 1:1000000

LÉGENDE

-  Dépressions intramontanes
-  Zone néogène de l'extérieur du Flysch
-  Dépressions néogènes de l'intérieur du Flysch externe
-  Flysch externe (nappe médiane + nappe marginale)
-  Flysch interne: nappe interne inférieure
1. Crétacé inférieur moyen, 2. Crétacé supérieur (rouge) Paléogène
-  Zone indéterminée
Couverture crétacée de la zone cristallophyllienne-mésozoïque parfois à faciès de Flysch (nappe interne supérieure)
1. Crétacé inférieur moyen (a. couches à Aptychus; b. calcaires récifaux; c. conglomérats); 2. Crétacé supérieur gris
-  Zone cristallophyllienne-mésozoïque sans couverture crétacée
1. Cristallin - Tithonique; 2. radiolarites et jaspes
-  Roches éruptives récentes



1 : 20.000



Profil géologique à travers le Flysch interne entre la vallée du Zizin et la vallée du Buzău.

I. Nappe interne supérieure : 1. Chloritoschistes et micaschistes ; 2. radiolarites et jaspes (Callovien-Oxfordien) ; 3. lumachelles à Punctaptychus (Malm-Néocomien) ; 4. calcaires lithifiés et marnes rouges à Lamellaptychus (Néocomien) ; 5. calcaires récifaux (Jurassique-Néocomien) ; 6. couches de Sinaia (Valanginien-Hauterivien) ; 7. conglomérats polygènes (Néocomien) ; 8. couches de Comarnic (Barrémien-Aptien inf.) ; 9. schistes marneux-sableux gris-noirâtre (Aptien inf.) ; 10. grès de Teliu (Aptien supérieur) ; 11. conglomérats de Zăganu (Aptien supérieur-Albien) ; 12. marnes à ciment à Rotalipora apenninica Renz (Cénomanién).

II. Nappe interne inférieure : 1'. Couches de Comarnic (Barrémien-Aptien) ; 2'. schistes satinés verdâtres (Aptien supérieur) ; 3'. grès micacés (Aptien supérieur-Albien) ; 4'. schistes argileux-sableux (Albien supérieur) ; 1'—4'. Crétacé inférieur non différencié à cause des glissements et de la formation de la brèche ; 5'. série des marnes rouges inférieures à Neohibolites ultimus d'Orb. (Cénomanién) ; 6'. série des schistes marneux gris, à restes de poissons et radiolaires (Cénomanién supérieur-Turonien) ; 7'. série des marnes et argiles rouges supérieures (Turonien supérieur-Sénonien).

BIBLIOGRAPHIE

1. BĂNCILĂ I., *Études géologiques dans les monts Hăghimaş-Ciuc*. An. Inst. Geol. Rom., 1947, 21.
2. BĂNCILĂ I. et ONCESCU N., *Considérations sur les rapports qui existent entre les dépôts mésozoïques de Piatra Craiului-Hăghimaş*. C. R. Acad. Sci., 1938, 1, 2, 6.
3. BĂNCILĂ I., CORVIN PAPIU V., ARMAŞ I., *Reciful neocomian de la Gura Dămucului*. Biblioteca de Geologie, Paleontologie, 1957, 2.
4. DACQUÉ E., *Virbellose der Kreide, Leitfossilien*. 1942, 8.
5. FILIPESCU M., *Contributions à l'étude du Flysch interne compris entre le Rlu Crasna-Teleajen et le Rlu Negru*. Bull. Sci. Acad. Roum., 1934, 18, 3—5.
6. — *Cercetări geologice între valea Tîrlung-Teleajen și valea Uzului*. Dări de seamă Comit. geol., 1955, 29.
7. — *Contribuțiuni la orizontarea Cretacicului din Flișul Carpaților Orientali*. Revista Universității « C. I. Parhon », 1955, 8.
8. FILIPESCU M., NEAGU T., *Studiul Cretacicului superior din V. Teliu*. Analele Universității « C. I. Parhon », 1956, 12.
9. FILIPESCU M., ILIESCU G., ILIESCU V., COPCEA M., *Geologia Flișului intern din regiunile dintre V. Buzăului și R. Negru*. Bul. științ. al Secției a V-a Geol., Geogr., 1957, 1, 2, 3—4.
10. KRÄUTNER TH., *Cercetări geologice în regiunea Rarăului, 1930*. An. Inst. Geol. Rom., 14.
11. MURGEANU G. et PATRULIUS D., *Le Crétacé supérieur en bordure de la Leaota et l'âge du conglomérat de Bucegi*. Revue de Géologie et de Géographie, Acad. R.P.R., 1957, 1.
12. ONCESCU N., *Région de Piatra Craiului-Bucegi*. An. Inst. Geol. Rom., 1943, 22.
13. PATRULIUS D., *Observațiuni asupra depozitelor mesozoice din Bucegi și Perșani*. Dări de seamă ale șed. Comit. geol., 1950—1954, 30.
14. TRAUTH F., *Die Punctaptychi des Oberjura und der Unterkreide*. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 1935, 85.
15. — *Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide*. Palaeontographica, 1938, 88 A.

CHIMISME DES CALCAIRES ET DOLOMIES DES CARPATES ORIENTALES

PAR

MIRCEA SAVUL

MEMBRE CORRESPONDANT DE L'ACADÉMIE
DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

et VIRGIL IANOVICI

Nous allons essayer de caractériser, d'une manière générale, le chimisme des roches carbonatées, de différents âges, trouvées dans les Carpates orientales, en nous référant plus particulièrement aux roches des zones de la vallée de la Bistrița et de la vallée de la Moldova. Cette caractérisation est fondée sur des données statistiques ; c'est pourquoi nous avons eu recours à un grand nombre d'analyses, publiées dans différents ouvrages, ou effectuées ces dernières années dans les laboratoires du Comité Géologique de la République Populaire Roumaine.

Les données bibliographiques concernent surtout ce qui a été publié par M. Savul et par ses collaborateurs, ainsi que les recherches effectuées par I. Băncilă, V. C. Papiu et I. Armaș sur les dolomies et les calcaires crétacés de la vallée dite Valea Dămucului [3].

Les roches carbonatées dont nous nous occupons sont seulement les calcaires et les dolomies. Suivant leur âge, l'ordre de succession choisi pour cette étude est le suivant :

1. Calcaires et dolomies de la série des schistes cristallins des Carpates orientales.
2. Calcaires et dolomies triasiques.
3. Calcaires jurassiques.
4. Calcaires crétacés.
5. Calcaires éocènes.

I. CLASSIFICATION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DES CARPATES ORIENTALES

Afin de classer les roches carbonatées au point de vue chimique, nous avons utilisé, comme dans les recherches antérieures, la représentation graphique, proposée par S. G. Vichnéakov, et telle qu'elle a été pratiquée par L. B. Roukhine [6].

D'après ce savant, la représentation de la composition chimique des roches carbonatées se fait dans un triangle de projection, dont les sommets représentent les trois composantes principales CaCO_3 — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ —(Ins. + R_2O_3) (fig. 1).

S. G. Vichnéakov a divisé la surface de ce triangle en 22 cases, correspondant aux diverses espèces de roches carbonatées, réalisant ainsi leur classification chimique quantitative.

Si l'on utilise un grand nombre d'analyses de roches provenant d'une même formation géologique, on constate l'apparition, d'une manière statistique, d'une distribution régulière des projections, limitées à certaines cases de la surface du triangle, avec certains maximums de fréquence pour des compositions chimiques données.

Dans ce chapitre nous allons essayer d'établir la répartition des roches carbonatées de différents âges.

1. Calcaires et dolomies de la série des schistes cristallins

Nous ne connaissons pas encore d'une manière précise l'âge des schistes cristallins. Nous savons seulement qu'ils sont plus anciens que les formations mésozoïques, puisque les conglomérats de la base du Trias (considérés par certains géologues comme permien) se trouvent normalement situés par-dessus les schistes.

M. Savul et A. Movileanu [9] se sont occupés du chimisme des calcaires et des dolomies de la formation cristallophyllienne des Carpates orientales et plus particulièrement de celle de la Bistrița. Ayant construit le triangle de Vichnéakov (fig. 1), ils ont établi que dans les Carpates orientales la grande majorité des roches carbonatées sont des dolomies faiblement calcaires ou des calcaires renfermant parfois une certaine proportion (d'habitude moins de 25%) de matières insolubles dans l'acide chlorhydrique. Ils ont également établi que les roches à chimisme intermédiaire, comme les dolomies calcaires ou les calcaires dolomitiques, ne se rencontrent qu'exceptionnellement. La partie insoluble peut être constituée aussi de minéraux de métamorphisme récent.

Cette distribution n'a qu'un caractère tout à fait général. Si l'on ne considère que certains horizons de l'étendue des schistes cristallins, on constate que chacun d'eux possède souvent un chimisme qui lui est propre. Ainsi un horizon étroit de roches carbonatées, compris entre les localités de Fundul Moldovei et de Crucea (vallée de la Bistrița), éloignées d'environ 30 km, est exclusivement constitué de calcaire pur; un autre horizon, celui de Bretila-Rusaia, contient du calcaire pur, des calcaires gréseux ou des conglomérats métamorphosés, tandis que les roches appartenant à la « nappe du Barnar » sont presque entièrement constituées de dolomies ou de dolomies faiblement calcaires (fig. 2).

On reconnaît donc, dans la formation cristallophyllienne de la Bistrița (Carpates orientales), une variation du chimisme suivant les

différentes zones. Pour ces zones, la moyenne arithmétique de la composition chimique des roches considérées est donnée, d'après M. Savul et A. Movileanu [9], dans le tableau I.

Ces moyennes arithmétiques ne doivent être considérées comme représentant aussi la composition chimique de quelque échantillon particulier, que dans le cas où la distribution de toutes les roches d'un même horizon est la même dans le triangle de Vichnéakov. C'est le cas des calcaires de Fundul Moldovei-Crucea. Mais il y a d'autres horizons qui contiennent aussi bien des calcaires purs que des dolomies ou des dolomies faiblement calcaires. Dans ce cas la moyenne arithmétique donne la composition d'un calcaire dolomitique ou d'une dolomie calcaire, roche qui en réalité n'existe pas.

Il ne faut considérer ces moyennes arithmétiques qu'au point de vue du chimisme total pour l'horizon respectif — calculé d'une manière statistique — et non pas aussi pour le chimisme des cas particuliers, donné par le triangle de Vichnéakov.

Ainsi qu'il ressort du tableau I, ces moyennes arithmétiques caractérisent évidemment l'existence d'une variation par zones du chimisme des roches carbonatées.

En conclusion, les 10-ches carbonatées qui appartiennent à la formation cristallophyllienne des monts Bistrița forment des horizons qui diffèrent entre eux par leur chimisme général. Ces roches sont constituées de calcaires ou de dolomies, avec, comme variétés

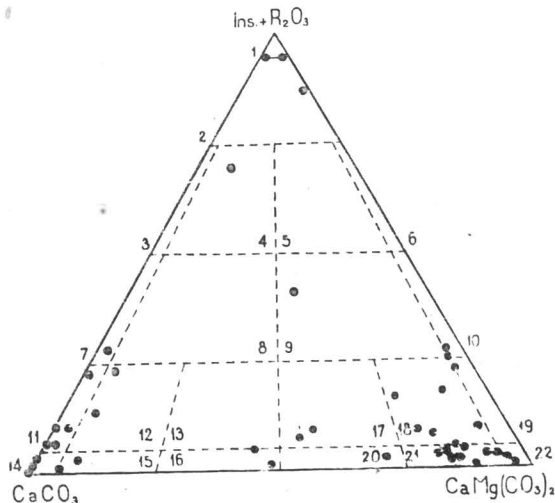


Fig. 1. — Triangle de Vichnéakov montrant la répartition des roches carbonatées des schistes cristallins.

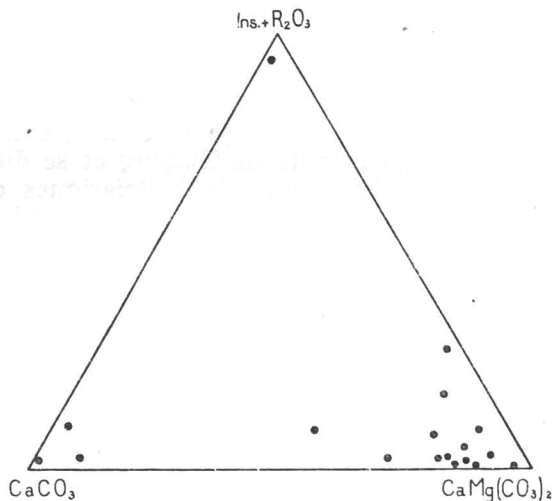


Fig. 2. — Répartition des roches carbonatées appartenant à la nappe du Barnar.

prépondérantes, des calcaires faiblement dolomitiques et des dolomies faiblement calcaires. Les variétés intermédiaires, comme par exemple les calcaires dolomitiques ou les dolomies calcaires, manquent.

Tableau 1

Roches carbonatées de la formation cristallophyllienne de la Bistrița

Zone	CaMg(CO ₃) ₂	CaCO ₃	Ins. + Fe ₂ O ₃
Nappe du Barnar	73,47	19,84	6,61
Borsec-Șarul Dornei	60,45	32,41	6,97
Cîrlibaba-Ciocănești	48,39	39,57	11,15
Bretila-Rusaia	0,88	83,62	15,04
Fundul Moldovei-Crucea	0,43	99,46	0,56
Moyenne des analyses (sans roches silicifiées)	47,08	41,58	10,52

2. Calcaires et dolomies triasiques

Dans les Carpates orientales les dépôts triasiques apparaissent directement sur la formation cristallophyllienne : d'abord des conglomérats et des grès, puis des roches carbonatées. On les rencontre du Nord de la Moldavie à la vallée du Trotuș. Par suite d'une surélévation axiale, ces dépôts ont été érodés entre Tulgheș et Broșteni, de sorte que les roches carbonatées constituent à présent deux régions distinctes, l'une au Nord, de la Moldavie du Nord jusqu'à Broșteni, l'autre commençant dans les environs de la localité de Tulgheș et se dirigeant vers le Sud.

Le chimisme des dépôts triasiques de la région septentrionale a été étudié par M. Savul et C. Botez [7] ; ils ont considéré tant les roches carbonatées constituant les flancs du synclinal marginal du Rarău, que d'autres bandes, isolées, situées plus à l'Est, par exemple à Iacobeni.

Le chimisme des dépôts sis au Sud de Tulgheș, à savoir ceux des environs du lac dit Lacul Roșu-Hăghimaș, a été étudié surtout par M. Savul, V. Ababi et P. Jeanrenaud [8].

En examinant le triangle de Vichnéakov, construit à l'aide des données fournies par 117 analyses de roches carbonatées triasiques, on constate que leurs projections s'accumulent dans deux groupes, soit l'un, plus important, dans le voisinage du sommet CaMg(CO₃)₂, surtout à l'endroit de passage de la case 21 à la case 22, c'est-à-dire entre les dolomies faiblement calcaires et les dolomies pures, tandis que le second groupe est situé vers le sommet CaCO₃, dans la case 14 des calcaires purs. Les écarts à cette règle générale sont plutôt rares.

Mais on constate une différence marquée entre la région septentrionale et la région méridionale, car dans cette dernière région (Lacul Roșu-

Hăghimaș), les calcaires font presque totalement défaut, tandis qu'ils sont plus fréquents dans la région Nord (fig. 3 et 4).

On constate donc que, même dans le cas des roches carbonatées triasiques, le chimisme se réduit à l'apparition de deux types de roches seulement calcaires presque purs et dolomies, pouvant même être faiblement calcaires. On n'y trouve pas des roches à compositions intermédiaires, comme par exemple des calcaires dolomitiques proprement dits ou des dolomies calcaires. Les projections des deux types de roches se placent assez près du milieu de la base du triangle de projection.

Si l'on examine longitudinalement les différentes bandes de roches carbonatées triasiques, on constate que leur composition chimique varie par suite de l'enchevêtrement des calcaires et des roches dolomitiques. Par exemple, dans une même bande de roches triasiques, appartenant au flanc oriental du synclinal de Rarău qui affleure dans la Valea Seacă de Rarău, on constate tant la présence des calcaires que des dolomies, avec prédominance de ces dernières (fig. 5). Rien qu'en examinant les tableaux d'analyses de M. Savul et C. Botez [7], on s'aperçoit que ces enchevêtrements de calcaires et de dolomies sont très nombreux, surtout pour la région septentrionale.

Etant donné la présence, dans une même bande de roche, des calcaires à côté des dolomies, il est évident que la moyenne arithmétique de

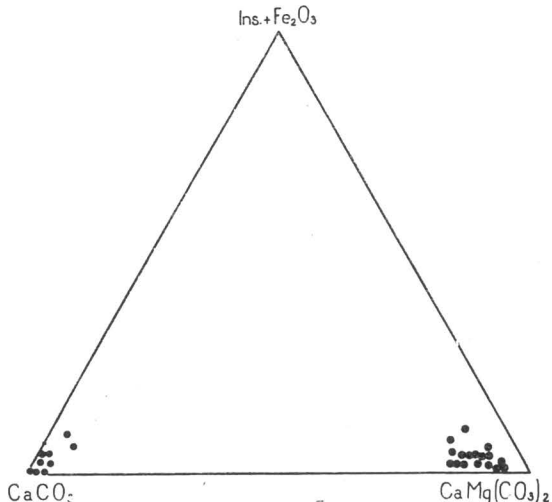


Fig. 3. — Répartition des roches carbonatées triasiques de la région septentrionale.

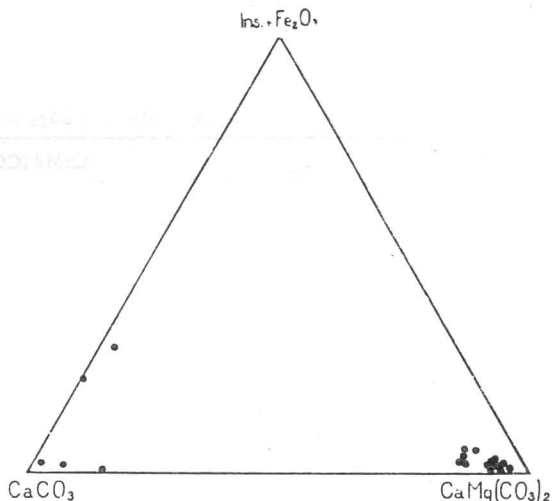


Fig. 4. — Répartition des roches carbonatées triasiques provenant de la région de Lacul Roșu-Hăghimaș.

la composition chimique de la bande entière occupera une position intermédiaire. Cette moyenne ne fournit ainsi qu'une seule image de la composition chimique de toute la masse de roches carbonatées de la bande respective.

Dans le tableau 2 nous donnons, d'après les auteurs cités, les moyennes arithmétiques des analyses concernant les principales bandes de roches carbonatées triasiques.

Ce tableau nous fait voir un chimisme unitaire des ailes Est et Ouest du synclinal de Rarău ; mais si on tient compte des moyennes arithmétiques obtenues, en allant, du Nord vers le Sud, le long du synclinal

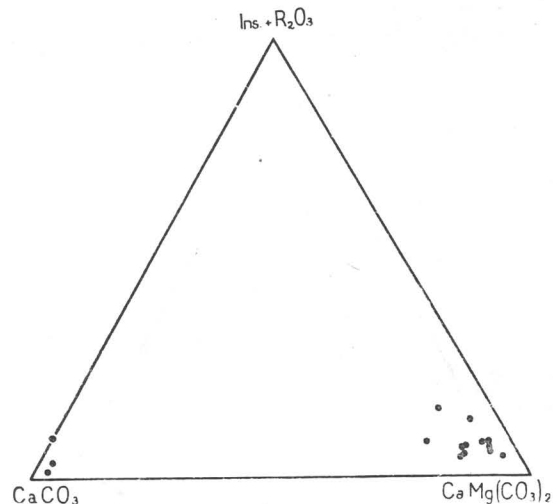


Fig. 5. — Répartition des roches carbonatées triasiques de Valea Seacă-Rarău.

marginal, on constate clairement un enrichissement en dolomie croissant de 29,73 % à Breaza, à 80,64 % à Hăghimaş.

Tableau 2

Roches carbonatées d'âge triasique			
Endroits	CaMg (CO ₃) ₂ %	CaCO ₃ %	Ins. + Fe ₂ O ₃ %
Iacobeni	33,46	64,12	2,24
Breaza	29,73	69,12	1,13
Aile occidentale du synclinal de Rarău	66,66	30,55	2,64
Aile orientale du synclinal de Rarău	66,51	29,34	3,66
Moyenne arithmétique pour la région septentrionale	55,52	41,60	2,58
Aile interne du synclinal de Hăghimaş	80,64	16,98	2,40
Moyenne générale pour les calcaires et dolomies triasiques	68,43	28,98	2,40

On en déduit donc, cette fois encore, qu'il y a des zones dans la distribution des calcaires et des dolomies triasiques des Carpates orientales.

3. Calcaires jurassiques

Pour les roches jurassiques, nous avons utilisé les analyses effectuées dans les laboratoires du Comité Géologique, sur les calcaires constituant la partie plus élevée du massif de Rarău. Ces roches doivent être considérées comme des calcaires de Stramberg appartenant au faciès récifal du Portlandien [4].

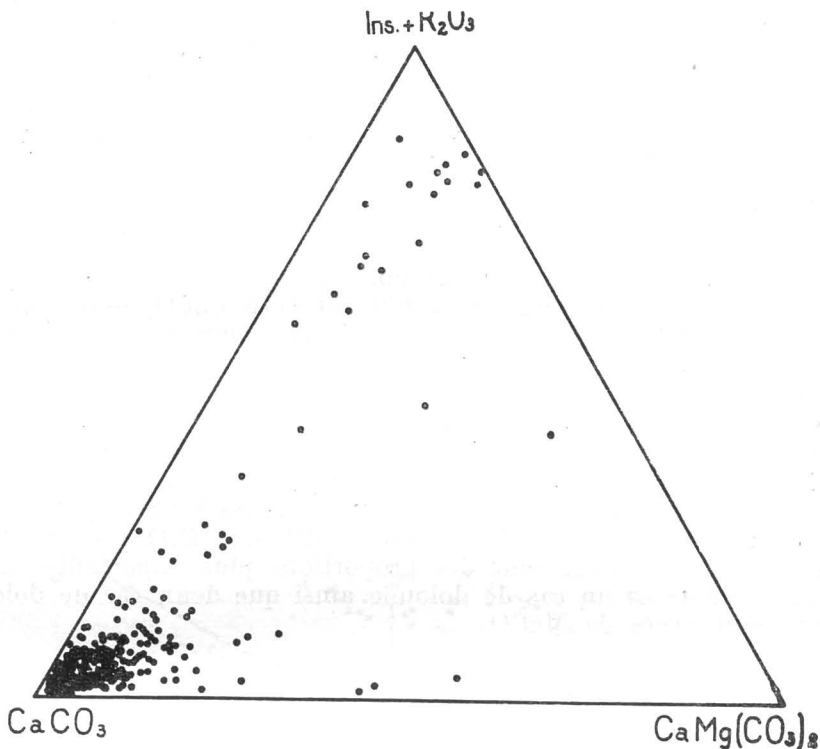


Fig. 6. — Répartition des roches carbonatées jurassiques de Rarău.

En examinant le diagramme de Vichnéakov résultant de 434 analyses, on constate qu'en leur grande majorité les projections s'accablent dans l'angle CaCO₃ du triangle. Il n'y a que peu de cas situés le long des côtés adjacents de cet angle (fig. 6). Les roches correspondent aux cas 14 (calcaire pur); 15 (calcaire à faible proportion de dolomie); 11 (calcaire argileux); 12 (calcaire dolomitico-argileux). A la différence des roches triasiques, dans les roches jurassiques n'apparaissent pas des roches dolomitiques.

Afin de déterminer avec plus de précision le rapport CaCO₃—CaMg(CO₃)₂—Ins. + R₂O₃, nous avons utilisé la région du triangle de pro-

jection comprenant les plus fortes accumulations de points, figurées à une plus grande échelle (fig. 7).

En examinant ce diagramme, on constate que la plus grande fréquence se trouve dans la case 14 des calcaires purs, après une zone allongée vers la case 12. On met encore mieux en évidence cette accumulation en traçant des lignes d'égalité de fréquence, calculées en pourcents du nombre total de cas et rapportées à une surface hexagonale dont l'aire représente 0,015% de la surface totale du triangle. Le calcul a été effectué d'une manière analogue à celle utilisée dans l'analyse structurale pétrologique.

En examinant ces lignes d'égalité de fréquence (fig. 8), on constate que les fréquences dépassant 1% sont limitées à une petite portion du triangle et que les fréquences les plus élevées, dépassant 12%, se trouvent au milieu de la case 14. Cette fréquence maximum correspond à une teneur comprise entre les limites du rapport :

$$(94 \text{ à } 96) \text{ CaCO}_3 : (2 \text{ à } 3,5) \text{ CaMg}(\text{CO}_3)_2 : (0,5 \text{ à } 4) \text{ Ins.} + \text{R}_2\text{O}_3.$$

Les profils à travers ce diagramme à isolignes, tracés parallèlement soit au côté $\text{CaCO}_3\text{—CaMg}(\text{CO}_3)_2$, soit au côté $\text{CaCO}_3\text{—Ins.} + \text{R}_2\text{O}_3$, ou même suivant la bissectrice de l'angle du sommet CaCO_3 , sont des courbes asymétriques de fréquence qui indiquent une distribution log-normale, dans la masse des calcaires, tant des teneurs en dolomie ou en Ins. que des deux pris ensemble.

On constate finalement que les roches jurassiques de la crête du massif de Rarău sont composées, en leur grande majorité, de calcaires purs, et seulement en une faible proportion de roches pouvant contenir jusqu'à quelques pourcents de MgCO_3 ou d'Ins. + R_2O_3 . Ce n'est que par exception qu'apparaissent des proportions plus importantes de ces deux composants et un cas de dolomie, ainsi que deux cas de dolomies avec un petit excès de MgCO_3 .

4. Calcaires crétacés

Pour les roches datant du Crétacé, les auteurs ont utilisé des analyses de roches provenant de la Valea Dămucului, qui appartient au massif de Surduc (gorges du Bicaz), et de Pietrele Albe, endroit de l'intérieur du synclinal du Rarău.

a. *Les calcaires néocomiens* (Valanginien-Hauterivien) de l'embouchure du Dămuc ont été décrits par I. Băncilă, V. C. Papiu et I. Armaş [3] en même temps que d'autres calcaires récifaux urgoniens.

En projetant les analyses de ces auteurs dans le triangle de Vichnéakov, on constate que les roches néocomiennes représentent des passages des calcaires purs vers les calcaires argileux, sans aucune tendance à l'enrichissement en magnésie. Tout à fait par exception apparaît un cas de dolomie (fig. 9 ●).

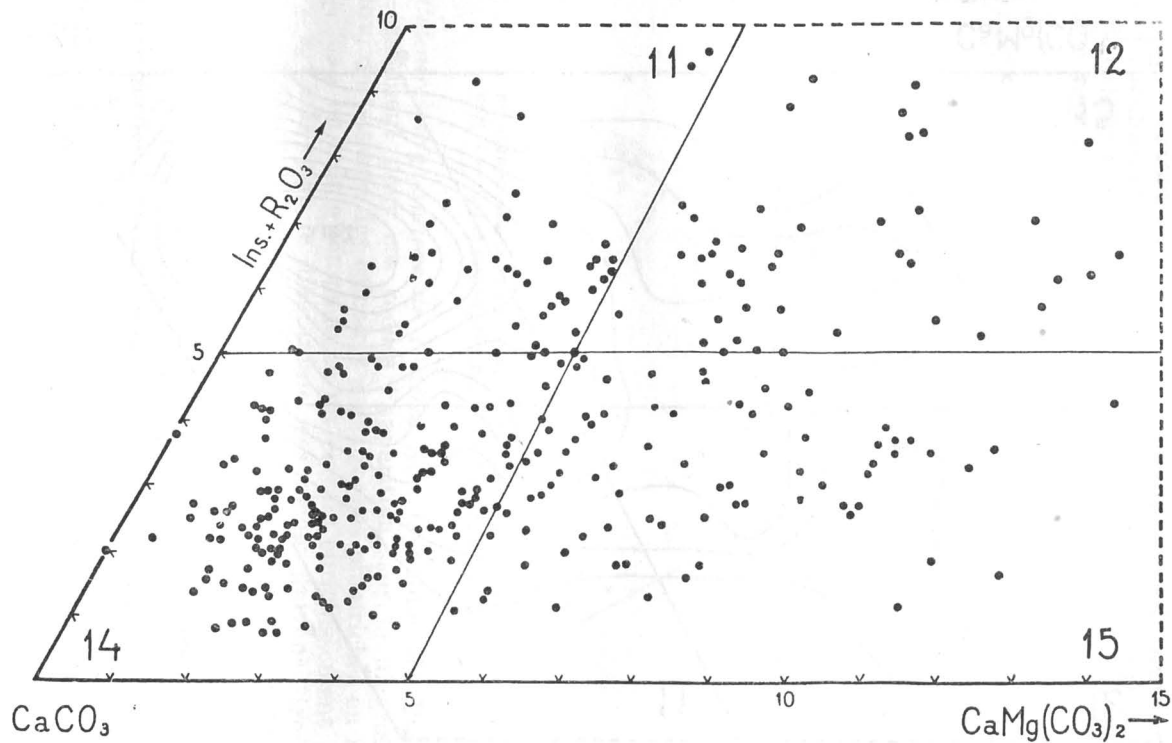


Fig. 7. — Répartition des calcaires jurassiques de Rarău.

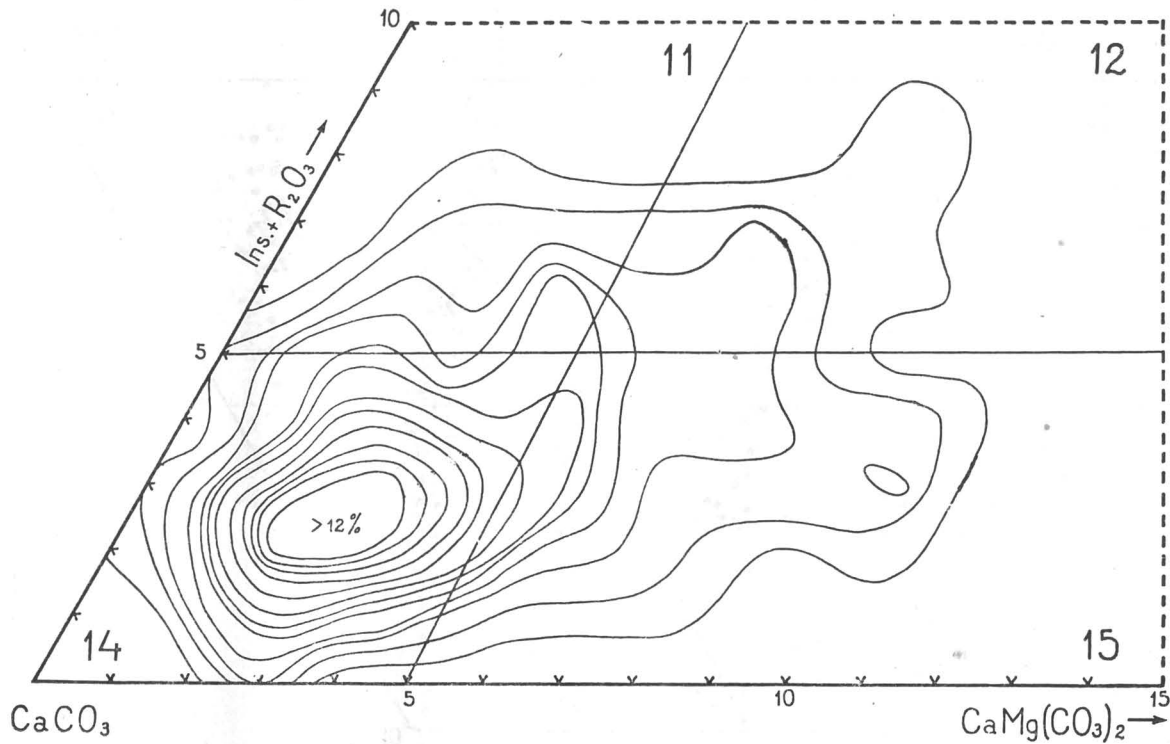


Fig. 8. — Diagramme des lignes d'égale fréquence des calcaires jurassiques de Rarău.

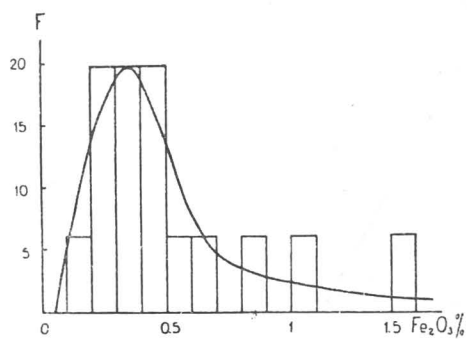


Fig. 10. — Répartition de la teneur en Fe_2O_3 des calcaires cristallins.

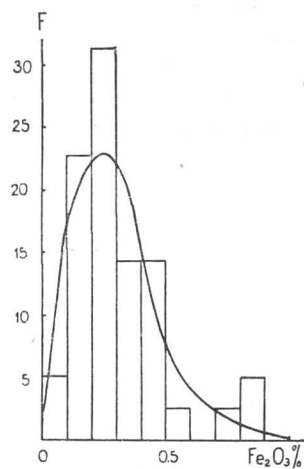


Fig. 11. — Répartition de la teneur en Fe_2O_3 des calcaires triasiques.

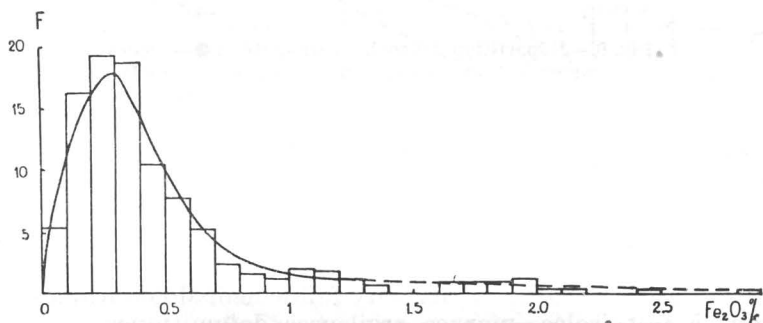


Fig. 12. — Répartition de la teneur en Fe_2O_3 des calcaires jurassiques.

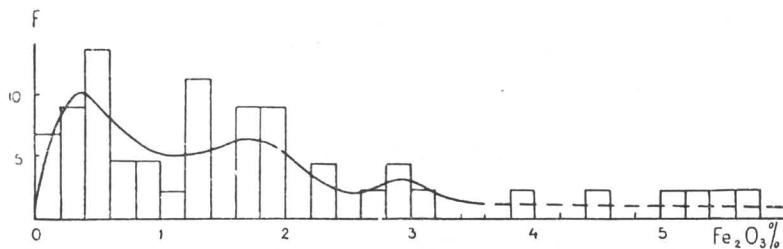


Fig. 13. — Répartition de la teneur en Fe_2O_3 des calcaires crétaçés.

D'après les analyses publiées, on peut calculer les rapports suivants :

Tableau 3
Roches carbonatées d'âge éocène

Endroit	CaCO ₃	CaMg (CO ₃) ₂	Ins. + R ₂ O ₃
Stîncă Tibăului (Cîrlîbaba)	98,9	0,5	0,6
Ru'sseau de Pleța (Cîrlîbaba)	98,5	0,5	1,0
Ruisseau Roșu (Dorna)	87,9	1,8	10,3

Dans le triangle de Vichnéakov les deux premières roches se placent parmi les calcaires purs, la dernière dans la case, 11 car elle contient plus de matières insolubles.

II. RÉPARTITION DU FER DANS LES ROCHES CALCAIRES

Parmi les composants secondaires des calcaires et des dolomies figure aussi le fer. Pour les roches carbonatées cristallines et pour les roches triasiques, M. Savul et ses collaborateurs [7], [8], [9] ont prouvé que sa répartition s'effectue suivant une courbe asymétrique de fréquence, ce qui, selon L. H. Ahrens [1], correspondrait à une distribution log-normale. On a encore démontré statistiquement que, de toutes ces roches, les dolomies contiennent un peu plus de fer que les calcaires.

Dans la figure 10 on a tracé la courbe de fréquence, en pourcents, pour des teneurs en fer, calculées sous forme de Fe₂O₃, dans le cas des calcaires cristallins. Cette courbe est asymétrique, le maximum de fréquence se trouvant dans les parages de la teneur de 0,3—0,4 % de Fe₂O₃, la moyenne arithmétique de la teneur ayant une valeur plus élevée, par suite du prolongement à droite de l'extrémité de la courbe.

La figure 11 concerne la courbe de fréquence dans le cas des calcaires triasiques. On y remarque aussi une asymétrie, avec un maximum de fréquence entre 0,2 et 0,3 % de Fe₂O₃. Les valeurs maxima ne dépassent pas 1 % de Fe₂O₃.

La figure 12 représente la courbe de fréquence dans le cas des calcaires jurassiques de Raiău. Cette fois encore la courbe est asymétrique. Le maximum de fréquence se trouve autour de 0,2—0,3 % de Fe₂O₃, mais la branche de droite est plus longue que dans le cas de la courbe précédente et dépasse 2,5 % de Fe₂O₃.

La figure 13 montre la courbe de fréquence pour les calcaires crétacés. L'allure générale de cette courbe est toujours asymétrique. La branche de droite présente des oscillations du second ordre. Il ressort de l'allure de la courbe que les roches crétacées contiennent beaucoup plus de Fe₂O₃ que toutes les autres roches calcaires plus anciennes. Un premier maximum apparaît aux alentours de 0,4—0,6 % de Fe₂O₃, mais

si les oscillations du second ordre disparaissaient, ce maximum devrait se déplacer vers des teneurs plus élevées, par exemple de 1%.

En conclusion, on reconnaît une distribution qui, en général, a un caractère lognormal; pourtant les teneurs en Fe_2O_3 restent de l'ordre des concentrations de Clark, sans atteindre des faciès à caractère de minéraux.

Pour les calcaires cristallins et triasiques, les limites de la variation du contenu sont plus étroites que pour les roches plus récentes.

Les fréquences les plus élevées s'établissent, pour toutes les roches, à des teneurs voisines, variant entre 0,2 et 0,5% de Fe_2O_3 . Ces maxima de fréquence sont en étroite liaison avec la nature calcaire du sédiment. Les valeurs dépassant 1% de Fe_2O_3 , surtout celles qui donnent naissance, dans les roches crétacées, aux maxima de second ordre, sont dues à d'autres causes, comme par exemple à l'apport des matières provenant du continent, la contribution des courants, etc.

III. VARIATION ZONAIRE ET CHRONOLOGIQUE DE LA TENEUR EN MAGNÉSIE

L'examen comparatif des diagrammes de Vichnéakov relatifs aux dolomies et calcaires rencontrés dans les Carpates orientales montre que les roches prédominantes sont de deux types : A, *type calcaire* ayant son maximum de fréquence dans la case 14 (des calcaires purs), et B, *type dolomie* dont le maximum de fréquence est localisé des deux côtés de la limite séparant les cases 22 (des dolomies pures) et 21 (des dolomies faiblement calcaires). Moins fréquemment apparaissent des transitions, surtout des roches contenant des matières insolubles. Les variations, en direction horizontale sur le triangle de projection, des calcaires purs aux calcaires faiblement dolomitiques, paraissent limitées par des relations cristallogéniques.

Dans le cas des roches calcaires cristallines des Carpates orientales, on rencontre, en proportion variable, tant le type A, que le type B de roches carbonatées. Un même horizon renferme d'habitude des roches des deux types. En tenant compte de la moyenne arithmétique de la composition chimique des divers horizons, on constate l'existence d'une zonalité dans l'espace et dans le temps.

Ces deux types, A et B, apparaissent également dans les roches triasiques. Ils peuvent être rencontrés ensemble, en différentes proportions, dans un même horizon. On remarque des zones surtout en allant du Nord au Sud, les roches triasiques de la Moldavie du Nord contenant une plus forte proportion de calcaires que celles de la région de Lacul Roșu-Hăghimaș. Les moyennes arithmétiques des analyses expriment clairement cette zonalité géochimique.

Les dépôts jurassiques diffèrent des formations plus anciennes par la disparition presque totale du type B à dolomies. Les calcaires purs et les types à chimisme semblable sont fort prédominants. Dans trois cas seulement, sur 434, la roche était formée de dolomies. Donc les dolomies disparaissent avec le passage du Trias au Jurassique.

Les dépôts crétacés sont de même caractérisés par l'absence du type B. Parmi 45 cas, on n'a rencontré qu'un seul cas de dolomie et

cela grâce à un matériel spécialement choisi pour une étude pétrographique, afin de connaître le chimisme d'une formation récifale. Dans les roches calcaires crétacées on constate des enrichissements successifs en matières insolubles, sans qu'il se manifeste en même temps une tendance générale d'enrichissement en magnésie.

Les dépôts éocènes sont constitués par des transitions allant des calcaires purs à des roches contenant, en différentes proportions, du matériel clastique, sans qu'on ait pu reconnaître, par suite du petit nombre d'analyses à notre disposition, la moindre tendance au passage à des roches plus riches en magnésie.

Il ressort clairement de l'exposé ci-dessus qu'il existe d'une part, pour les roches cristallines et triasiques, une répartition zonale dans l'espace, même dans le cas des dépôts synchrones, et qu'on remarque, d'autre part, une baisse brusque de la teneur moyenne en magnésie des dépôts post-triasiques.

La zonalité de la teneur en magnésie a été clairement mise en évidence par A. B. Ronov [5] par ses cartes lithologiques et géochimiques des dépôts carbonatés de la plate-forme russe. On constate que, dans les dépôts paléozoïques, il se produit une augmentation de la teneur en magnésie en allant des zones littorales vers les zones centrales des mers.

N. M. Strakhov [10] a montré, dans son œuvre de synthèse relative aux conditions de formation des dolomies, que ces roches sont polyfaciales. Par suite des conditions de salinité élevée, associée à des réserves alcalines à un pH important, qui existaient dans les mers paléozoïques où l'eau était presque saturée de substance dolomitique, il s'est produit une saturation qui a abouti à la précipitation primaire des dolomies. C'est de cette manière, par sédimentation, que se sont formées les « dolomies stratiformes ». Ces conditions ont pu être réalisées là où un climat aride provoquait une puissante évaporation, tandis que dans les parties littorales, où cette augmentation de salinité n'a pas pu se produire à cause des eaux douces qui affluaient du continent, il ne s'est formé que des calcaires.

La nature primaire et sédimentaire des dolomies stratifiées a été soutenue tant par N. M. Strakhov que par A. B. Ronov, qui voient, dans leur zonalité, l'argument le plus concluant en faveur de cette origine. Si elles étaient secondaires, la répartition en serait irrégulière. A. B. Ronov pense qu'on a beaucoup exagéré l'importance de l'origine secondaire des dolomies. En réalité, les dolomies secondaires n'ont pas une importance régionale.

Cette situation apparaît encore clairement dans les Carpates orientales. A Rusaia (Cîrlibaba) on trouve des calcaires cristallins dont quelques-uns passant à des grès et même à des conglomérats métamorphosés. La présence de ces roches prouve la proximité du littoral où il a pu y avoir un apport d'eau douce du continent, apport qui a conduit à la sédimentation de dépôts dépourvus de dolomie.

En échange, les roches de Barnar sont beaucoup plus riches en magnésie, les dolomies y prédominant. Ce seraient des dépôts formés

dans des régions plus éloignées d'un rivage, sous un climat aride. Ces dolomies seraient du type stratifié.

La même situation zonaire est également mise en évidence dans le cas des roches carbonatées triasiques. La zone méridionale, où prédominent les dolomies, représenterait la partie la plus éloignée du littoral. Ces dolomies seraient aussi du type des dolomies stratifiées. D'ailleurs I. Băncilă [2] a soutenu, se fondant sur d'autres considérations, que les dolomies triasiques des monts Hăghimaș ne représenteraient pas des dépôts récifaux, mais des sédiments stratiformes.

N. M. Strakhov a montré encore qu'une seconde catégorie importante de roches carbonatées est constituée par ce qu'on appelle des « dolomies métasomatiques tachées ». Celles-ci ont une origine qu'il désigne sous le nom de « sédimentation diagénétique ». Elles sont dues à des dépôts calcaires primaires, à teneurs, synchrones et variables, de magnésie. La présence des substances organiques et de l'action bactérienne y ont produit des hétérogénéités physico-chimiques, à E_h et pH variables, ce qui a conduit à des migrations et à des processus métasomatiques au sein de ces dépôts. C'est pourquoi on rencontre des dépôts où des calcaires voisinent avec des lentilles, des taches, des stocks, et avec différentes autres formes irrégulières de roches dolomitiques.

Vue sous cet angle, la zonalité des dolomies, tant de celles des schistes cristallins, que de celles du Trias, doit être plutôt considérée comme une zonalité de dépôts primaires. La zonalité passe des roches calcaires aux dolomies « sédimentaires-diagénétiques » dans les zones où les conditions de salinité, de réserve alcaline, de pH et de E_h représentaient des transitions vers les zones où ces valeurs ont augmenté par suite des conditions d'aridité et du manque d'un afflux d'eau douce. On admet donc pour ces mers une concentration primaire en magnésie, assez voisine de la concentration de saturation. L'absence même d'une faune développée est caractéristique de cette augmentation de salinité.

N. M. Strakhov a montré que lorsque les conditions qui y régnaient changèrent dans les dépôts post-paléozoïques (nous ne citerons que la diminution de la quantité de CO_2 et la diminution des matières dolomitiques dans l'eau des mers), il ne s'est plus produit de dépôt de dolomie même dans les zones arides.

On a même pu passer directement des dépôts des calcaires à des dépôts de gypses et de sels de magnésium. Toutefois, dans les zones dans lesquelles il a pu y avoir un apport de magnésie du continent par l'eau qui affluait ou par des sources sous-marines, il a pu se former, dans les régions arides, des dolomies, soit sous forme « sédimentaire-diagénétique », c'est-à-dire sous forme d'intercalations, soit même en quantités massives ne différant en rien des dolomies stratiformes du Paléozoïque.

Dans les Carpates orientales, entre Trias et Jurassique, on passe brusquement des dépôts riches en dolomie à des calcaires à teneurs très faibles en magnésie. Les conditions d'aridité n'ont plus été capables de produire un dépôt de dolomies par suite de la pénurie en magnésie de ces eaux. Ce n'est que par la voie récifale, même en d'autres conditions climatiques, que des dolomies ont pu naître.

En conclusion, on reconnaît dans les Carpates orientales une variation du contenu magnésien des roches carbonatées. Ces variations sont dues à des changements des conditions, telles que le climat aride, l'accroissement ou la diminution de la salinité, l'augmentation ou la diminution des E_h et pH et surtout la modification de la réserve alcaline, facteurs qui sont, eux aussi, en relation avec la quantité de CO_2 disponible, ainsi qu'avec la modification du régime tectonique du continent qui, d'après les indications de A. B. Ronov, détermine la profondeur de la zone d'adoucissement des eaux marines.

Même lorsque les conditions étaient favorables, les dépôts dolomitiques n'auraient pas pu se former si dans les eaux marines respectives il n'y avait pas eu des quantités satisfaisantes de magnésie. Or, ainsi que l'a montré N. M. Strakhov, à ce point de vue, les eaux marines du Paléozoïque étaient presque saturées de magnésie, tandis que celles du Mésozoïque, ou postérieures, en contenaient beaucoup moins. Ces faits démontrent donc encore un appauvrissement chronologique en magnésie des roches carbonatées, ce qui a été également mis en évidence pour celles des Carpates orientales.

A. P. Vinogradov, A. B. Ronov et V. M. Ratynskii [11], se fondant sur un très grand nombre d'analyses, ont fait ressortir l'existence d'une variation, en fonction de la chronologie et de la teneur moyenne en chaux et magnésie, des roches carbonatées de la plate-forme russe. Ces savants ont exprimé cette dépendance par une courbe ascendante pour la chaux, mais descendante dans le cas de la magnésie, pour montrer la variation du temps absolu écoulé depuis le Protérozoïque jusqu'au Quaternaire (fig. 14). Ces courbes contiennent des oscillations du second ordre au cours des trois étapes géotectoniques : calédonienne, hercynienne et alpine. Au début et à la fin de ces étapes apparaissent des valeurs accrues pour la magnésie, et en leur milieu, des valeurs plus réduites.

Considérant les zonalités du contenu en magnésie par rapport aux dépôts synchrones, qui apparaissent non seulement dans les Carpates orientales mais aussi ailleurs, on en déduit que tant la teneur moyenne en chaux et en magnésie, que leur rapport, ne doivent pas être calculés pour des dépôts locaux, mais pour des régions et des contrées aussi étendues que possible, et en utilisant le plus grand nombre possible d'analyses, ainsi que l'ont fait A. P. Vinogradov et ses collaborateurs pour la plate-forme russe.

Dans leurs travaux antérieurs, M. Savul et ses collaborateurs [8] [9] ont calculé des moyennes arithmétiques en utilisant des analyses connues, de roches carbonatées appartenant aux schistes cristallophylliens et au Trias des Carpates orientales. Bien que le nombre d'analyses connues soit de beaucoup inférieur à celui utilisé pour la plate-forme russe, les valeurs obtenues montrent pourtant qu'elles cadrent très bien avec l'allure de la courbe de A. P. Vinogradov et de ses collaborateurs.

De même, nous avons inscrit toutes les moyennes arithmétiques des analyses, utilisées par le présent travail, dans le diagramme chronologique de A. P. Vinogradov et de ses collaborateurs. Les chiffres utilisés n'ont pas un caractère définitif, puisqu'ils ne proviennent que d'un petit

nombre de dépôts locaux, tout particulièrement pour les roches jurassiques et postérieures, dont quelques-unes sont récifales. C'est pourquoi les places occupées par ces moyennes dans le diagramme chronologique ont plutôt

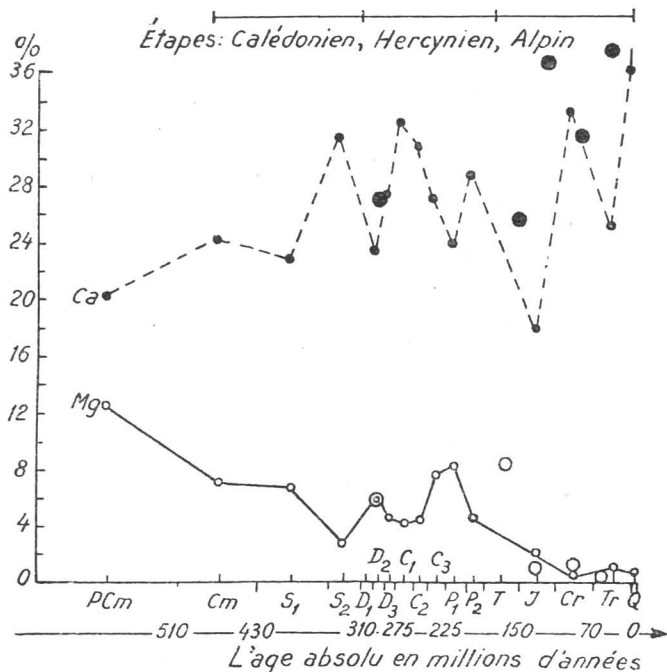


Fig. 14. — Variation chronologique en pourcents des teneurs en Ca et Mg des roches carbonatées de la plate-forme russe, d'après A. P. Vinogradov et ses collaborateurs.

● = teneurs moyennes en chaux des roches carbonatées des Carpates orientales;
○ = teneurs moyennes en magnésium des roches carbonatées des Carpates orientales.

un caractère informateur, en attendant l'extension de l'étude du chimisme des roches carbonatées à de plus vastes régions.

Tableau 4
Teneurs moyennes

Dépôts	CaO %	MgO %	Ca %	Mg %	Ca : Mg
Calcaires et dolomies des schistes cristallophylliens [9]	37,49	10,31	26,79	6,22	4,31
Dépôts triasiques [7], [8]	36,92	15,09	26,39	9,10	2,9
Dépôts jurassiques	51,74	1,22	36,98	0,74	49,9
Dépôts crétacés	44,89	1,93	32,08	1,38	23,2
Dépôts éocènes	53,55	0,19	38,27	0,11	348

Les moyennes arithmétiques, calculées d'après les analyses connues jusqu'à présent et concernant les Carpates orientales, figurent dans le tableau 4.

Il ressort de ces données qu'il y a une augmentation générale de la teneur en chaux et une diminution générale de la teneur en magnésie, depuis les roches carbonatées, recelées par les schistes cristallins jusqu'aux calcaires éocènes, avec les oscillations du second ordre déjà mentionnées. Les projections de ces valeurs moyennes sont inscrites dans le diagramme chronologique de la figure 14.

BIBLIOGRAPHIE

1. AHRENS L. H., *The lognormal distribution of Th elements 1 (A fundamental law of Geochemistry)*. *Geochem. a. Cosmochem. Acta, Journ. of the Geochem. Soc.*, 1954, 5, 49—73; 6, 121—131.
2. BĂNCILĂ I., *Étude géologique dans les monts Hăghimaş-Ciuc (Carpates orientales)*. *An. Inst. Geol. Rom.*, 1941, 21.
3. BĂNCILĂ I., CORVIN PAPIU V., ARMAS I., *Reciful neocomian de la Gura Dămucului*. *Biblioteca de geologie și paleontologie, Ed. Acad. R.P.R.*, 1957.
4. ILIE D. MIRCEA, *Cercetări geologice în regiunea Rarău-Cîmpulungul Moldovei-Pirtul Cailor*. *Anuarul Comit. geol.*, 1957, 30, 150.
5. РОНОВ А. Б., *Химический состав и условия образования палеозойских карбонатных толщ Российской платформы (по данным литологогеохимических карт)*. *Тр. Геол. Инст. АН СССР*, 1956, 236—243.
6. РУХИН Л. В., *Основы литологии*. Гостоптехиздат, Ленинград-Москва, 1953.
7. SAVUL M., BOTEZ C., *Cercetări geochimice asupra calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. I. Calcarele și dolomitele triasice din zona cristalino-mesozoică din reg. Suceava*. *St. și cerc. șt. Iași*, 1955, 6, 1—2, 251.
8. SAVUL M., ABABI V., JEANRENAUD P., *Cercetări geochimice asupra calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. II. Calcarele și dolomitele triasice din zona cristalino-mesozoică a munților Hăghimaş*. *St. și cerc. șt. Iași*, 1955, 6, 3—4, 123.
9. SAVUL M., MOVILEANU A., *Cercetări geochimice asupra calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. III. Calcarele și dolomitele cristaline din cuprinsul cristalinelui Bistriței*. *St. și cerc. șt. Iași*, 1955, 6, 3—4, 190.
10. СТРАХОВ Н. М., *Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород*. *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1958, 6, 3—22.
11. ВИНОГРАДОВ А. П., РОНОВ А. Б., КАТЫНСКИЙ В. М., *Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы*. *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1952, 1, 33—50.

LA DÉPRESSION INTRAMONTANE DE LOVIȘTEA ET LA CRÊTE DU HORST DE COZIA *

PAR

ȘT. GHIKA-BUDEȘTI

MEMBRE CORRESPONDANT DE L'ACADÉMIE
DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

Dès avant 1900 les géomorphologues et les géologues des Carpates méridionales avaient remarqué que le profil caractéristique du versant méridional des monts de Făgăraș accuse — outre la crête le long de laquelle s'alignent les sommets de Ciortea, de Negoiu et de Moldoveanu — du côté de la bordure méridionale, encore une crête présentant les sommets de Cozia, de Frunțile et de Ghițu, et une pente presque uniforme reliant la crête au pied du précipice qui constitue la limite N de la crête méridionale. Entre ces deux crêtes se trouve enserrée une large dépression dont fait partie le bassin de Brezoi-Titești, vers l'E; Em. de Martonne (1907) l'a dénommée Dépression centrale des monts de Făgăraș.

On ne disposait pas encore, à cette époque, d'observations d'ordre tectonique ou lithologique pour expliquer l'origine de cette dépression. Cependant, une série d'observations avaient été faites par les géologues : les sédiments crétacés supérieurs et nummulitiques des bassins de Brezoi et de Titești avaient été marqués sur les cartes de Primics, de Sabba Ștefănescu et de Redlich; la bande de gneiss de Cozia avait été étudiée par M. Reinhard (1904), de Narăt jusqu'à Ghițu.

En 1908, I. P. Voitești mentionnait que « dans les prés du Vilsan, les marnes feuilletées noires, accompagnées de couches de grès nummulitiques, occupent une dépression limitée par des lignes de rupture; on les retrouve plus loin vers l'E et peut-être qu'avec le temps on pourra trouver leur jonction avec le bassin de Titești, le long de la bordure N du gneiss

* Cette étude a été publiée dans « Studii și cercetări de geologie, Acad. R. P. R », 1958, 3, 1-2.

de Cozia ». Une note au bas de la page ajoutait que cette opinion était fondée sur une communication verbale de L. Mrazec et sur les recherches entreprises en commun par Reinhard et Voitești.

En 1908 le problème était à peu près résolu, mais les levés géologiques furent interrompus dans la région. En 1911 Voitești représentait le bassin de Titești avec une limite arrondie vers l'E, et les dépôts des plaines du Vilsan finissant en forme de coin vers l'W.

En 1934, à l'occasion de recherches entreprises avec N. Gherasi et D. Giușcă, nous avons découvert les schistes dysodites dans la vallée du Topolog. Dans la communication faite en 1935 nous avons proposé le nom de dépression de Loviștea pour le bassin sédimentaire intracristallin qui s'étend de Brezoi aux plaines du Vilsan.

A cette extrémité orientale de la dépression de Loviștea les formations tertiaires ont été réexaminées en 1937 par G. Murgeanu. Nos recherches personnelles ont continué pendant de longues années. Ce n'est qu'en 1939 que nous avons pu séparer les conglomérats burdigaliens de ceux de l'Eocène. V. Dragoș a repris, en 1945—1950, les levés géologiques dans le Paléogène du flanc S du sommet de Cozia, tandis que dans la dépression de Loviștea les recherches de détail restèrent incomplètes par suite du manque de cartes à l'échelle du 1 : 20 000.

Le prolongement de la dépression de Loviștea vers l'E, jusqu'à la dépression de Cimpulung, a préoccupé surtout G. Murgeanu (1951).

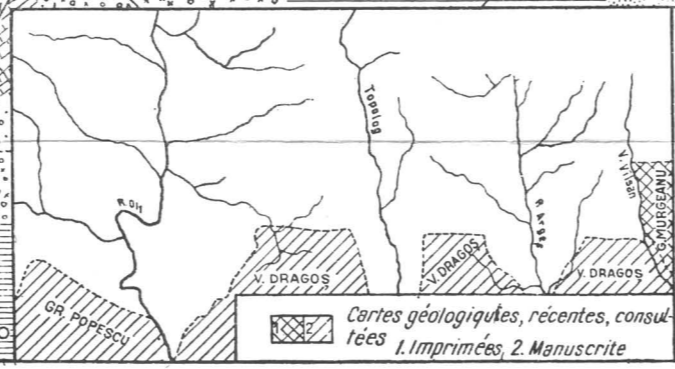
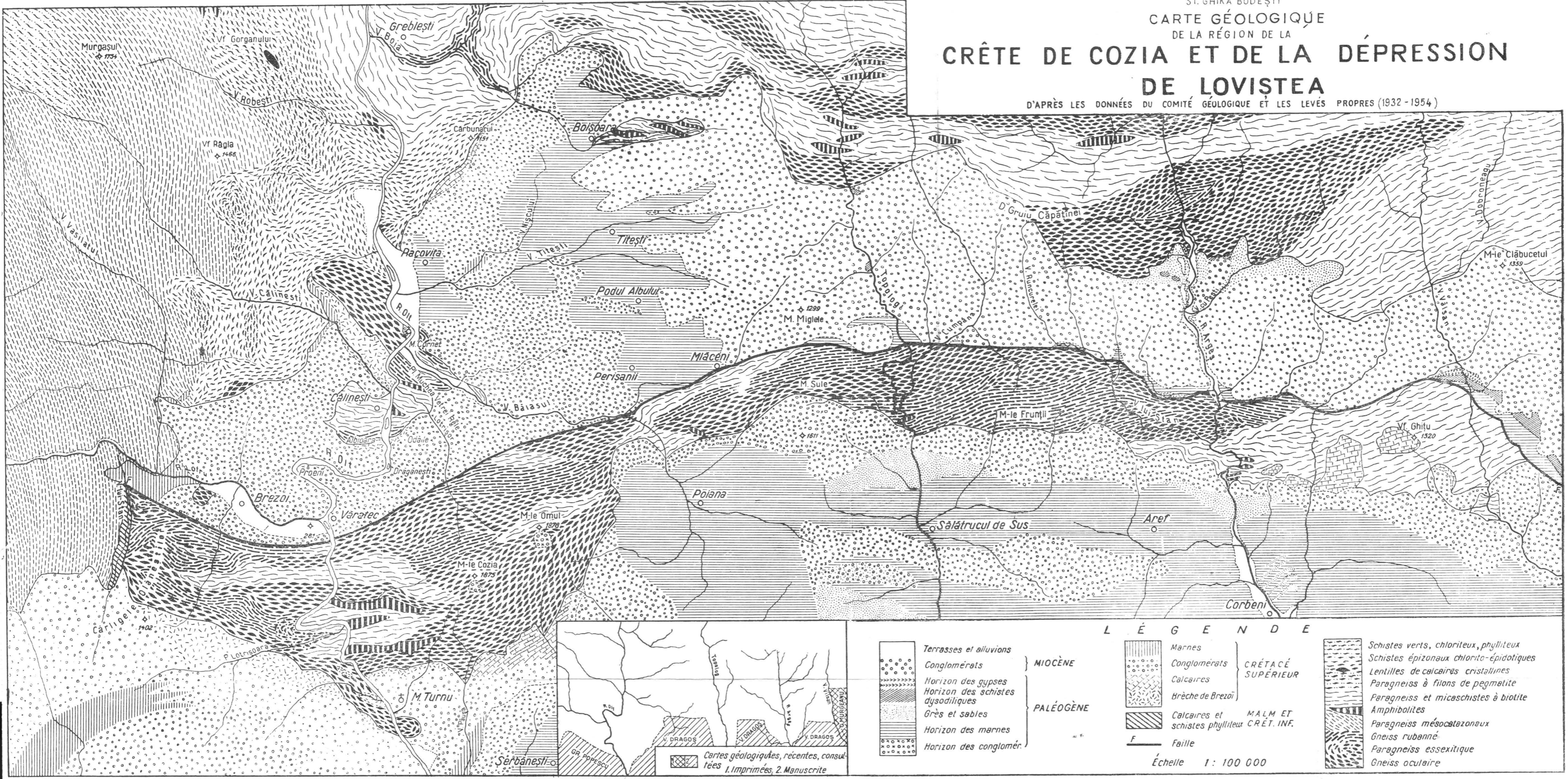
L'individualité morphologique de la dépression de Loviștea est remarquable et, après avoir traversé le défilé de l'Olt, les voyageurs arrivant par train de Călimănești l'aperçoivent, en découvrant, aux bouches du Lotru, la perspective du bassin de Brezoi, tout comme les excursionnistes qui, passant par les gorges de l'Argeș, arrivent à l'entrée amont du tunnel de Vidraru, dans la clairière sise à l'entrée de la vallée dite Valea Lupului. Le paysage offre le même intérêt morphologique pour ceux qui ont traversé à pied les gorges du Topolog et sont arrivés à la clairière dite Poiana Rotunzii, de même que pour ceux qui, ayant escaladé les gorges du Vilsan, arrivent aux prés du Vilsan.

Le panorama le plus étendu de cette dépression est découvert du haut du sommet de Cozia ou de celui de Vidraru : tout d'abord un précipice d'environ 800 m de profondeur et puis une contrepente boisée qui s'élève petit à petit et culmine à Ciortea, à Negoii et à Moldoveanu.

Dans ce qui suit nous allons décrire la géologie de la région, en commençant par examiner tour à tour, de l'E à l'W, les profils transversaux N—S, découpés par le Vilsan, l'Argeș et le Topolog dans les sédiments de la dépression de Loviștea, et nous les comparerons avec ceux relevés dans les dépôts de même âge, transgressifs sur le flanc S de la crête de Cozia. Puis nous décrirons aussi la colonne lithologique du bassin de Titești et du bassin de Brezoi, ainsi que les dépôts des versants de la vallée de l'Olt, analysant de cette manière les éléments stratigraphiques qui vont nous permettre d'examiner, en conclusion, l'évolution structurale de la Loviștea.

ST. GHICA BUDEȘTI
 CARTE GÉOLOGIQUE
 DE LA RÉGION DE LA
**CRÊTE DE COZIA ET DE LA DÉPRESSION
 DE LOVISTEA**

D'APRÈS LES DONNÉES DU COMITÉ GÉOLOGIQUE ET LES LEVÉS PROPRES (1932 - 1954)



L É G E N D E

<ul style="list-style-type: none"> Terrasses et alluvions Conglomérats Horizon des gypses Horizon des schistes dysodiques Grès et sables Horizon des marnes Horizon des conglomérats 	<p>MIOCÈNE</p> <p>PALÉOGÈNE</p>	<ul style="list-style-type: none"> Marnes Conglomérats Calcaires Brèche de Brezoi Calcaires et schistes phylliteux Faille 	<p>CRÉTACÉ SUPÉRIEUR</p> <p>MALM ET CRÉT. INF.</p>	<ul style="list-style-type: none"> Schistes verts, chloriteux, phylliteux Schistes épizonaux chlorito-épidotiques Lentilles de calcaires cristallines Paragneiss à filons de pegmatite Paragneiss et micaschistes à biotite Amphibolites Paragneiss mésocatazonaux Gneiss rubané Paragneiss essexitique Gneiss oculaire
--	---------------------------------	---	--	---

Échelle 1 : 100 000

Fig. 1

DESCRIPTION DES PROFILS

Vallée du Vîlsan

G. Murgeanu (1938) a systématisé la succession lithologique stratigraphique des formations tertiaires de la vallée du Vîlsan et de la vallée dite Valea Doamnei, mais sans souligner dans le texte les différences entre la succession relevée au Nord de l'axe de la formation cristallophyllienne et celle rencontrée au S de celui-ci; sur le profil figurant dans la planche annexe, on suit parfaitement les variations d'épaisseur des paquets éocènes, et les différences lithologiques dans la succession des couches superposées. Ce profil va nous servir comme repère pour la comparaison avec les successions se trouvant plus à l'E et au N.

L'horizon des conglomérats (Eocène inférieur) ne s'est déposé sur la formation cristallophyllienne que sur le flanc méridional du gneiss de Cozia; ces roches sont très dures et sont parfois cimentées par du calcaire. Leurs éléments constitutifs — gneiss oculaires, amphibolites, paragneiss et calcaires blancs — ne proviennent pas de toute la crête du Făgăraș, mais seulement du sommet de Cozia. A cette extrémité de la bande de gneiss de Cozia, l'épaisseur de l'horizon atteint 700 m.

L'horizon des marnes suit en concordance. Il a été divisé en :
— marnes inférieures, parfois sablonneuses, ou argileuses, qui renferment de nombreuses intercalations de grès tendres et en plaques, rappelant l'Eocène interne, à faciès de Șotrile; elles contiennent des argiles feuilletées, bitumineuses, et des silex ménilitiques;

— grès de Corbi, qui sont intercalés dans les marnes; ils sont bien développés dans la vallée du Vîlsan et leur épaisseur est variable;

— marnes supérieures, ressemblant aux marnes inférieures;

— horizon des schistes ménilitiques, faciès lithologique monotone, assez bien connu dans les Carpates méridionales où les schistes dysodiliques l'emportent sur les argiles noirâtres intercalées.

Cette succession peut être poursuivie dans tout son développement, en aval de la limite de la formation cristallophyllienne, avec pendage monoclinale vers le S, sur une distance de plus de 10 km, jusqu'à la limite des conglomérats miocènes.

Sur le flanc N de la formation cristallophyllienne, où les sédiments paléogènes peuvent être suivis sur 1 km, les conglomérats sont beaucoup plus minces et ils suivent directement les schistes dysodiles qui sont recouverts par des marnes gypsifères, avec un pendage vers le N. Les conglomérats miocènes, discordants, recouvrent le Paléogène, venant en contact tantôt avec les marnes, tantôt avec les gypses, tantôt avec les ménilites. Dans les affleurements, les blocs sont faiblement cimentés, les pentes sont recouvertes d'éboulis et de cailloutis, ce qui permet de comprendre pourquoi ces formations ont été confondues avec des alluvions et des éboulis récents et n'ont pas été distingués sur les cartes. Ce n'est que dans les affleurements inaltérés, que le caractère lithologique, de conglomérats bien cimentés, est évident. Ils s'étendent sur trois km jusqu'à l'embouchure du Dobroneag.

Ce profil, de la vallée du Vilsan, a été de nouveau décrit ici, étant donné que, suivant les études de G. Murgeanu (1938), il peut servir de référence stratigraphique de premier ordre.

V. Dragoș a réambulé ce Paléogène; la succession lithologique paraît être bien élucidée. L'attribution des couches dysodiles à l'Oligocène et des gypses à l'Aquitaniens reste discutable, comme partout où se posent des problèmes stratigraphiques concernant le passage du Paléogène au Miocène.

Vallée de l'Argeș

Pour ce profil, nous avons effectué nous-mêmes des levés, tant sur le flanc méridional des crêtes de Măgura, de Brebu, de Pleașa-Căpățineni (où l'établissement des cartes au 1 : 20 000 est dû à V. Dragoș) que, tout particulièrement, dans la dépression de Loviștea, où tous les affleurements ont été « pourchassés » de 1935 à 1954. C'est surtout après les périodes de crues catastrophales qu'ont été mises en évidence, par suite des effets d'érosion dus aux torrents, tantôt l'une des formations, tantôt l'autre; ces affleurements ont été recouverts au cours des années suivantes, par des alluvions et ensuite par la végétation.

Ces mises à nu ont été portées sur une carte topographique à 1 : 10 000, coordonnée d'après des plans d'aménagement forestier. Cette carte a quelques défauts, mais elle est cependant beaucoup plus fidèle que la carte au 100 000^e. La carte annexée comprend toutes les modifications essentielles, confirmées aussi par un levé aérophotographique du lit majeur de l'Argeș.

La succession lithologique en aval des gorges de l'Argeș diffère peu de celle de la vallée du Vilsan, mais avec des variations dans l'épaisseur des différents horizons.

Directement sur la formation cristallophyllienne reposent des calcaires et des grès calcaires qui ne forment pas un horizon continu. C'est une suite de blocs et de récifs, dont le contour a été suivi par V. Dragoș sur toute la longueur de la crête, de la vallée de l'Olt à la vallée du Vilsan. Leur âge n'a pas été précisé, mais il est probablement le même que celui des blocs de calcaires récifaux des conglomérats de Brezoi, dont K. Redlich a décrit des fossiles appartenant au Crétacé supérieur.

L'horizon de conglomérats proprement dit, qui constitue la base de la transgression, n'a qu'une épaisseur de 30 à 40 m et il est suivi d'une série d'environ 200 m de grès à intercalations marneuses; puis les intercalations de marnes deviennent de plus en plus épaisses; après des marnes argileuses rouges, on passe à une succession de marnes d'une épaisseur considérable (2 000 m). Vers sa partie supérieure, apparaît une série d'intercalations gréseuses de 5 à 15 m d'épaisseur. Ces grès sont assez tendres et ressemblent, en tant que faciès, au grès de Corbi, tel qu'il apparaît surtout à l'W de l'Argeș.

L'horizon des schistes dysodiles apparaît sur la rive gauche de l'Argeș, à Bucșenești; son faciès n'est pourtant pas le faciès classique, puisque nous

trouvons plutôt des argiles feuilletées noires. D'autres affleurements ont été identifiés sur la rive droite, parmi les nombreux paquets de schistes dysodiles éboulés.

L'horizon des gypses suit, en superposition, très épais et constitué de marnes à intercalations, épaisses et répétées, de grès gypsifères.

Les conglomérats miocènes (burdigaliens) discordants, suivent au-dessus de ce Paléogène.

En amont des gorges de l'Argeș, dans la dépression de Loviștea, la succession des horizons, qui peut être suivie sur le flanc S de la dépression, est la suivante : la Brèche de Brezoi dans la vallée dite Valea Călugăriței, des affleurements de marnes à intercalations de grès (nummulitiques ?) qui ont été observés au débouché de la Valea Călugăriței. Ils sont recouverts aujourd'hui par les graviers du cône de déjection de la Călugărița ou par la végétation ; on a pu y mesurer des pendages de 70°N.

On voit également certains affleurements sur le versant droit, plus éloignés du lit torrentiel de la vallée dite Valea Lupului. Dans la haute plaine de la Călugărița on a pu mesurer en 1947, dans les marnes éocènes, plusieurs directions avec un pendage de 40° vers le N. Dans un puits creusé au Sud de la Valea Vidrarului on a trouvé, en 1943, des grès à petits nummulites. Sur le flanc méridional de la dépression de Loviștea, dans la vallée de l'Argeș, on n'a pas trouvé d'affleurements de dysodiles. Par contre, en 1943, dans les alluvions de la Valea Lupului, en aval du débouché du ruisseau dit Pîriul Lupoacei, on a trouvé un bloc de gypse ; d'autre part, dans un puits exécuté à la limite Sud des conglomérats miocènes (versant gauche de l'Argeș), on a rencontré, à 12 m, des marnes gypsifères.

La limite discordante des conglomérats miocènes peut être tracée à la limite de la forêt. Ces conglomérats occupent la plus grande partie de la surface du bassin où ils n'affleurent que sur les pentes très abruptes. Dans les affleurements, ils n'ont pas été trouvés inaltérés ; ils étaient très bien cimentés dans le sondage pratiqué à l'embouchure du ruisseau dit Pîriul Simianului, où ils ont été traversés sur 160 m. Sur les pentes abruptes ils sont recouverts de graviers et de blocs dans lesquels on reconnaît moins d'éléments de gneiss oculaires que les variétés d'amphibolites et de quartzites connues sur la crête du Făgăraș.

Sur le flanc septentrional de la dépression, dans la Valea Argeșului, on peut suivre la superposition des formations lithologiques suivantes :

À la base, sur les gneiss oculaires de la Valea Rea, des conglomérats arkosiens menus affleurent bien dans la vallée de Piscicelul Mare. Ils sont recouverts par un paquet de grès ; les marnes n'apparaissent pas sur ce flanc. Des argiles feuilletées, presque dysodiles, se trouvent sur les deux rives du ruisseau dit Pîriul Zimbrului et forment une bande étroite à la base des conglomérats miocènes. Ceux-ci sont en général transgressifs au-dessus de la série gréseuse et sablonneuse qui affleure en de nombreux points isolés, dont le plus accessible se trouve sur la rive gauche de l'Argeș, sous la crête du Bobildău à hauteur de l'embouchure de la Valea Glodului, dans le talus même de la voie ferrée fores-

tière. Ces sables ont été remarqués depuis longtemps et figurent sur la carte des monts Făgăraș — établie par M. Reinhard (1909) — comme sables quaternaires. Étudiés dans leur ensemble, on constate qu'ils font partie d'un niveau de sables et de grès, parfois bien cimentés, ressemblant, comme aspect, au grès de Corbi. Dans la Valea cu Pești, en aval de sa jonction avec la Valea Scocului et avec la Valea Glodului, les affleurements sont nombreux. Dans la Valea Glodului apparaissent encore, sous la forme de paquets ayant glissé sur les grès, des schistes argileux feuilletés noirs, à aspect de dysodiles.

Il en résulte que sur ce flanc de la dépression, le Paléogène est représenté par des dépôts lithologiques de faible profondeur, dont la superposition est loin d'être évidente; il apparaît même possible que leur dépôt, sur la rive des roches cristallophylliennes, ait pu être simultané, les faciès avançant latéralement. Le Miocène des conglomérats comble l'axe de la dépression sans qu'une discordance soit visible.

Nous devons mentionner maintenant les affleurements de la vallée de Stan, affluent de la rive droite de l'Argeș, dans lequel il se jette, au milieu du défilé, après avoir traversé, par une série de cascades, la zone des gneiss oculaires. Au N de la limite du gneiss s'ouvre une clairière; sur le fond de la vallée de la Strîmba, qui décrit des méandres avant d'aboutir dans la vallée de Stan, apparaissent des marnes grises (éocènes). En amont de la vallée de Stan, la Strîmba coule, dans un lit d'alluvions, sur des blocs arrondis provenant de conglomérats miocènes, sur lesquels a poussé une forêt de hêtres centenaires.

La vallée dite Valea Runcurelei a creusé dans les marnes les quelques sinuosités de son cours, impétueux par temps pluvieux, tandis que ses sources sont des ruisseaux ayant découpé leur lit dans les conglomérats. Sous le Grujul Căpățîinii on distingue difficilement la limite à partir de laquelle les blocs de conglomérats sont cimentés dans le sable et qui les sépare de la portion où se sont accumulées de grosses pierres provenant des micaschistes de la formation cristallophyllienne de la base.

Sur le haut chemin de la Runcurea (Plaiul Runcurelei), qui sépare le bassin de l'Argeș de celui du Topolog, la limite du conglomérat miocène est difficile à identifier sur la formation cristallophyllienne; nous l'avons tracée là où les formes arrondies des blocs roulés démontrent qu'ils proviennent de conglomérats, tandis qu'en amont les blocs anguleux résultent de l'altération du soubassement de formation cristallophyllienne.

La vallée du Topolog

A partir de sa confluence avec le Topologel, le Topolog continue de parcourir des schistes cristallins à lentilles de gneiss oculaire; ceux-ci deviennent de véritables granits de Cumpăna, tout particulièrement dans les affleurements du ruisseau dit Piriul Iedului. Mais à partir de la vallée dite Valea Rudei ils sont recouverts de blocs arrondis, dus à l'altération des conglomérats miocènes. C'est encore là qu'on trouve aussi des paquets de dysodiles dont l'apparition de sous les conglomérats, et des graviers

qui en proviennent, varie suivant le régime des pluies et des torrents. Les pendages de ces paquets de dysodiles sont discordants, de sorte qu'il est probable qu'ils s'y sont éboulés. Là le conglomérat miocène dépasse le bord du Paléogène.

En aval, jusqu'à la vallée dite Valea Cerbului, aucun affleurement n'apparaît, mais les conglomérats miocènes sont trahis par l'apparition de blocs arrondis de gneiss blanc et de quartzites, dans une masse de sable désagrégé.

Plus en aval, au détour d'un méandre, une pluie torrentielle a mis à nu en 1943 un paquet de dysodiles, à la base d'un talus de conglomérats miocènes.

Dans la clairière dite Poiana Rotunjei, en amont de l'entrée dans les gorges, sous les alluvions du lit majeur du Topolog, nous avons pu identifier des affleurements de marnes avec un pendage de 15 à 25° au N. Dans le ruisseau qui sourd du ravin de Mlăceni, les marnes éocènes apparaissent sous la forme de paquets ayant glissé les uns par-dessus les autres dans la partie située à la base du versant, tandis qu'à la partie supérieure, la forêt et les pâturages recouvrent des conglomérats éocènes, mis en évidence par l'apparition de blocs arrondis et isolés qui constituent un véritable musée pétrographique de schistes cristallins de la zone du sommet du Făgăraș.

Dans l'affluent de gauche, la vallée dite Valea Ursului, nous n'avons jamais remarqué des affleurements de marnes, de grès ou de conglomérats.

Dans l'affluent de droite, dit Piscel, qui se jette dans le Topolog après avoir parcouru le gneiss oculaire, apparaissent, dans la partie amont, des affleurements de grès bien cimentés et, à la limite de la formation cristallophyllienne, des marnes feuilletées, avec un pendage vers le N, et des paquets de schistes argileux noirs.

Dans la vallée de la Cumpăna, affluent de gauche du Topolog, la limite du flanc N de la dépression de Loviștea apparaît au point où la Cumpăna rencontre le ruisseau dit Piriul Curmăturii. Là le gneiss apparaît à la base du conglomérat à ciment de grès. En aval, la vallée de la Cumpăna n'érode aucun affleurement de roches sédimentaires, par contre son affluent, la vallée de Carpenii Mari, nous a révélé une zone de marnes éocènes à la lisière du gneiss.

En aval des gorges du Topolog, nous avons examiné en 1943 les sédiments paléogènes. Le grès est transgressif directement sur la formation cristallophyllienne et a parfois à sa base — par exemple dans la vallée dite Valea Varului Adînc — des conglomérats à gros blocs et des éboulis de pente paléogènes, bien consolidés. Les grès durs constituent une série monoclinale sur laquelle s'installent les prairies bordant le village de Sălătrucul de Sus. Ils sont suivis par des marnes à faibles intercalations de grès, surtout à hauteur de l'emplacement du village de Sălătrucul de Sus. En aval apparaît une intercalation de conglomérats grossiers; c'est dans ceux-ci que sont découpées les gorges qui séparent Sălătrucul de Sus de Sălătrucul de Jos. Puis suivent encore des marnes à intercalations de grès. Bien plus en aval apparaissent des grès fins, plus

faiblement consolidés, qui représentent l'équivalent du grès de Corbi. Plus en aval encore, nous avons cherché, mais sans résultat, les gypses signalés jadis par H. Grozescu (1917), qui devraient se trouver normalement à la base des conglomérats miocènes.

Bassin de Titești

Afin de coordonner et de revoir toutes les données provenant des recherches de nos devanciers dans ce bassin, qui occupe la rive gauche de l'Olt, une nouvelle carte serait nécessaire, qu'on ne peut encore dresser, faute d'une base topographique correcte. Les observations communiquées ici se limiteront à quelques faits, nécessaires pour augmenter et amender par endroits les données fournies par les publications, et pour stimuler l'intérêt de ceux qui reprendront l'étude de ce bassin.

Sur la carte à 1 : 100 000, ci-jointe, les limites tracées résultent de nombreux itinéraires, répétés à différentes époques et complétés durant des années.

On sait, depuis Sabba Ștefănescu, que le bassin de Titești comprend deux horizons de formations éocènes : les conglomérats de base et les marnes qui les recouvrent. L'hypothèse émise par I. P. Voitești en 1911, suivant laquelle les marnes constitueraient l'horizon inférieur, ne résiste pas à une observation attentive, et, dès 1917 (dans la discussion de la communication de H. Grozescu concernant le Topolog), elle fut abandonnée par Voitești lui-même. Les hésitations, qui ont pourtant persisté, s'expliquent par l'apparition de lentilles de conglomérats, intercalées dans le niveau des marnes ; mentionnons encore que, directement sur les marnes éocènes, apparaît encore une série de conglomérats. Ce n'est qu'en 1939 que nous avons pu les distinguer des conglomérats éocènes et les attribuer au Miocène (Burdigalien).

À la lisière septentrionale, au pic de Cărbunarii, on observe, déposée sur la formation cristallophyllienne, une succession de formations sédimentaires psammitiques, à bancs calcaires. Ces calcaires ont révélé au microscope quelques Rosalines qui n'ont pu être déterminées spécifiquement. Leur présence plaide pour l'attribution au Sénonien de la base de la transgression des conglomérats.

Au N de Boșoara les marnes recouvrent les conglomérats de base, dans lesquels apparaissent, interstratifiés, quelques bancs calcaires, presque oolithiques. Il n'est pas impossible qu'une partie de ces dépôts appartiennent au Sénonien, comme le soutenait K. Redlich en se fondant sur ses observations, faites il y a plus de cinquante ans.

Sur la route de Greblești à Titești des conglomérats très fortement cimentés reposent directement sur la formation cristallophyllienne ; ils contiennent de nombreux gros blocs calcaire ; la faune qu'ils recèlent n'a pas été étudiée.

En venant de Cornet et en quittant le bac sur la plage d'alluvions située à l'extrémité du cône de déjection de la vallée de Titești, on rencontre des affleurements de marnes à la base de la pente sur laquelle

sont disséminées les maisons du hameau de Bradul. Si l'on chemine le long de la vallée de Titești, on trouve des conglomérats qui surgissent de sous les marnes, et s'y replongent vers Bratovești. Dans la zone de ces conglomérats, la vallée du Nișcov fait apparaître des marnes noires qu'ils recouvrent, mais qui sont sénoniennes et ressemblent à celles de la vallée de Călinești, à celles du ruisseau de Știubei et de la vallée du Gușter, et forment une simple boutonnière anticlinale.

Vers l'E de Bratovești, dans les vallées dites Valea Barbului et Valea Tărurei, les marnes argileuses grises (éocènes) peuvent être poursuivies très loin en amont de Titești. Elles recèlent des bancs de grès plus ou moins sablonneux, comme ceux des Gropile Vulpilor, d'où provient la faune décrite par Voitești. La présence des nummulites dans les marnes est mentionnée par Redlich.

Bien en amont de Titești, dans les affluents de droite du ruisseau dit Piriul Tărurei, on rencontre les affleurements de quelques bancs de fin grès blanchâtre, du type du grès de Corbi.

Dans la zone des sources des vallées de Barbu, de la Tărura et de Bîrzava, leurs lits sont pleins de cailloux et de blocs arrondis provenant de l'érosion du conglomérat miocène qui recouvre les marnes et constitue toute la crête des Mîgle.

Les rapports des conglomérats miocènes de la crête dite Plaiul Mîglelor, avec les formations paléogènes sur lesquelles ils transgressent, sont certainement discordants. La superposition a pu être poursuivie dans des affleurements, en quelques endroits situés au Nord du hameau de Podeni où, dans l'horizon des marnes éocènes, apparaissent aussi des argiles feuilletées. Au N-E de Boșoara les conglomérats dépassent la limite du Paléogène et transgressent directement sur la formation cristallophyllienne.

Poursuivis sur le haut chemin des Mîgle (par lequel les habitants de Sălătruc se rendent à la crête du Făgăraș), ces conglomérats s'élèvent jusqu'à 1 400 m sur le mont Mormint, où il est très difficile d'établir, dans la forêt centenaire de hêtres, la limite qui les sépare du gneiss oculaire de la formation cristallophyllienne.

Dans la partie S du bassin de Titești les conglomérats éocènes, à gros blocs calcaires — parmi lesquels quelques-uns sont des calcaires porcelaniques, d'autres des calcaires nummulitiques — constituent la Măgura Glodenilor et la Măgura Băiașilor et peuvent être tout particulièrement poursuivis dans les affleurements de la vallée du Stog, affluent de la vallée dite Valea Băiașului.

Dans cette partie méridionale du bassin de Titești il est nécessaire d'examiner aussi les rapports des sédiments de ce bassin avec ceux du versant méridional de la crête de Cozia-Frunțile, ainsi que la relation entre le bassin de Titești et le bassin de Brezoi.

A Priporu, dans la Valea Băiașului, on peut utiliser la route pour passer du bassin de Titești sur le versant Sud de la crête cristallophyllienne. A cet endroit la largeur de la zone cristallophyllienne n'est que de 600 m ; elle est formée de paragneiss biotitiques. Une continuité apparaît entre les conglomérats des deux flancs, et les dépôts marneux qui recouvrent les

conglomérats sont semblables d'un côté et de l'autre. Une dénivellation apparaît, au point de vue structural, et l'on remarque l'affaissement du bord du bassin de Titești qui a glissé sur la lèvre de la faille; le rebord élevé, conserve au S sa couverture transgressive de conglomérat, sur lequel se sont déposées les marnes qui débutent là par un horizon rougeâtre, inconnu dans le bassin de Titești.

La liaison vers le S—W avec le bassin de Brezoi apparaît continue, sur la carte annexée, ainsi qu'on le remarque aussi sur l'esquisse n° 3 de l'étude que nous avons publiée en 1939. Nous avons commenté alors l'interprétation donnée par Voitești en 1916 et nous avons conclu que la sédimentation est continue dans les deux bassins. Il faut toutefois mentionner, ainsi que l'on verra plus bas, qu'il est probable que les conglomérats de Brezoi soient un peu plus anciens (Crétacé supérieur) que ceux de Titești; ceci n'empêche pas qu'ils se soient déposés en continuité de sédimentation. Il faut encore remarquer la présence, dans la partie inférieure de la vallée du Lotrișor, de quelques marnes sénoniennes intercalées dans les conglomérats, et non pas des coins tectoniques, comme les interprétait Voitești.

Enfin, nous allons mentionner, comme une hypothèse, la présence en face du hameau d'Odăile, près de Drăgănești, de certains conglomérats rougeâtres qui n'ont pas encore été différenciés de ceux du Paléogène et qui pourraient être miocènes. Il est vrai qu'à l'Est de l'Olt le niveau de base du Miocène est beaucoup plus élevé, mais dans le bassin de Brezoi, dans la vallée dite Valea lui Stan, apparaissent aussi des conglomérats semblables, dont la signification n'a pas encore été bien établie.

Ainsi que nous l'avons affirmé dès le début, la carte géologique du bassin de Titești doit être entièrement refaite, en même temps que sera poursuivie l'étude des dépôts du bassin de Brezoi, en tenant compte du fait, prouvé, de l'existence d'une relation continue entre les conglomérats de Proeni, de Văratec, d'Odăile, de Drăgăneasca, de la vallée du Lotrișor et de la vallée du Băiaș, sans oublier qu'il est possible que les premiers, ceux de l'W, soient crétacés et ceux de l'E, éocènes.

Bassin de Brezoi

Dans ce bassin, à la base des sédiments transgressifs et par-dessus le soubassement de schistes cristallins, apparaissent des dépôts marneux, déjà attribués par Redlich au Sénonien, et dont Voitești a décrit la faune caractéristique (1914). Ils peuvent être poursuivis, plus particulièrement à l'W de Brezoi, entre le cours inférieur de la vallée de Stan et la vallée du Lotru, et en aval de sa rencontre avec la vallée du Vasilatu. Quelques lambeaux de marnes à concrétions et à lamelibranches indéterminables sont plaqués sur la formation cristallophyllienne au bord de la limite des conglomérats. Une autre zone de marnes grises à Inocérames a été décrite, toujours par Voitești, dans les vallées dites Valea Gușterului et Valea Știubeiului, affluents de la vallée dite Valea Călineștilor, dans la partie N—W du bassin. Nous n'insisterons pas davantage à leur sujet,

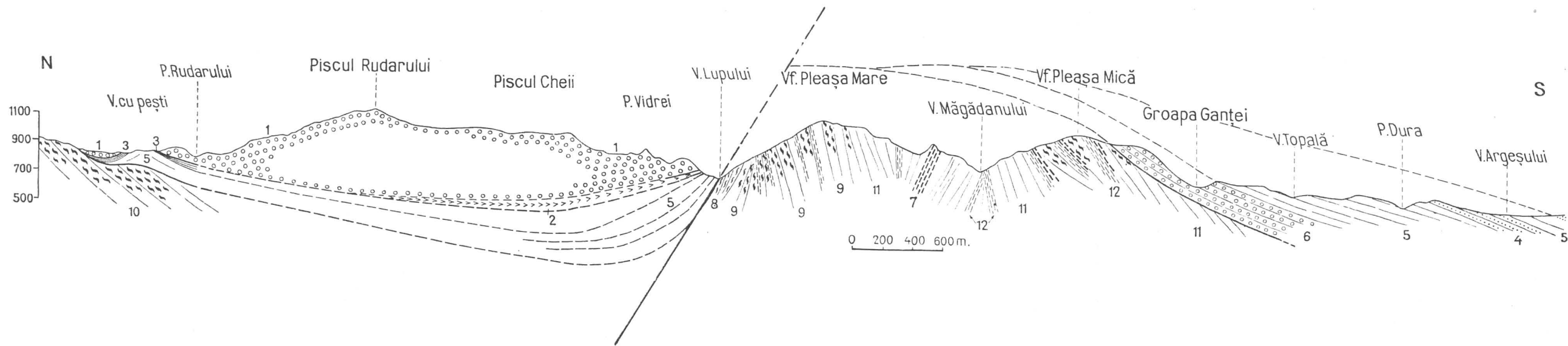


Fig. 2. — Profil schématique de la région Cumpăna-Cornei. 1, Conglomerats burdigaliens; 2, gypses; 3, dysodiles; 4, grès; 5, marnes; 6, conglomerats éocènes; 7, amphibolites; 8, gneiss porphyriques; 9 et 10, gneiss oculaires; 11, gneiss schisteux; 12, paragneiss-micaschistes.

puisque les faunes n'ont plus été collectées ; d'autre part la délimitation cartographique apparaît laborieuse sur les levés topographiques existants.

Il n'y a pas lieu de revenir non plus sur les blocs calcaires fossilifères des conglomérats décrits par Redlich qui y a identifié une faune abondante. Ces blocs ont été engloutis bien avant 1914 par les fours à chaux des paysans, mais récemment « l'industrie locale » a découvert d'autres blocs semblables, qui pourraient fournir de nouvelles récoltes de fossiles. Nous maintenons notre avis ([7], page 216) que ce sont des blocs éboulés des hauteurs de la cordillère du gneiss de Cozia, pendant la sédimentation des conglomérats de Brezoi. Sur le faite ils se seraient déposés, comme formations récifales, sur le rivage de la cordillère, au cours du Coniacien-Santonien, ainsi que le prouvent les formes décrites en son temps par K. Redlich (1899) et reconsidérées par G. Macovei et I. Atanasiu (1931).

Le problème de l'âge des conglomérats de Brezoi, considérés par Voitești comme daniens, reste ouvert. Il n'est pas inutile de rappeler que Redlich (1899) a trouvé des Orbitoides dans la vallée dite Valea Dobrei, vers son confluent avec la vallée du Lotru, en face de l'église de Brezoi. Dans nos travaux précédents tous les conglomérats avaient été englobés dans l'Eocène, mais d'après les recherches de Gr. Popescu (1954) dans le flanc Sud de Cozia, dans la région de Căciulata et dans la partie S de Cîrligele Olăneștilor, de tels conglomérats seraient crétacés. D'autre part V. Dragoș a réussi à différencier sur la rive gauche de l'Olt (vallée de Pâtești et village de Șerbănești) les conglomérats crétacés à intercalations de marnes, des conglomérats éocènes. Cette opération effectuée sur le flanc S doit être également possible dans le bassin, la limite ou la transition pouvant être recherchée, ainsi que nous l'avons mentionné plus haut, entre Proeni, Văratec, Odăile, Drăgăneasa et Valea Lotrișorului.

Dans le même sens plaident également les rapports entre la brèche de Brezoi et les conglomérats de Brezoi qui peuvent être plus particulièrement étudiés dans la Valea Călineștilor et à Albioara. Aux sources de la vallée de Lotrișoara-Cîrligea, ainsi qu'au débouché de la vallée de la Puturoșița, dans la vallée de Turnu et au monastère de Stănișoara, on peut observer les rapports entre la brèche de Brezoi et les conglomérats crétacés.

Par places, l'épaisseur de la brèche de Brezoi atteint 100 m, ailleurs elle se réduit à quelques mètres ; parfois cette brèche se présente comme une sorte de « filon », c'est-à-dire qu'elle constitue le remplissage d'une crevasse (vallée de l'Argeș, sur la rive de Muchia Tunari). On peut interpréter la présence d'un paquet stratiforme de brèche, pas trop épais, disposé entre deux piles cristallophylliennes, comme le lit sur lequel a glissé le bloc de la formation cristallophyllienne superposée.

Il reste définitivement établi (1939) que cette formation ne peut pas être considérée comme une brèche tectonique, mais qu'elle a pris naissance sur un relief accidenté et en pente accentuée, à partir de blocs anguleux empilés dans les zones dépressionnaires, à torrents et cônes de déjection. Il paraît probable que, dans certaines zones, la formation

d'une telle mégabèche a dû se produire sur le talus continental, avec glissement de paquets entiers de roches consolidées. D'ailleurs L. Mrazec (1904) avait admis ce type de genèse à un moment où personne ne soupçonnait encore l'importance des mégabèches, des délapsites et des olivostromes (E. Beneo, 1956) comme types génétiques de sédiments.

EVOLUTION STRUCTURALE DE LA DÉPRESSION DE LOVIȘTEA

Crétacé supérieur

Les plus anciennes formations sédimentaires, déposées par-dessus la formation cristallophyllienne, appartiennent au Crétacé supérieur; elles se présentent sous différents aspects, ce qui permet d'imaginer la morphologie, le paysage sénonien.

Des calcaires zoogènes, récifaux, se sont conservés sous la forme de récifs en place sur la formation cristallophyllienne, dans les parties les plus élevées de la crête de Cozia-Ghițu: à Păușa (au S de Cozia), sur le pic de Pleașa, dans la vallée dite Valea Limpede et, en plusieurs masses, sur le pic de Ghițu. De même, sur la formation cristallophyllienne du N, de Făgăraș, des bancs calcaires apparaissent sur le sommet de Cărbunari et au N de Găujani.

Ces endroits, où les récifs subsistent, esquissent la forme du littoral, à eaux limpides, de la dépression comprise entre la pente cristallophyllienne du Făgăraș et la crête de Cozia-Ghițu qui apparaît comme une cordillère plus élevée.

Des faciès détritiques fins, psammites-pélites — c'est-à-dire les marnes sénoniennes ayant par places des microconglomérats à leur base — constituent le fond de la dépression et apparaissent à ses extrémités longitudinales: vallée de Stan, vallée de Vasilatu et vallée de la Strimba (probablement aussi au N de Găujani). Elles se trouvent, sous tout le bassin, dans sa partie W. En tout cas, ainsi qu'il résulte de la boutonnière de la vallée dite Valea Nișcului, ce sont les dépôts qui se sont formés au fond de la dépression, dans une zone relativement calme de la mer.

Les faciès pséphitiques des talus sous-marins inclinés, ainsi que ceux des pentes exondées, donneront naissance, par diagenèse, à la brèche de Brezoi; celle-ci pourrait même être, dans sa partie basale, plus ancienne que le Sénonien, ou bien, éventuellement, même cénomaniennne.

Le Sénonien détritique ne s'est déposé que dans la partie occidentale de la dépression (à l'W du sommet des Migle) qui acquiert sa forme dès ce moment; il existait probablement à cette époque une relation entre ce Sénonien et celui de Folea et de Cîrligul Olăneștilor, qui se trouvaient au même niveau; ce n'est qu'ultérieurement que le bassin s'est affaissé le long de la faille de Brezoi. A cette époque apparaît donc une dépression,

un golfe longitudinal qui, par son extrémité W, est en communication avec la mer, et qui est limitée par des crêtes sur lesquelles se sont développés des récifs calcaires, dans des eaux littorales limpides. Sur le fond du golfe, qui n'est pas trop profond, des marnes se sont déposées.

• *Conglomérats de Brezoi*

Au S de la crête, un talus continental très abrupt s'est couvert de mégabèches à gros blocs et de paquets de gneiss, glissés les uns sur les autres; on passe à un éboulis de pente et à des écroulements de gros blocs. Le Sénonien, époque de tranquillité orogénique, est suivi, avant le début de l'Eocène, d'une phase d'activité qui se trahit par le caractère des sédiments qui se déposent jusque dans le fond de la dépression; les conglomérats de Brezoi, les gros blocs de gneiss, anguleux, et les micaschistes biotitiques qui ne se sont pas arrondis car ils n'ont pas eu à parcourir beaucoup de chemin, sont liés par un ciment sableux. D'ailleurs l'absence d'un ciment argileux et la proportion minime de matériel psammitique s'expliquent aisément si l'on réfléchit que ces matériaux étaient transportés, sur de fortes pentes, par les courants rapides des grandes crues torrentielles. Dans ces conditions, les fractions fines étaient entraînées très loin du rivage.

Dans ces conglomérats on trouve les immenses blocs calcaires qui ne sont que des pans, écroulés, des récifs édiflés sur la crête, qui ont roulé jusqu'au fond de la dépression sur les pentes accentuées par l'exhaussement diastrophique. D'ailleurs à côté de blocs de calcaire de quelques mètres cubes, on remarque des blocs de gneiss oculaire de dimensions semblables, ou même encore plus grands. On les rencontre plus particulièrement dans la rive du Lotru, c'est-à-dire près du bord S du bassin, dans le voisinage de la faille, dans les couches les plus récentes de conglomérat, déposées vers la fin de la phase d'exhaussement qui a provoqué l'érosion torrentielle. L'épaisseur du conglomérat de Brezoi est difficile à apprécier; un profil N—S montre que l'inclinaison va en décroissant du N — où au point de contact avec la formation cristallophyllienne de Poiana Suliței, son inclinaison est de 60—70°S — au Sud où au voisinage de la faille, cette inclinaison n'est plus que de 45°S et même moins.

La faille de Brezoi

Le diastrophisme, qui se manifeste par la formation des conglomérats, a eu pour effet la production de cette faille qui s'étend sur 80 km de longueur et a un rejet de plus de 1 000 m; elle doit être considérée comme une grande faille, une faille fondamentale.

Le rejet de la faille peut être mesuré aujourd'hui avec une certaine précision à son extrémité occidentale, dans la région du ruisseau dit Piriul Vulturesei. On y voit un paquet de gneiss oculaire qui

affleure au bord de la route et qui représente le soubassement du compartiment effondré. Le substratum du conglomérat de Brezoi apparaît là à l'altitude d'environ 300 m. Le compartiment du Sud a son plus haut point de gneiss de Cozia, à l'altitude de plus de 1 350 m, où apparaît la base de la transgression des sédiments avec la brèche de Brezoi et les conglomérats crétacés supérieurs. Il en résulte une dénivellation d'au moins 1 000 m par faille, entre les deux compartiments.

La longueur de la faille est de 80 km. Elle représente, par son déplacement vertical, l'un des accidents majeurs des Carpates méridionales. Suivie longitudinalement, elle s'avère être, à son extrémité E, une flexure. Là, elle a été tracée par G. Murgeanu (1938) entre les conglomérats et les marnes éocènes, mais elle se manifeste aussi entre la formation cristallophyllienne et les marnes. La valeur de la dénivellation y est faible, mais elle va en augmentant graduellement vers l'W. De ces rapports il résulte aussi que la faille date de l'Eocène.

Le Paléogène

Si les conglomérats de Brezoi ne sont éocènes qu'à la partie supérieure, ceux du bassin de Titești sont à coup sûr plus récents, puisque dans les couches de la base ils renferment d'innombrables blocs de calcaire nummulitique. Ces sédiments conglomératiques représentent un stade post-orogénique de sédimentation; le dépôt s'est produit dans un bassin en cours de colmatage par des matériaux provenant des deux flancs du bassin; ils sont plus riches en blocs calcaires dans la partie méridionale, sur le bord avoisinant la cordillère en cours de surrection. La phase de dépôt des conglomérats a été suivie par la sédimentation des marnes, qui forment une importante masse de remplissage sur le fond de la cuvette, dans la zone axiale. Il est très vraisemblable qu'il existe une relation entre les marnes qui apparaissent dans les vallées du Topolog et de l'Argeș, sur le bord S de la dépression, et celles du bassin de Titești. La sédimentation des pélites et des marnes s'est poursuivie dans la partie méridionale, dans l'axe de profondeur de la cuvette, et il existe une communication entre la mer éocène de la vallée dite Valea Doamnei et la dépression de Loviștea, jusqu'à Titești.

Si, sur le flanc méridional de la dépression, nous avons surtout des marnes et des sédiments pélitiques — déposés à plus grande profondeur, là où la dépression avait sa profondeur maximum, probablement par suite de l'affaissement maximum et continu le long de la faille — sur le flanc septentrional la formation des sédiments paléogènes s'effectuait dans de tout autres conditions. Nous disposons d'une situation bien étudiée plus loin vers l'E, où G. Murgeanu (1938) a poursuivi sur la carte à 1 : 20 000 les rapports des différentes formations lithologiques du Paléogène, et en particulier les rapports entre les dysodiles et les formations sur lesquelles ils transgressent.

Dans la vallée de l'Argeș les affleurements du flanc N de la dépression ne sont pas très nets, mais il ressort d'une manière indubitable que

là se sont également déposés des conglomérats arkosiens ainsi que des grès et des sables de Corbi, donc un Paléogène plus littoral. Les dépôts de gypse ne manquent pas dans le bassin de Loviștea, mais ils ne sont développés que dans la partie tout à fait orientale et ils correspondent à une phase de colmatage et presque d'exondation.

On peut se faire une idée du plissement, ou mieux, des phénomènes de bombement et de dénivellation au cours du Paléogène, en poursuivant la succession des dépôts paléogènes sur le flanc Sud de la crête, plus particulièrement dans la vallée de l'Argeș. Là les conglomérats de base (dans les vallées dites Valea Cetățuii et Valea Coscovei) ont des pendages de 45°. La valeur de cette inclinaison diminue graduellement vers le Sud et elle n'est plus que de 15° pour la formation dans laquelle sont intercalées les couches de grès de Corbi. Nous assistons donc à un bombement anticlinal qui commence au moins à la base de l'Eocène. Celui-ci s'est probablement déposé à peu près horizontalement et puis, peu à peu, il s'est incliné au fur et à mesure de la surrection du horst. En même temps, les couches superposées de grès, de marnes et d'argiles se sont déposées et se sont redressées. Pendant la formation du dépôt qui forme une succession de plus de 2 000 m (?) d'épaisseur, le redressement a été continu. Si sur le flanc S nous avons un déplacement monoclinal graduel, nous avons vu que sur le flanc N a pris naissance la grande faille de Brezoi.

Le Miocène

Sur le flanc méridional, la discordance de la base du Miocène est nette. Les conglomérats (phanglomérats) burdigaliens (tortoniens, vindoboniens), d'une épaisseur considérable n'ont qu'un pendage de 5°; par-dessus suit, loin vers le Sud (V. Dragoș), le Pliocène qui continue la sédimentation.

Dans la cuvette de Loviștea, les conglomérats burdigaliens constituent le remplissage général dans la partie E; à partir du haut chemin des Migle, à l'E, n'apparaissent que de rares affleurements de Paléogène de sous les conglomérats transgressifs. Les conglomérats correspondent à une phase de colmatage et il est probable qu'ils n'ont pas subi plus tard de déformation. On constate cependant un fait particulièrement remarquable: la présence de conglomérats miocènes (Burdigalien-Vindobonien) à une altitude de 1 400 m, sur la montagne dite Muntele Mormint, à la lisière N du haut chemin qui porte le nom de Plaiul Miglelor.

Ce fait ne s'explique, à notre avis, que par une surrection en bloc, post-miocène, du massif cristalloyllien.

Le post-Miocène

Ces mouvements à caractère de surrection, mais qui ne sont pas uniformes pour des massifs entiers, devraient pouvoir être suivis aussi en faisant appel à des arguments géomorphologiques. A ce point de vue les études sont encore dans un stade assez embryonnaire. La plate-forme de

Borăscu, anté-paléogène selon de Martonne (1907), représente la surface sur laquelle a transgressé le Sénonien. Elle n'est connue qu'à l'W de l'Olt. C'est la plate-forme de la rivière de Rîul Șes, qui correspond à la base de la transgression miocène, et elle est connue toujours à l'W de l'Olt.

Les traces de ces plates-formes ne sont pas faciles à retrouver dans les monts de Făgăraș. Elles ont donc dû être érodées; nous en inférons que cette érosion a été plus active dans cette partie orientale des Carpates méridionales qui s'est redressée, soulevée et bombée plus activement que l'extrémité occidentale, celle du Banat.

La morphologie du Făgăraș est particulièrement jeune, les pentes sont raides, les pics pointus. Plus particulièrement le long de la crête secondaire, le pic de Narăț, le pic de Cozia, le pic de Spinu, puis Frunțile, Măgureaua Arefului, Pleașa Căpăținenilor et Ghițu ont une morphologie juvénile. Les défilés de l'Olt, du Topolog, de l'Argeș et du Vîlsan, découpés à travers cette crête, sont de véritables gorges. La présence des méandres confère à ces vallées un caractère épigénétique.

Mais étant donné ce que nous avons exposé plus haut et tenant compte des suggestions fournies par des écrits récents des géologues et des géomorphologues au sujet du rapport existant entre la géomorphologie et la tectonique, nous devons suggérer que ces gorges, ces détroits sont dus au creusement par l'eau, qui est probablement toujours restée à la même hauteur dans le gneiss qui s'exhaussait. Il n'y a plus lieu de considérer les masses continentales comme des unités rigides, et l'épirogenèse n'intéresse pas uniformément des massifs entiers. A cause de l'intumescence et de la surrection continue et même actuelle, les massifs se sont exhaussés même pendant le Quaternaire. Ainsi l'Olt, le Topolog, l'Argeș et le Vîlsan ont un cours N—S très ancien. A partir de l'Eocène, la crête s'est élevée, avec une rupture le long de la faille de Brezoi. Ce relèvement a provoqué le sciage du gneiss au fur et à mesure de sa surrection.

Cet exhaussement est continu et actuel. Il est probable qu'il a dû y avoir des périodes d'accentuation du mouvement, qui correspondent à des phénomènes séismiques. Les tremblements de terre du Făgăraș (I. Atanasiu, 1948) auraient leur épiceutre sur les confins de la Loviștea et leur hypocentre, linéaire, le long de la faille de Brezoi.

BIBLIOGRAPHIE

1. ATANASIU I., *Cutremurele de pământ și sensibilitatea seismică în România*. Analele Acad. R.P.R., seria A, 1949, 1, 5, 221—240.
2. BENELO ENZO, *Accumulati terziari di resedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine*. Bolletino del Servizio Geologico d'Italia, Rome, 1956, 78, 1—2.
3. DRAGOS V., *Asupra structurii geologice a regiunii dintre riul Topolog și valea Olănești*. Dări de seamă Com. geol., 1951—1952, 39, 1955.
4. — *Asupra structurii geologice a regiunii dintre riul Doamnei și riul Tîrgului*. Dări de seamă Com. geol., (1950—1951), 38, 1954.
5. — *Fenomene geologice actuale din regiunea Argeș*. Dări de seamă Com. geol., 1953—1954, 30, 1955.
6. GROZESCU H., *Cîteva date referitoare la orizontarea Paleogenului dintre riul Tîrgului și riul Topolog*. Dări de seamă șed. Inst. Geol. (1955—1916), 7, 1917.

7. GHICA-BUDESTI ȘT., *Les Carpates Méridionales centrales*. An. Inst. Geol. Rom., 1939, 20.
8. — *La transgression tertiaire sur le bord des Carpates Méridionales entre l'Olt et le Vilsan*. C. r. des séances Inst. Géol. Roum., 1935, 32.
9. MACOVEI G. et ATANASIU I., *Evolution géologique de la Roumanie — Crétacé*. Ann. Inst. Géol. Roum., 1931, 16, 1934.
10. MARTONNE E. DE, *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie*. Revue de Géographie, Paris, 1907.
11. MRAZEC L., *Asupra vârstei brechiei de Brezoiu*. Bul. Soc. Științe, Bucarest, 1904, 13.
12. MURGOCI G., *Terfiarul din Olenia*. An. Inst. Geol. Rom., 1908, 1.
13. — *Excursiune în valea Oltului*. Revista Petrol, 1914.
14. MURGEANU GH., *Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieurs de Munténie Occidentale*. C. r. Inst. Géol. Roum., 1937, 25 (Bucarest, 1941).
15. — *Recherches géologiques dans Valea Doamnei et Valea Vilsanului (Munténie Occidentale)*. C. r. Inst. Géol. Roum., 1938, 26 (Bucarest, 1941).
16. — *Formarea depresiunii Cîmpulungului*. Comunicările Acad. R.P.R., 1951, 1, 11—12.
17. POPESCU GR., *Cercetări geologice în regiunea Govora-Rîmnicul Vilcei-Olănești*. Dări de Seamă Com. Geol., 1950—1951, 38, 1954.
18. PRIMICS G., *Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und der benachbarten rumänischen Gebirge*. Földt. Közl., 1884, 19.
19. REDLICH K., *Geologische Studien im Gebiete des Olt- und Oltetzal in Rumänien*. Jahrb., d. K. K. geol. R. A., Vienne, 1899, 49.
20. REINHARD M., *Der Cozia Gneisszug in den Rumänischen Karpathen*. Bul. Soc. Științe, Bucarest, 1904, 15.
21. — *Șisturile cristaline din munții Făgărașului*. An. Inst. Geol. Rom., 1909, 3.
22. STRECKEISEN A., *Sur la Tectonique des Carpates Méridionales*. Ann. Inst. Géol. Roum., 1931, 16, 1934.
23. VOITEȘTI I. P., *Contribuțiuni la studiul geologic și paleontologic al regiunii Muscelelor între riurile Dîmbovița-Olt*. An. Inst. Geol. Rom., 1908, 2 (Bucarest, 1909).
24. — *Contribuțiuni la studiul stratigrafic al Numuliticului depresiunii Getice*. An. Inst. Geol. Rom., 1910, 3 (Bucarest, 1911).
25. — *Pinza conglomeratului de Bucegi în valea Oltului cu date noi asupra structurii acestei văi în regiunea Carpaților Meridionali*. An. Inst. Geol. Rom., 1914, 8.
26. — *Evoluția geologico-paleografică a pământului românesc*. Rev. Muzeul Geol. Univ. Cluj, 1935, 5.

NOUVELLES FORMES DE SCUTELLINES DE L'ÉOCÈNE DU NORD-OUEST DE LA TRANSYLVANIE *

PAR

VIRGINIA BARBU et V. DRAGOȘ

L'étude du Paléogène du bassin de Transylvanie, que nous avons abordé en 1952, présente deux aspects : l'un d'ordre stratigraphique consistant dans la séparation d'unités lithologiques et leur corrélation, et un autre d'ordre paléontologique.

En ce qui concerne la séparation d'unités lithologiques, nous soulignons dès le début la grande variété du faciès des dépôts paléogènes du Nord-Ouest de la Transylvanie. De ce fait toutes les études entreprises se sont heurtées à la difficulté de poursuivre sur de grandes étendues les horizons lithologiques dont le faciès présente des variations en sens horizontal et vertical.

K. Hofmann [8, 9] a établi des subdivisions litho-stratigraphiques pour le Paléogène de la partie N du bassin (région Jibou-Ileanda Mare).

A. Koch [11] a étudié la partie méridionale (entre Cluj et Huedin) en essayant aussi une synchronisation entre ses propres horizons et ceux établis par Hofmann. Malheureusement, l'incontestable valeur de la monographie de Koch souffre du fait que la carte géologique est seulement au 75 000^{ème} et peut-être aussi du fait que son travail embrasse une région trop étendue pour le degré de détaillement dans lequel il est conçu. Nous estimons aussi que la synchronisation des horizons sur de grandes distances, telle qu'elle a été réalisée par A. Koch, ne pourra aboutir ni à l'avenir à de meilleurs résultats sans une étude approfondie des variations de faciès, qui seraient poursuivies pas à pas dans l'ensemble du bassin paléogène, du Sud au Nord et de l'Ouest à l'Est, c'est-à-dire des rivages vers le centre.

* Cette étude a été publiée dans « Buletinul științific al Academiei R.P.R., Secția de geologie și geografie », 1957, 2, 3-4.

Nos recherches de 1952 qui concernent le Paléogène situé entre Huedin et Călățele ont abouti à la séparation des horizons suivants :

- 1) Horizon des argiles bigarrées inférieures.
- 2) Horizon des marnes et des calcaires à *Gryphaea esterhazyi* Pav., *Rostellaria* et *Orbitolites complanatus* Lamk.
- 3) Horizon à *Nummulites perforatus* Montf.
- 4) Horizon des marnes et calcaires à *Velates schmideliana* Chem.
- 5) Horizon des marnes à *Ostrea*.
- 6) Horizon des calcaires grossiers inférieurs.
- 7) Horizon des argiles bigarrées supérieures.
- 8) Horizon des calcaires grossiers supérieurs.
- 9) Horizon à *Nummulites fabianii* Prév.
- 10) Horizon des marnes à Bryozoaires.

Parmi les subdivisions établies par A. Koch dans cette même région, nous avons constaté que certaines d'entre elles ne peuvent pas être maintenues, vu leur faible étendue lenticulaire. Il s'agit des horizons suivants :

- 1) Horizon des calcaires inférieurs d'eau douce.
- 2) Horizon des gypses inférieurs.
- 3) Horizon des calcaires moyens d'eau douce.
- 4) Sous-horizon des gypses supérieurs.

Quant aux subdivisions établies par nous-mêmes, deux d'entre elles sont nouvelles par rapport au travail de Koch, à savoir : l'*Horizon à Gryphaea esterhazyi* Pav., *Rostellaria* sp. et *Orbitolites complanatus* Lamk. et l'*Horizon à Velates schmideliana* Chem.

Les subdivisions que nous avons établies ont été maintenues plus tard par Gr. Răileanu et Em. Saulea dans leur travail de 1956 [18].

La corrélation bio-stratigraphique de ces unités lithologiques présente des difficultés par ce qu'elles ne coïncident qu'en partie avec les subdivisions stratigraphiques classiques. Ces difficultés proviennent aussi du mauvais état de conservation des fossiles, ainsi que de la pénurie des formes caractéristiques (avec développement vertical restreint).

En ce qui concerne la première difficulté, nous mentionnons que la plupart des restes organiques sont représentés seulement par des moulages internes ; c'est pourquoi les déterminations des espèces et à plus forte raison des variétés deviennent incertaines. Quant à la seconde difficulté, nous précisons que parmi les formes à détermination certaine, quelques-unes ne sont pas cantonnées dans un seul horizon pétrographique, mais se retrouvent aussi bien dans les dépôts marins inférieurs que dans le calcaire grossier supérieur. Ainsi, les Alvéolines qui constituent la masse des calcaires de l'*Horizon à Gryphaea esterhazyi*, abondent aussi dans le *Calcaire grossier inférieur* (colline de Cetățeaua).

Orbitolites complanatus Lamk., que nous avons trouvé dans l'*Horizon à Gryphaea esterhazyi*, est mentionné par d'autres chercheurs [13] dans le *Calcaire grossier supérieur*, donc dans le Priabonien, fait d'ailleurs déjà connu.

Velates schmideliana Chem. que nous avons trouvé en 1952, avec la fréquence maximum dans les marnes et les calcaires situés immédiatement au-dessous de l'*Horizon à Num. perforatus*, nous a fait dénommer ces

niveaux « *Horizon des marnes et des calcaires à Velates* ». La même année nous avons constaté la présence de cette espèce aussi dans l'*Horizon de calcaires grossiers supérieurs* (colline Székely au N de Damos); l'année suivante nous avons trouvé de nombreux moulages de *Velates* dans l'*Horizon des marnes et des calcaires à Gryphaea esterhazyi*, c'est-à-dire au-dessous de l'*Horizon à Num. perforatus* (versant droit de la vallée au Sud de Mărgău).

Nous devons d'ailleurs souligner que jusqu'à présent la faune du Paléogène du Nord-Ouest de la Transylvanie n'a pas encore été soumise à une révision d'ensemble, et que les études de groupes isolés (Mollusques, Macroforaminifères, etc.) ne peuvent pas à elles seules conduire à des conclusions d'ordre stratigraphique applicables au bassin. C'est pourquoi nous estimons que seulement une étude détaillée de toute la faune fossile, basée sur de nouvelles méthodes de travail, et qui aboutirait à l'établissement des associations macro- et microfaunistiques caractéristiques pour les horizons lithologiques successifs, pourrait contribuer à la corrélation de ceux-ci avec les unités stratigraphiques classiques.



Le présent travail comprend la description d'une nouvelle espèce de *Scutellina*, *Scutellina transsylvanica* n. sp., ainsi que de ses deux variétés, rencontrées dans le calcaire grossier inférieur en plusieurs endroits de la région Huedin-Călățele.

L'abondant matériel ayant servi à notre étude provient d'un affleurement de calcaire grossier, situé sur le versant Nord-Ouest de la colline de Prislop, au pied de laquelle passe la route reliant les localités Ciula et Buteni. Le point fossilifère est plus près de Ciula.

L'affleurement de calcaire grossier a une hauteur d'environ 3 m et s'étend sur une longueur de 6 à 7 m. Il surmonte l'horizon des marnes à *Ostrea*, et il est recouvert par le sol. Ce calcaire appartient au *Calcaire grossier inférieur*, de la série déjà établie dans la région par Koch [11].

Les exemplaires de *Scutellina* de cet affleurement sont si nombreux, que la roche revêt l'aspect d'une lumachelle (Pl. I) consolidée par d'innombrables Miliolidés et par des Alvéolines plus rares qui, après la mort de l'animal, ont envahi aussi l'intérieur du test. Outre des Echinidés et des Foraminifères, nous n'avons pas trouvé, dans cet affleurement, d'autres fossiles.

Une autre station fossilifère se trouve à l'Est de la commune de Văleni, à l'origine d'un ravin qui, partant de la colline de Nagyliget, descend dans la vallée de Bica.

En 1953, nous avons découvert une troisième station, située près de Mărgău. Cette station se trouve dans une carrière dont le calcaire grossier inférieur est utilisé pour des constructions. A la partie supérieure de cet horizon, tout comme sur la colline de Prislop, l'accumulation des *Scutellines* est si grande que le calcaire a l'aspect d'une lumachelle¹. Mais les

¹ O. Vialov et O. Manouilenko [19] communiquent qu'à Fergana les *Scutellines* se trouvent en grand nombre, conférant à la roche le même aspect de lumachelle.

Scutellines se détachent aisément de la roche et roulent au pied de la déclivité. L'affleurement a un front d'environ 15 à 20 m de longueur et de 4 à 5 m de hauteur.

Les stations découvertes par nous n'ont pas été citées par les auteurs précédents.

Il ressort des études, plus anciennes, de Hauer et Stache [6] et puis de celles de Koch [10], [11], que l'Éocène du Nord-Ouest de la Transylvanie a livré les espèces suivantes de Scutellines : *S. nummularia* Ag. décrite par Koch [10] et provenant du calcaire grossier inférieur de Feneşul Săsesc, de Vista, du Nord de Durusa, ainsi que de Buteni (Huedin). Dans ce dernier endroit Hauer et Stache [6] ont trouvé *S. lenticularis* (Lamk.) Ag. Le calcaire grossier supérieur a fourni à Koch [10] *S. rotunda* (Galeotti) Forbes, de Nadaş-Cluj. Ce sont les seules indications données par nos prédécesseurs au sujet des espèces de Scutellines de l'Éocène du Nord-Ouest de la Transylvanie.

A propos des faits mentionnées plus haut, rappelons qu'en 1816 Lamarck a décrit, pour la première fois, une nouvelle espèce de *Scutella* qu'il a dénommée *lenticularis*. De cette espèce, DeFrance sépara en 1827 une variété qu'il nomma *nummularia*. Cette variété a été adoptée par la suite comme espèce indépendante. Agassiz, établissant en 1841 les caractères génériques de l'espèce de Lamarck, sépare du groupe *Scutella* un nouveau genre qu'il appela *Scutellina*, tout en maintenant les espèces *lenticularis* et *nummularia*. En 1857 Dessor reconnut que ces deux espèces étaient identiques et les réunit de nouveau, mais sous le nom spécifique de *Scutellina nummularia*. En 1889—1894, Cotteau [3], tout en admettant comme son prédécesseur que les deux espèces sont identiques, revint à la dénomination spécifique de *Scutellina lenticularis* (Lamk.) Agassiz, donnant ainsi la priorité au nom donné par Lamarck. En 1894, A. Koch [11] maintenait encore le nom de *Scutellina nummularia* Ag. pour les formes trouvées en Transylvanie.

Ainsi qu'il ressort de cet aperçu historique, comme ces deux espèces n'en forment qu'une seule, il en résulte que du complexe de la faune éocène de Transylvanie on n'a connu en réalité jusqu'à présent que deux espèces : *Scutellina lenticularis* (Lamk.) Ag., provenant du calcaire grossier inférieur, et *Scutellina rotunda* (Galeotti) Forbes provenant du calcaire grossier supérieur.

L'étude détaillée des Scutellines de la colline de Prislop nous a permis de conclure que nos exemplaires n'appartiennent à aucune des espèces citées, trouvées dans le Nord-Ouest de la Transylvanie, de même qu'on ne peut pas non plus les identifier avec aucune des espèces décrites par d'autres auteurs.

L'étude minutieuse de nombreux exemplaires (plus de 400) nous a conduit à établir une nouvelle espèce, ayant deux variétés extrêmes. Trouvée pour la première fois dans l'Éocène du Nord-Ouest de la Transylvanie, nous avons dénommé l'espèce type *Scutellina transsylvanica* n.sp., et les variétés *Scutellina transsylvanica* n. sp. var. *orbiculata* n. var. et *Scutellina transsylvanica* n. sp. var. *oblonga* n. var. Quoique le passage de l'espèce type à ses variétés soit graduel, en ce qui concerne le contour

(Pl. III, fig. 10—17), ces dernières possèdent aussi d'autres caractères nous autorisant à les considérer comme des variétés.

Ainsi que nous l'avons déjà indiqué, le genre *Scutellina* a été établi par Agassiz en 1841. Il a les caractères suivants :

« *Discus orbicularis vel ovatus; intus parietibus radiantibus praeditus. Anus marginalis vel supramarginalis. Petala aperta, poris non conjunctis. Os rotundatum* ».

L'établissement de ce genre a provoqué ultérieurement quelques discussions quant à sa position systématique. Certains auteurs (Cotteau) le maintiennent comme genre indépendant, tandis que d'autres (Zittel) le considèrent comme un sous-genre d'*Echinocyamus*, ou bien, réuni à *Eoscutum*, comme un sous-genre de *Fibularia* (Lambert et Thiery). Dans leur travail relatif à quelques Echinides paléogènes de Fergana, Vialov et Manouïlenko [19], discutant la position systématique de cette forme, sont d'avis qu'elle devrait être maintenue comme genre autonome auquel il y aurait lieu de subordonner le sous-genre *Eoscutum*, caractérisé par un périprocte supramarginal plus éloigné de l'ambitus.

Dans son traité de Paléontologie, J. Piveteau [16] maintient tant *Scutellina* que *Eoscutum* comme genres séparés. En adoptant ce point de vue, nous attribuons nos formes au genre *Scutellina*.

Type **ECHINODERMATA**

Classe **ECHINOIDEA** d'Orbigny

Ordre **CLYPEASTROIDEA** (Agassiz et Dessor) Duncan

Sous-ordre **LAGANINA** Dessor

Famille **FIBULARIDAE** Duncan

Genre *Scutellina* Agassiz 1841

Scutellina transsylvanica n. sp.

Planche II, fig. 3, 6, 8, 9

Planche III, fig. 10—14, 18, 19

— Le test discoïdal, dont la face supérieure est légèrement bombée, présente un contour pentagonal à angles arrondis et avec les côtés faiblement concaves à l'endroit des zones interambulacraires. La partie antérieure est arrondie et proéminente, tandis que la partie postérieure a un sinus plus ou moins profond. Le test a sa plus grande largeur dans la moitié antérieure, devant les zones ambulacraires 2 et 5 (plan Lowen).

L'ambitus arrondi est plus épais à l'endroit des zones ambulacraires, plus spécialement des zones postérieures. Il est plus mince en regard des zones interambulacraires.

— La face supérieure est plus bombée à la partie antérieure, avec une inclinaison moins accentuée dans l'interradius postérieur.

Le système apical central.— à quatre pores génitaux ovalaires allongés disposés en trapèze — se trouve au niveau du test. Les pores ocellaires sont petits et pas toujours visibles.

— Les zones ambulacraires ont l'aspect d'un éventail. Elles sont largement développées vers l'ambitus et renferment 28 à 30 plaques dans chaque colonne. Les zones interambulacraires possèdent 8 à 9 plaques pentagonales dans chaque colonne. Elles sont fortement rétrécies vers les bords du test.

Les ambulacres subpétaloïdes d'aspect lyniforme sont caractéristiques de cette espèce ; ils sont largement ouverts vers le bord du test, qu'ils atteignent presque par les dernières paires de pores. Ceux-ci sont plus petits et très rapprochés dans la région apicale, et de plus en plus espacés et un peu plus grands vers l'ambitus. Le nombre des paires de pores dans chaque zone porifère varie entre 21 et 28. Chaque paire de pores, étant située sur le bord des plaques ambulacraires, apparaît unie par une ligne oblique, correspondant en réalité à la ligne de suture entre les plaques voisines.

La disposition des pores est tout à fait caractéristique. Ainsi, les rangées de pores internes marquent une disposition radiaire et ce n'est que vers les bords du test qu'elles suivent des courbes divergentes, tandis que les pores des rangées externes sont développés suivant la ligne de suture qui sépare les zones ambulacraires et interambulacraires voisines, à peu près jusqu'à la moitié de la distance qui sépare l'apex de l'ambitus. A partir de ce point, ils se rapprochent des pores des rangées externes, formant un angle caractéristique qui est plus accentué pour les ambulacres disposés par paires.

La largeur maximum des zones porifères est égale à celle de l'espace interporifère. Ce n'est que dans le cas de quelques exemplaires, qui par certains caractères conduisent à la variété à contour circulaire, que l'ambulacre antérieur a l'espace interporifère un peu plus large que l'espace porifère. Les espaces interporifères se trouvent au niveau du test. Ce n'est que chez quelques exemplaires, qui conservent tous les caractères de l'espèce, que l'espace interporifère est un peu plus élevé par rapport au niveau des zones porifères (Pl. III, fig. 12).

Le péripocte supramarginal — à contour ovale — très rapproché de l'ambitus, n'est visible que sur la face supérieure.

La face inférieure est plane ou légèrement creusée de l'avant vers l'arrière. L'orifice buccal est circulaire au niveau du test. Chez la majorité des exemplaires les sillons ambulacraires, plus ou moins profonds, rayonnent à partir de l'orifice buccal. La rosette buccale, visible sur quelques échantillons grâce au mode de fossilisation, comporte 15 plaques péristomiennes, de formes et dimensions différentes. Du côté de chaque zone ambulacraire, elle est constituée par deux petites plaques triangulaires et pointues (cunéiformes), tandis qu'en regard de chaque zone interambulacraire elle n'a qu'une seule grande plaque pentagonale allongée (Pl. II, fig. 9).

Sur la face inférieure, le nombre des plaques de chaque colonne est moindre, 8—10 dans chaque zone ambulacraire, et seulement 3—4 plaques subpentagonales dans les zones interambulacraires.

— De minuscules tubercules subscrobiculaires, entourés de granulations menues et homogènes, sont répandus sur toute la surface du test.

— Structure interne. Le polissage nous a permis de mettre en évidence la structure interne. A l'intérieur du test, sur ses bords, il y a cinq paires de parois courtes, qui partent, en divergeant sous un angle de 70 à 80°, des zones interambulacraires vers les zones ambulacraires. Sur la partie interne de la face orale pourvue de faibles crêtes, elles s'étendent jusqu'au tiers de la distance qui les sépare de l'orifice buccal. Sur le plafond elle diminuent, de plus d'un quart de la distance, jusqu'à l'apex. Entre les deux branches de chaque paire fait saillie une crête dont il ne reste, à la partie supérieure, qu'une simple ondulation, qui épaissit le test vers l'intérieur (Pl. II, fig. 5).

Sur quelques exemplaires polis on aperçoit aussi, parmi les Miliolides ayant envahi les tests, les pièces isolées de l'appareil masticateur.

— Affinités et différences. Nous avons déjà montré que les seules espèces de l'Eocène du Nord-Ouest de la Transylvanie, connues jusqu'à présent, sont *Scutellina lenticularis* (Lamk.) Agassiz et *Scutellina rotunda* (Galeotti) Forbes. Etant donné que, par certains de ses caractères, l'espèce découverte par nous se rapproche surtout de *Scutellina lenticularis* (Lamk.) Agassiz, c'est à celle-ci que nous allons la comparer tout d'abord.

Ce qui apparente ces deux espèces, ce sont les caractères communs suivants : forme discoïdale à ambitus mince mais arrondi, sinus postérieur relativement développé, zones ambulacraires en éventail et zones interambulacraires rétrécies vers le bord, la face inférieure plane avec des sillons ambulacraires visibles, le système apical à quatre pores génitaux disposés en trapèze, l'orifice buccal circulaire, central et au niveau du test. Ce qui sépare ces espèces c'est la forme des ambulacres, puisque chez *Scutellina lenticularis* (Lamk.) Agassiz ceux-ci sont médiocrement développés, arrondis en forme de feuille et inégaux, l'ambulacre antérieur étant plus largement ouvert. Il faut également remarquer que le système apical de cette espèce est en saillie comme un bouton, caractère que ne présente aucun des exemplaires de *Scutellina transsylvanica* n. sp.

Notre espèce présente aussi quelque ressemblance avec *Scutellina michelini* (Cotteau) Noetling. Ces deux espèces ont un contour pentagonal à ambitus arrondi. L'apex est central, comme l'orifice buccal. Les ambulacres subpétaloïdes sont largement ouverts aux extrémités. Mais le périprocte inframarginal, ainsi que les zones porifères, à petit nombre de pores espacés, et l'orifice buccal pentagonal constituent des différences évidentes qui les éloignent l'une de l'autre.

Scutellina rotunda (Galeotti) Forbes est plus éloignée de notre espèce, avec laquelle elle ne présente en commun que les caractères suivants : système apical central au niveau du test, orifice buccal circulaire et central, dont partent les cinq sillons ambulacraires, sinus postérieur peu développé et périprocte supramarginal. Les dimensions réduites, ainsi que le contour sous-dilaté postérieurement, à gros ambitus arrondi, mais surtout les ambulacres médiocrement développés en forme de feuille arrondie, inégale, la paire antérieure plus allongée que les autres, les

pores égaux et peu nombreux, éloignent cette espèce de *Scutellina transsylvanica* n.sp. La comparaison avec cette espèce de petite taille nous a été facilitée car nous l'avons trouvée aussi dans les matériels provenant du calcaire grossier inférieur de Văleni et de Mărgău.

Il ressort donc de nos comparaisons que *Scutellina transsylvanica* n. sp. s'écarte des espèces mentionnées, par les ambulacres subpétaloïdes d'aspect lyiforme, par l'angle accentué des rangées de pores externes, par le nombre plus grand de paires de pores, un peu inégaux, ainsi que par les grandes dimensions qu'elle atteint (tableaux 1 et 2).

— Localités. Colline de Prislop (Ciula), Mărgău, Bica (Văleni), dans le calcaire grossier inférieur.

Scutellina transsylvanica n. sp. var. *orbiculata* n. var.

Planche II, fig. 4, 7

Planche III, fig. 15—17, 20, 21

Nous avons attribué à cette variété de nombreux exemplaires de *Scutellina transsylvanica* n. sp. dont le contour est circulaire ou tout au plus décagonal. Chez cette variété le sinus postérieur manque chez les formes circulaires, tandis qu'il est à peine perceptible pour les formes décagonales.

— Le système apical, ainsi que l'orifice buccal ont une position centrale et se trouvent au niveau du test.

— La face inférieure est plane ou faiblement concave.

Pareille à l'espèce type, elle conserve le même caractère des ambulacres, à l'exception de l'ambulacre antérieur dont l'espace interporifère est un peu plus large que l'espace d'une des zones porifères. Pour cet ambulacre l'angle caractéristique de la rangée de pores externes est moins accentué que celui des ambulacres disposés par paires. Les pores sont égaux, le nombre de paires étant de 18 à 25. Par le caractère de l'ambulacre antérieur, cette variété ressemble, plus que l'espèce type, à *Scutellina lenticularis* (Lamk.) Agassiz.

Les dimensions sont données dans le tableau 1.

— Localités. Colline de Prislop (Ciula), Mărgău, Bica (Văleni), dans le calcaire grossier inférieur.

Scutellina transsylvanica n. sp. var. *oblonga* n. var.

Planche II, fig. 2, 5

Parmi les exemplaires étudiés nous avons distingué une autre variété, à savoir les formes qui — sauf certains caractères qui diffèrent peu de ceux de l'espèce type — se situent entre les limites de 0,88—0,91 du rapport $\frac{\text{largeur}}{\text{longueur}}$.

Le contour de cette variété est pentagonal-allongé, la partie antérieure étant plus proéminente.

Tant l'apex que l'orifice buccal ont une position subcentrale, étant un peu déplacés vers la partie postérieure, ce qui conduit au développement inégal des ambulacres; l'ambulacre antérieur est plus long que les ambulacres disposés par paires. Les pores sont inégaux et forment 21 à 25 paires.

En ce qui concerne les ambulacres disposés par paires, ceux-ci ont les mêmes caractères que ceux de *Scutellina transsylvanica* n. sp., excepté l'ambulacre antérieur qui, ainsi que dans la variété *orbiculata* n. var., a un espacement interporifère plus grand que l'un de ceux qui appartiennent aux espaces porifères.

Dans la structure interne, quoique les parois aient le même aspect que chez l'espèce type, elles sont moins développées par rapport aux dimensions de cette variété. Sur le plancher elles n'atteignent qu'environ un quart de la distance qui les sépare de l'orifice buccal.

Par rapport aux deux autres formes, cette variété se rencontre dans une très faible proportion (5%).

Les différences entre cette variété et les espèces dont nous nous sommes servis comme terme de comparaison sont mentionnées dans le tableau 3.

Les dimensions sont données dans le tableau 1.

— Localité. La colline de Prislop (Ciula), dans le calcaire grossier inférieur.

Il ressort du tableau 2, qui comprend les dimensions maxima des différentes espèces de *Scutellina*, que tant l'espèce *S. transsylvanica* n. sp. que ses variétés dépassent de beaucoup les dimensions citées par les auteurs antérieurs pour la majorité des espèces décrites.

Tableau 1.

Tableau des dimensions (en mm)

Espèce et variétés	Limites des dimensions			Rapport $\frac{\text{largeur}}{\text{longueur}}$	Fréquence
	longueur	largeur	hauteur		
<i>Scutellina transsylvanica</i> n. sp.	12—26,5	12—25,5	2,5—6	0,96—1	61%
<i>S. transsylvanica</i> n. sp. var. <i>orbiculata</i> n. var.	10,5—23	10—23	2,5—5	0,95—1	34%
<i>S. transsylvanica</i> n. sp. var. <i>oblonga</i> n. var.	14,5—24	13—21,5	2,5—5	0,88—0,91	5%

Ainsi que nous l'avons montré dès le début, dans toutes les stations où ces Scutellines ont été recueillies, elles se trouvent en association avec des Miliolidés et des Alvéolines, et le calcaire les renfermant est constitué presque en entier par leur cimentation. Suivant leur manière de se présenter dans les gisements, il semblerait qu'en ces lieux il s'agit d'une taphocénose, c'est-à-dire d'une accumulation de Scutellines après la mort

des animaux, puisqu'elles sont emprisonnées dans la roche d'une manière désordonnée, soit en position normale, soit renversées ou sur le côté (Pl. I). Pour cette hypothèse plaide aussi leur état de conservation, beaucoup d'exemplaires étant déformés, écrasés ou à l'état de débris. De même, la pénétration des Miliolidés à l'intérieur du test prouve qu'après

Tableau 2
Tableau comparatif des dimensions maxima (en mm) des différentes espèces de
Scutellina

Espèce	Longueur	Largueur
<i>Scutellina transsylvanica</i> n. sp.	26,5	25,5
<i>S. transsylvanica</i> n. sp. var. <i>orbiculata</i> n. var	23	23
<i>S. transsylvanica</i> n. sp. var. <i>oblonga</i> n. var	24	21,5
<i>S. lenticularis</i>	14	12,5
<i>S. rotunda</i>	13	13
<i>S. incisa</i>	22	22
<i>S. michelini</i>	15	14,5
<i>S. dufourii</i>	12	11,5
<i>S. linderi</i>	14	12,5
<i>S. bonissenti</i>	13	10
<i>S. obovata</i>	7	6
<i>S. folium</i>	6,5	6,5
<i>S. supera</i>	15	12,5
<i>S. calvimontana</i>	5	4,5
<i>S. concava</i>	11	10
<i>S. orientalis</i>	17	17
<i>S. balcanica</i>	8	7
<i>S. conica</i>	10,2	8

la destruction des parties organiques que renfermait leur intérieur, ces Echinides ont été emportés par des courants et transportés à proximité de rivages où les Miliolidés trouvaient les meilleures conditions de développement. La pénétration des Miliolidés à l'intérieur du test des Scutellines a été beaucoup facilitée soit au cours du transport, soit par les mouvements puissants de l'eau de la zone riveraine, où les vagues étaient en perpétuelle agitation.

Quant à la valeur stratigraphique des formes décrites par nous, ainsi que de celles connues antérieurement dans le même bassin, nous devons dire que :

Les Scutellines du bassin de Transylvanie représentées par : *S. lenticularis* (Lamk.) Agassiz, *S. transsylvanica* n. sp., *S. transsylvanica* n. sp. var. *orbiculata* n. var., *S. transsylvanica* n. sp. var. *oblonga* n. var., ayant leur développement dans le Calcaire grossier inférieur, ainsi que *S. rotunda* (Galeotti) Forbes, décrite par A. Koch [10], provenant du Calcaire grossier supérieur et trouvée également par nous dans le Calcaire grossier inférieur, apparaissent donc à la partie supérieure du Lutétien (au-dessus de l'Horizon à *N. perforatus*) et se maintiennent par cette dernière espèce jusqu'à la base de l'Horizon à *N. fabianii* (base du Ludien).

Les exemplaires décrits et figurés sont conservés dans la collection du Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Bucarest.

Tableau 3
Tableau comparatif des caractères des différentes espèces de Scutellines

Caractères considérés	<i>Scutellina transsylvanica</i> n. sp.	<i>S. transsylvanica</i> n. sp. var. <i>orbiculata</i> n. var.	<i>S. transsylvanica</i> n. sp. var. <i>oblonga</i> n. var.	<i>S. lenticularis</i> (Lamk.) Agassiz	<i>S. rotunda</i> (Galeotti) Forbes	<i>S. michelini</i> (Cott.) Noetting
Contour	Pentagonal, rétréci vers l'arrière	Circulaire ou décagonal	Pentagonal allongé	Circulaire ou allongé, sous-dilaté à l'arrière	Sous-circulaire ou ovale, sous-dilaté à l'arrière	Pentagonal
Sinus postérieur	Relativement profond	Inexistant ou peu développé	Peu développé	Peu développé	Peu développé	Absent
Ambitus	Mince et arrondi	Mince et arrondi	Mince et arrondi	Mince et arrondi	Gros, arrondi	Arrondi
Face inférieure	Plane ou faiblement creusée de l'avant à l'arrière	Plane ou concave au milieu	Plane ou creusée de l'avant à l'arrière	Presque plane	Plane ou concave au milieu	Plane
Système apical	Central, au niveau du test	Central, au niveau du test	Subcentral, déplacé vers l'arrière, au niveau du test	Central, en forme de bouton	Central, au niveau du test	Central, un peu bombé
Orifice buccal	Central, au niveau du test, circulaire	Central, au niveau du test, circulaire	Subcentral, déplacé vers l'arrière, au niveau du test, circulaire	Central, au niveau du test, circulaire	Central, au niveau du test, circulaire	Central, subpentagonal
Périprocte	Supramarginal	Supramarginal	Supramarginal	Marginal ou inframarginal	Marginal ou supramarginal	Inframarginal
Ambulacres	Subpétaloïdes, lyriiformes. La rangée de pores externes décrivant un angle prononcé. Zones porifère et interporifère égales. Pores légèrement inégaux. 21-28 paires	Subpétaloïdes, lyriiformes. La rangée de pores externes décrivant un angle prononcé. Ambulacre antérieur à espace interporifère plus grand que l'espace porifère. Pores presque égaux. 18 à 25 paires de pores	Subpétaloïdes, lyriiformes. La rangée de pores externes décrivant un angle prononcé. Ambulacre antérieur plus long, à espace interporifère plus large que l'espace porifère. Pores égaux. 21-28 paires de pores	Subpétaloïdes, médiocrement développés, arrondis en forme de feuille. Inégaux, ambulacre antérieur largement ouvert. Pores égaux, peu nombreux	Subpétaloïdes, médiocrement développés, arrondis en forme de feuille. Inégaux. A2 et A5 divergents et plus longs. A1 plus ouverts. Pores égaux, peu nombreux	Subpétaloïdes, largement ouverts aux extrémités. Pores espacés, peu nombreux
Structure interne	Parois marginales divergentes, à ramifications sur le plancher	Parois marginales divergentes, à ramifications sur le plancher	Parois marginales divergentes, à ramifications sur le plancher	Parois radiaires, atteignant l'orifice buccal	Parois marginales divergentes, à ramifications sur le plancher	Parois simples, marginales, prolongées jusqu'au péristome

BIBLIOGRAPHIE

1. BĂRBULESCU AURELIA, *Studiul microfunei din orizontul cu Alveoline de la Iara (Reg. Cluj)*. Communication présentée, au mois de mars 1957, au cours de la session scientifique de l'Université « C. I. Parhon », Bucarest.
2. GOTTEAU G., *Note sur les Echinides des terrains tertiaires de la Belgique*. Bull. Soc. Géol. de France, 1880—1891, série III, 9, 214—219.
3. — *Paléontologie française, Terrain tertiaire. Echinides éocènes*. Paris, 1889—1894, 2.
4. COTTREAU J. et ALEXAT, *Sur une Scutelline nouvelle de l'Asie Centrale*. Bull. Soc. Géol. de France, 1908—1910, série 4.
5. GOCEV P., *Paläontologische und stratigraphische Untersuchungen über das Eozän von Varna*. Rev. Soc. Géol. bulgare, 1933, 5.
6. HAUER FR. R. und STACHE G., *Geologie Siebenbürgens*. Vienne, 1863.
7. HAUG E., *Traité de Géologie*. 1911.
8. HOFMANN K., *Bericht über die im östlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Spezialaufnahmen*. Budapest, Földt. Közl., 1879, 9, 5—6.
9. — *Bericht über die im Sommer 1882 im süd-östlichen Theile des Szatmarer Comitates ausgeführten geologischen Spezialaufnahmen*. Budapest, Földt. Közl., 1883, 9, 1—3.
10. KOCH A., *Die alttertiären Echiniden Siebenbürgens*. Jahrb. der kön. ung. geolog. Anstalt, Budapest, 1885, 7.
11. — *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landstheile*. I. Theil: *Paläogene Abtheilung*. Mitt. aus dem Jahrb. der kön. ung. geolog. Anstalt, Budapest, 1892, 10.
12. LE HON., *Terrains tertiaires de Bruxelles*. Bull. Soc. Géol. de France, Paris, 1862, série 2, 19, 827.
13. MARINESCU FLORIAN, *Asupra poziției stratigrafice a lui Orbitolites complanatus Lamk. în bazinul Transilvaniei*. Comunicările Acad. R.P.R., 1957, 7, 9.
14. MATEESCU ȘT., *Observații morfologice și geologice asupra depresiunii Huedinului (Transilvania)*. An. Inst. Geol. Rom., 1926, 11.
15. PAVÁY V. E., *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Klausenburg*. Mitt. Jahrb. d. kön. ung. geol. Anstalt, Budapest, 1871, I. Abt., 3.
16. PIVETEAU J., *Traité de Paléontologie*. Paris, 1953, 3.
17. QUENSTEDT F. A., *Petrefaktenkunde Deutschlands. III. Echiniden*. Leipzig, 1874.
18. RĂILEANU GR., SAULEA EM., *Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (NV bazinului Transilvaniei)*. An. Com. Geol. Rom., 1956, 29.
19. VIALOV O. et MANOUILENKO O., *Les oursins paléogènes de Fergana*. Problems of Palaeontology. Publ. Lab. de Paléont. de l'Univ. de Moscou, 1939, 5.

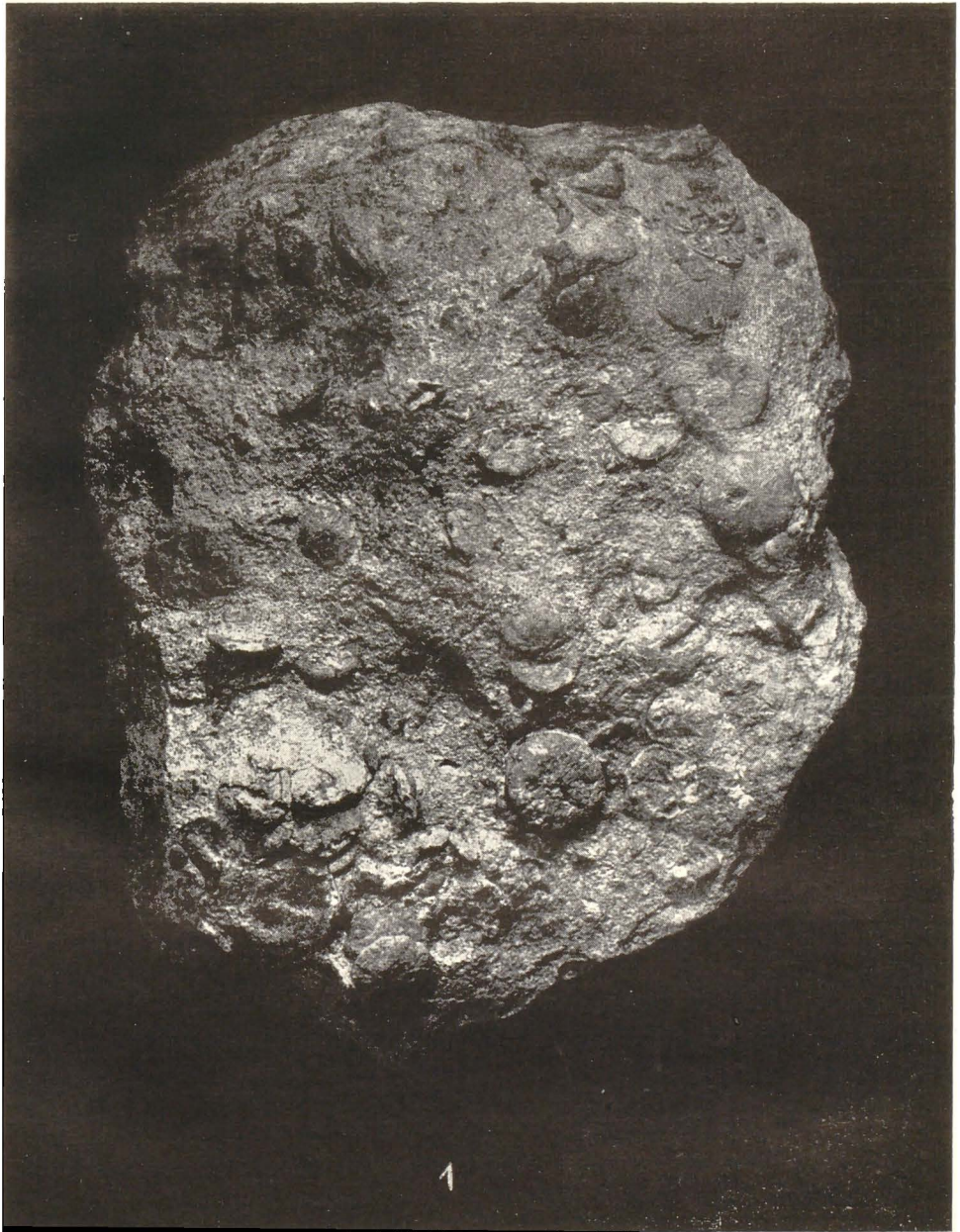


Fig. 1. — Calcaire à Scutellines et à Miliolidés.

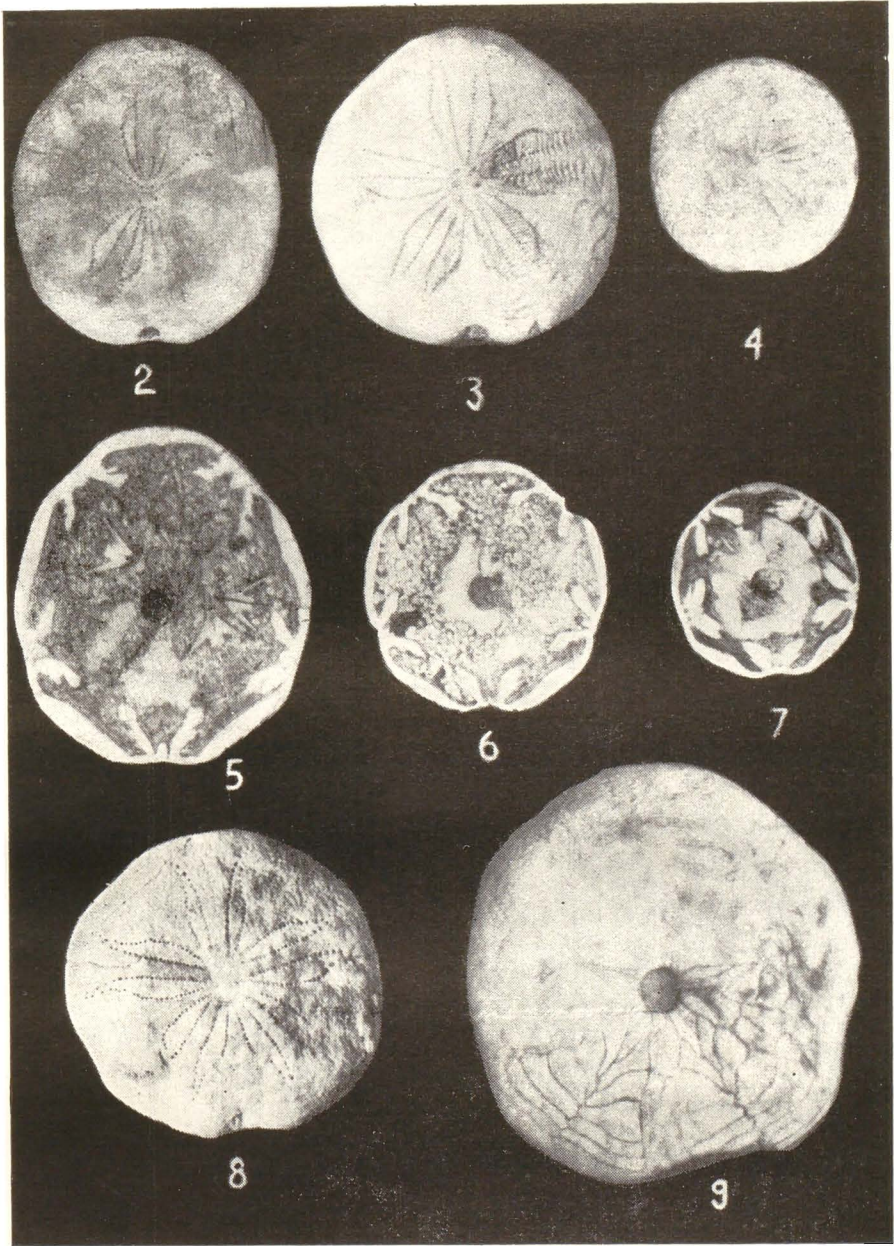


Fig. 2. — *Scutellina transsylvanica* n. sp. var. *oblonga* n. var. (2 ×). Fig. 3. — *Scutellina transsylvanica* n. sp. (2 ×). Fig. 4. — *Scutellina transsylvanica* n. sp. var. *orbiculata* n. var. (2 ×). Fig. 5. — *Scutellina transsylvanica* n. sp. var. *oblonga* n. var., structure intérieure (2 ×). Fig. 6. — *Scutellina transsylvanica* n. sp., structure intérieure (2 ×). Fig. 7. — *Scutellina transsylvanica* n. sp. var. *orbiculata* n. var., structure intérieure (2 ×). Fig. 8. — *Scutellina transsylvanica* n. sp. face supérieure (2 ×). Fig. 9. — *Scutellina transsylvanica* n. sp., face inférieure (3 ×).

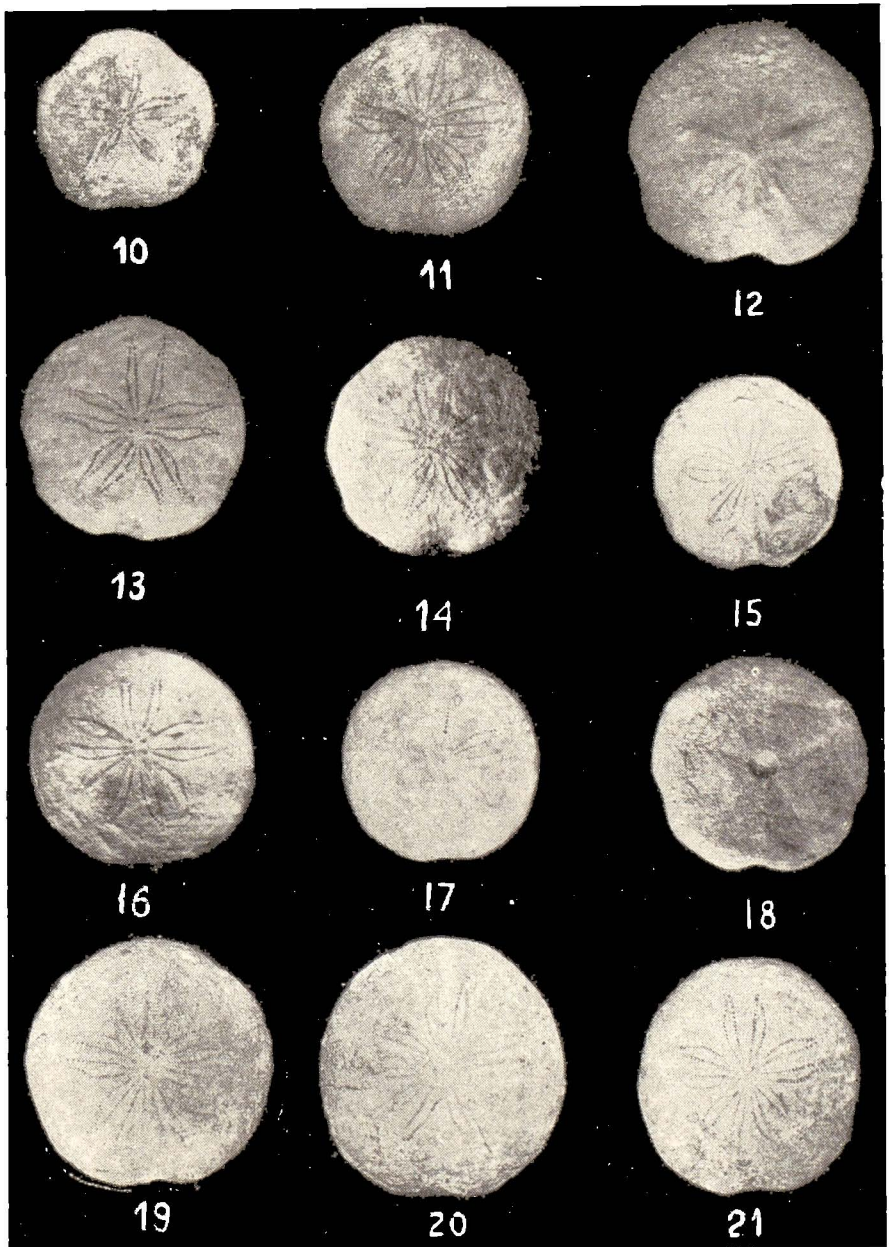


Fig. 10 – 14, 19. – *Scutellina transsylvanica* n. sp. Fig. 15–17, 20, 21. – *Scutellina transsylvanica* n. sp. var. *orbiculata* n. var. Fig. 18. – *Scutellina transsylvanica* n. sp., face inférieure.

GEOLOGISCHE FORSCHUNGSARBEITEN
IM GEBIET ANINA-DOMAN
(REȘIȚA—MOLDOVA NOUĂ - ZONE, BANAT) *

VON

GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU und V. MUTIHAÇ

EINLEITUNG

Das den Gegenstand dieses Berichtes bildende Gebiet stellt einen Teil der in der geologischen Fachliteratur unter dem Namen Reșița — Moldova Nouă (Abb. 1) bekannten Zone dar. Vorliegende Abhandlung ist als Einführung gedacht und bezweckt neue Aufklärungen über die Gesteinszusammensetzung, die Schichtung und den Aufbau eines Bezirkes der Reșița — Moldova Nouă - Zone zu bringen.

Der in diesem Bericht behandelte Bezirk wird im Süden von dem Miniș-Tal und im Norden von dem durch Doman verlaufenden Breitegrad begrenzt.

Das so begrenzte Gebiet stellt eine, aus von Norden nach Süden gerichteten Kämmen und Hochebenen gebildete, gebirgige Landschaft dar, die morphologisch zum Banater Kalksteingebirge gehört.

Die hohen Gebirgskämme oder weiten Hochebenen von Brădet und Iabalcea werden durch tiefe Täler mit steilen Abhängen getrennt, welche der Gegend ein wildes Aussehen verleihen. Der parallele Verlauf der Kämmen ist eine Folge des strukturellen Aufbaues dieses Gebietes, welcher auch zur Bildung eines im großen ganzen parallel zum allgemeinen Verlauf der Hauptfalten verlaufenden Wassernetzes geführt hat. Fast alle Wasserläufe haben eine Nord—Süd-Richtung und bilden längsgerichtete Täler. Als Beispiele werden das Natra-Tal, der Jitin-Bach, das Anina-Tal, das Buhui-Tal, der Oberlauf des Caraș-Flusses und der Doman-

* Erschienen in „Buletinul științific al Academiei R.P.R., Secția de geologie și geografie“, 1957, 2, 2.

Bach angeführt. Ausnahmen bilden nur das Miniş-Tal und teilweise das Caraş-Tal, welche als Beispiele von Quertälern anzusehen sind.

Die Höhen bleiben verhältnismäßig gering, etwa 1 000 m. Trotzdem ist der energische Charakter der Oberflächenbildung mit plötzlichen Übergängen von 50—100 m auf 800 m oder sogar 1 000 m sehr ausgeprägt. Dieses Merkmal steht sowohl mit der petrographischen Zusammensetzung des Gebietes als auch mit dessen paläogeographischen Entwicklung in engem Zusammenhang. Jedenfalls verleiht der plötzliche Übergang aus der sanften, verwischten Gleichförmigkeit der umgebenden Landschaft mit miopliozänen Ablagerungen in ein bewegtes, mit schroffen Felsen, Engpässen, Höhlen und Stromschnellen übersätes Relief der Gegend einen eigenartigen Reiz. Die vorherrschenden Kalksteine fügen dem Landschaftsbild reizvolle karstische Erscheinungen hinzu.

Die Dolinen und Poljen sind nur einige Merkmale der Karstbildung dieser Gegend. Sie werden jedoch durch Schluchten und Stromschnellen, Höhlen und Einbrüche ergänzt, die für sich allein Gegenstand einer geomorphologischen Untersuchung sein könnten.

Der bedeutendste Engpaß ist der in Malm- und urgo-aptischen Kalksteinen eingeschnittene Miniş-Paß (Cheile Minişului). Er beginnt westlich von Steierdorf und setzt sich bis zur Mündung des Golumb fort. Die steilen, gleich Türmen einer alten Festung sich erhebenden Wände reichen bis zu 200—300 m Höhe empor. Auch das Anina-Tal bildet, bevor es diese Gegend verläßt, einige Engpässe in den Kalksteinen des oberen Jura und der unteren Kreide.

Der Caraş-Engpaß ist jedoch der wildeste in dieser Gegend. Er ist 3 km lang in urgonischen Kalksteinen gegraben und seine Wasserfälle und Strudel ergänzen das Landschaftsbild dieser bekannten und von zahlreichen Touristen besuchten Engpässe.

Die geologische Einwirkung der laufenden Gewässer beschränkt sich aber nicht nur auf die erwähnten Erscheinungen, sie hat vielmehr durch Auflösungsprozesse auch zu Grotten- und Höhlenbildungen geführt. Hiervon sind die Höhlen von Comarnic und Buhui erwähnenswert. Die Comarnic-Höhle liegt in Kalksteinen des Aninaer Typs. Sie ist 3 km tief, mit Tropfsteinbildungen, Gehängen und Kalkkrusten schön ausgekleidet und zählt zu den schönsten des Landes. Die Höhle von Buhui ist in urgonischen Kalksteinen gegraben. Im Zuge des Caraş-Tales befinden sich, seiner Fließrichtung entlang und in gleicher Höhe ausgerichtet, eine ganze Reihe von Grotten und kleineren Höhlen, von denen die Lilieci-Höhle und die Socolovăţ-Höhlen von Caraşova zu nennen sind.

Zu den oben beschriebenen Auswirkungen der fließenden Gewässer kommen noch eine Reihe anderer dynamischer Prozesse hinzu. Im Miniş-Tal ist der bedeutende Einbruch von Coronici hervorzuheben. Ferner sind in der Gegend Reliefumkehrungen, wie das Synkinal von Rol, sowie Erosionsflächen und sogar -plattformen anzutreffen. Die angeführten Beispiele rechtfertigen es vollauf, dieses Gebiet vom geomorphologischen Standpunkt aus, als Karstbildung zu bezeichnen.

DIE VORANGEGANGENEN FORSCHUNGSARBEITEN

Das von uns erforschte Gebiet umschließt den bedeutenden, wegen der dort gewonnenen, hochwertigen Kohle, wohlbekannten Bergbaubezirk von Steierdorf-Anina. Aus diesem Grund hat dieses Gebiet schon seit den ältesten Zeiten die Aufmerksamkeit der Forscher auf sich gelenkt. Aus dem gleichen Grunde beschränken sich die meisten Abhandlungen und Berichte auf den Bezirk Steierdorf-Anina oder auf die nächste Umgebung dieses alten Bergbauzentrums, dessen Geschichte auf mehr als 100 Jahre zurückgeht.

Zu den ersten Forschern zählt J. Kudernatsch [9], der vor 100 Jahren am 8. Mai 1856 in Wien in seinem Bericht *Die Geologie der Banater Gebirgskette*, die erste geologische Abhandlung und Karte des Aninaer Gebietes veröffentlicht hat. Die von J. Kudernatsch entworfene Karte bildete die Grundlage der geologischen Karte, die heute noch, mit einigen Abänderungen, von dem „Aninaer Kohlentrust“ verwendet wird.

Im Jahre 1869 war es der Forscher U. Schloenbach [18], der zum ersten Mal das Vorhandensein des Bathon im Brädet-Gebirge feststellte.

V. Uhlig brachte 1881 [23] seinen Beitrag zur Kenntnis der tithonischen Fauna von Brädet.

Geologische Aufnahmen allgemeineren Charakters sind L. Roth von Telegd [12], [13], [14], [15], [16], [17] zu verdanken. Die von ihm in den Jahren 1885 bis 1895 aufgenommene Karte bildete die kartographische Grundlage für die weiteren Forschungsarbeiten des Kohlenlagers und der Liasbildung von Anina-Doman.

Die Ansichten von J. Kudernatsch und L. Roth von Telegd über die Schichtenunterteilung werden im Rahmen der geologischen Beschreibung des Gebietes behandelt.

Im Jahre 1882 veröffentlichte I. von Böckh [2], [3], [4] einige Daten über die Mollusken aus den Ablagerungen der unteren Kreide.

Im Jahre 1891 veröffentlichte Geza von Bene [1] Daten über die Kohlengruben von Anina und Doman. Im Jahre 1916 veröffentlichte er in zwei Berichten, weitere Daten über die Geologie und Tektonik der Liaskohlengruben von Anina und Doman.

Im Jahre 1910 erforschte Z. Schréter [19], [20] die Umgebung des Caraş und brachte einige Beiträge zur Kenntnis der Tektonik dieses Gebietes.

G. Halaváts [6], [7], [8] erforschte die Umgebung von Reşiţa, Dognecea und Anina und brachte dabei wichtige Beiträge zur Kenntnis der Schichtung dieses Gebietes.

Im Jahre 1931 brachte A. Streckeisen [22] in einer zusammenfassenden Arbeit über die Tektonik der südlichen Karpaten neue Beiträge zur Kenntnis der geologischen Struktur des Banates.

In ihrer *Geologischen Entwicklung der Kreidebildung in Rumänien* stellen G. Macovei und I. Atanasiu [10] allgemeine Betrachtungen über die Kreideablagerungen in der Reşiţa—Moldova Nouă-Zone an.

Die jüngste Arbeit von Al. Codarcea [5], aus dem Jahre 1940 stellt eine Synthese der bestehenden Kenntnisse über die Schichtfolge und Tektonik des Banates dar¹.

DIE SCHICHTFOLGE DES GEBIETES

Wie oben gezeigt, stellt das hier behandelte Gebiet einen Bestandteil der Ablagerungszone von Reșița—Moldova Nouă dar. Der geologische Unterbau des Gebietes wird von kristallinen Schiefen gebildet, die jedoch nur in dem Maße besprochen werden, als zur Abgrenzung der sedimentären Ablagerungen erforderlich schien. Außer den kristallinen Schiefen, muß noch die Anwesenheit einiger vulkanischer Gesteine verzeichnet werden, die ebenfalls nur in dem Maße eingetragen wurden, als sie die Ablagerungen beeinflussen. Die sedimentären Ablagerungen, aus denen sich das Gebiet eigentlich zusammensetzt, gehören dem oberen Paläozoikum und insbesondere dem Mesozoikum an. Die Sedimente bilden zwei unterschiedliche, klar begrenzte Ablagerungskreise; der erste gehört zum oberen Karbon-Perm und der zweite zum Lias-Apt.

DER KRISTALLINISCHE UNTERBAU

Die kristallinen Schiefer, welche den geologischen Unterbau des Gebietes bilden, gehören nach Al. Codarcea [5] zum getischen Kristallintyp. Im westlichen Teil sind die kristallinen Schiefer durch Chlorit-, Phyllit- oder Serizit-Schiefer des Locva-Kristallintyps vertreten.

Im östlichen Teil können feine, schwach glimmerhaltige Gneise und Glimmerschiefer unterschieden werden, zu denen noch, örtlich begrenzt, Hornblende-, Chlorit- oder sogar Graphitschiefer hinzukommen. Bei Izvorul Lat und im Caraș-Tal sind linsenförmige Serpentin-Einschlüsse anzutreffen, welche in nord-südlicher Richtung aus dem Miniș-Tal über Predilcova, Buhui, Comarnic bis zum Toplița-Bach verfolgt werden können. Ihren petrographischen Merkmalen nach gehört diese Kristallinenbildung der Hidiș-Zone an.

OBERES KARBON

Die ältesten Ablagerungen, die den kristallinen Schiefen aufgelagert sind, gehören zum oberen Karbon. Sie erscheinen am westlichen Rand des Gebietes, im Kern der Natra-Dobra-Sattelfalte. Nördlich von Gîrliște und Carașova entwickeln sich Ablagerungen, die bereits

¹ Besondere Angaben über das Aninaer Gebiet sind in einem Bericht dieses Verfassers beim Geologischen Ausschuß niedergelegt.

J. Kudernatsch [9], G. Halaváts [7] und Roth von Telegd [13] dem oberen Karbon zugesprochen haben.

Das Karbon besteht aus Konglomeraten, Sandsteinen und Kohlenschiefern mit Pflanzenresten, in abwechselnder Reihenfolge. Die Konglomerate erscheinen häufig am Fuße der Gesteinsreihe und bestehen hauptsächlich aus Elementen, die von den kristallinen Schiefern herühren. Die Sandsteine sind im unteren Teil der Gesteinsreihe weniger häufig als die Konglomerate anzutreffen, sie erscheinen aber, dem oberen Ende zu, immer häufiger. Sie sind im allgemeinen kieselhaltig mit viel Feldspat, und von bläulich-weißlicher oder sogar schwärzlicher Tönung. Die schwarzen Tonschiefer schließen zahlreiche Kohleteilchen ein; sie sind fein geschiefert und sehen manchmal Schiefergesteinen ähnlich. Dementsprechend lassen sie sich in dünnen Platten ablösen und weisen häufig Zersetzungsringe auf. Die Tonschiefer wechseln häufig mit Kohlenschiefern und Schiefer-ton ab.

J. Kudernatsch [9] beschreibt im Jahre 1896 die kohlehaltigen Tonschiefer von Zăgrădia (Miniş-Tal) und führt dort an :

Annularia sp.

Pecopteris sp.

Calamites sp.

Sphaenopteris sp.

Am stärksten ist das Karbon am westlichen Flügel der Zone und zwar längs der Natra-Dobra-Sattelfalte bei Gîrlişte entwickelt, wo wir Reste von *Siggilaria* und *Calamites* aufgefunden haben.

PERM

Die Permformation tritt, übrigens wie auch das obere Karbon, ziemlich vereinzelt auf und ist im allgemeinen an dessen Vorkommen gebunden.

Das Perm tritt am Ogaşul Natra, Ogaşul Dobra, am Vidra-Bach und bei Ciudanoviţa im Jitin-Tal klar zu Tage. Es erscheint ebenfalls am östlichen Flügel der Zone und zwar längs der Comarnic-Sattelfalte. An den Stellen, wo das obere Karbon erscheint, läßt sich dessen allmählicher Übergang zum Perm feststellen.

Die Permformation ist petrographisch und der Farbe nach aus einer abwechselnden Reihenfolge von verschiedenen Gesteinen gebildet; rotfarbene Töne sind aber vorherrschend und verleihen der Gesteinsreihe die entsprechende Farbe.

Im allgemeinen weisen die Ablagerungen keine Schichtung auf, nur stellenweise verleihen ihnen Sandstein- und mikrokonglomeratische Einlagen ein gewisses schichtenartiges Gepräge. Im oberen Teil der Gesteinsreihe erscheinen Einlagen von mikrokonglomeratischen quarzitären Sandsteinen, von bläulich-grünlicher Farbe. Als deren Elemente können Bruchstücke von manchmal chlorit- und serizithaltigen Glimmerschiefern, und kleine Quarzbruchstücke unterschieden werden, selten

schwarze Mineralien und manchmal sehr viel kaolinisierter Feldspat. Desgleichen sind in diesen Lagen rote Tonnerter zu finden, welche den Eindruck eines aus der Masse roter Tone umgeformten Materials erwecken.

Aus den permischen Ablagerungen des Gebietes nennt Roth von Telegd [14], [15]:

Walchia piniiformis Schloth,
Walchia filiciformis Schloth,
Hymenophyllites semialatus Gein,
Callipteris (Aletopteris) conferta Stren,
Odontopteris obtusiloba Naim,

zu denen Reste von *Spongilopsis*, *Cordaites* und *Pterophyllum* hinzukommen.

Dem lithologischen Charakter nach erscheint es wahrscheinlich, daß die permischen Ablagerungen sich in einer kontinentalen oder Binnensee-Umgebung, unter dem Einfluß eines warmen Klimas gebildet haben.

JURA

Im südlichen Teil der Reşița—Moldova Nouă-Zone und zwar bei Sasca Montana folgt oberhalb der permischen Ablagerungen der Trias; im restlichen Banat legen sich die Jura-Ablagerungen direkt über das Perm oder sogar auf den kristallinen Unterbau.

Mit Beginn dieser Periode stellen sich im Banat marine Verhältnisse ein, die wahrscheinlich bis zur unteren Kreide andauern. Der Jura ist im ganzen Gebiet durch seine drei Unterabteilungen vertreten.

LIAS

Der Lias ist die erste Stufe des Jura, die sich transgressiv über älteren Formationen befindet. Durch die Einstellung der marinen Verhältnisse finden sich im ganzen Banat für die Kohlebildung günstige Bedingungen ein, welche die Kennzeichen der Gresten-Fazies bestimmt haben; andererseits haben die stärkeren Meereinbrüche schon zu Beginn des Lias die Entstehung einer neritischen marinen Fazies mit Brachiopoden und Blattkiemen begünstigt. Demnach können im Lias zwei Fazies unterschieden werden: die Brackwasser- und die pelagische Fazies.

a. *Die Brackwasserfazies.* Diese entwickelt sich im zentralen Teil der Zone, längs der Anina-Steierdorf-Sattelfalte; deren Gesteinskennzeichen gestatten die Unterteilung in zwei Hauptlagen: die kohlenhaltigen Schichten im unteren Teil und die bituminösen Schichten im oberen Teil. Die erwähnten Gesteinskennzeichen haben die früheren Forscher veranlaßt, den Lias in den unteren und oberen Lias zu unterteilen. Diese Unterteilung ist jedoch ganz willkürlich, denn die paläontologischen Daten führen zu anderen Schlußfolgerungen.

— Der untere Lias (die kohlehaltige Lage) ist durch eine abwechselnde Folge von kieseligen Mikrokonglomeraten, kieseligen Sandsteinen, Tonsandsteinen, Tonschiefern, Kohlschiefern, feuerfestem Ton und Kohlen vertreten.

Dieser Komplex weist eine Stärke von etwa 250 m auf, in welcher bei Anina 8 Kohlenzwischenlagen angetroffen wurden. Roth von Telegd [13] nennt in dieser Lage folgende fossile Pflanzen:

Palyssia brauni Schenk.
Taenopteris vittata Brgt.
Thinnfeldia rhomboidalis Ett.
Pterophyllum rigidum Göpp.
Baiera taeniata, Fr. Braun.
Aleopteris tentata Göpp.
Zamites schmidelli Stenrb.
Equisetites sp.

Nach diesen Pflanzenresten zu urteilen, ist anzunehmen, daß die Kohlenlager den unteren Lias, einschließlich den Rät vertreten. *Pallissya brauni* Schenk spricht für die Gegenwart dieses letzteren.

Al. Semaka [21] untersuchte die Liasflora von Doman und gelangte zu dem Schluß, daß sich darin auch Vertreter einiger Species aus dem unteren und sogar mittleren Lias befinden.

Zieht man die Tatsache in Betracht, daß zwischen der kohlehaltigen und der bituminösen Lage keinerlei Hinweis auf ein altes Relief besteht, aus dem man auf eine Lücke in den Schichten schließen könnte, so muß eine ununterbrochene Ablagerung von der oben beschriebenen Lage zu der unmittelbar darauffolgenden zugegeben werden.

— Der durch diese Fazies vertretene untere Lias ist in der Sattelfalte von Steierdorf-Anina und längs der Sattelfalte von Predilcova entwickelt. Ganz vereinzelt erscheint er noch im Caraş-Tal bei Prolaz, im Padina-Tal bei Olenica und im Nermed-Tal.

— Der mittlere Lias folgt in ununterbrochener Ablagerung auf den unteren Lias und der Übergang ist stellenweise von kohlehaltigen Sandsteinen, zu kohlehaltigen Schiefen und dann zu bituminösen Schiefen abgestuft. Die bituminöse Lage ist durch blätterige Tonschiefer vertreten, die bei heftiger Reibung zahlreiche glänzende Flächen, manchmal sogar wahre Reibungsspiegel aufweisen. Die vorherrschende Farbe ist bläulich-schwarz, wahrscheinlich als Folge der feinen Kohleteilchen und der bituminösen Substanz. Die Kohlesubstanz ist manchmal in dünnen Schichten von 10—30 cm Stärke konzentriert. Der Bitumengehalt gab zu einem gewissen Abbau dieses Schiefers Veranlassung. Ein anderes Kennzeichen dieser Schiefer ist die Gegenwart von Sphärosiderit, welches als linsenförmige Einschlüsse erscheint. Vor dem Jahre 1890 wurde Sphärosiderit auch abgebaut. Heute erscheint es noch in den Gruben von Anina, sowie von Celnic und Predilcova.

Die bituminöse Lage ist etwa 200 m stark. Auf Grund der Anwesenheit von *Harporceras* (*Hildoceras*) *bifrons* Brug., welcher bei Doman genannt wurde, ist das Alter dieser Lage dem oberen Lias zugesprochen worden. Ebenso spricht auch die Gegenwart von Pflanzenresten wie

Zamites gracilis Kirr, und *Carpolites liasinus* Andr. für den oberen Lias. Unsere Untersuchungen haben jedoch nicht zum gleichen Schluß wie diejenigen von Roth von Telegd [13], Fr. Schafarzik und Al. Codarcea [5] geführt, weil *Harpoceras* (*Hildoceras*) *bifrons* Brug., welche für das Toarzian charakteristisch sind, von uns in den lithologisch zum unmittelbar höheren, mergelhaltigen Komplex, gehörenden Mergeln aufgefunden worden sind. Demnach kann die mit ihrem unteren Teil auf dem unteren Lias und mit ihrem oberen Teil unter dem Toarzian liegende bituminöse Lage nur den mittleren Lias vertreten. Diese Lage tritt auf den Flanken der Sattelfalte von Anina-Steierdorf deutlich hervor. Sie ist ferner bei den Bohrungen von Polom-Brădet und ziemlich vereinzelt längs der Sattelfalte von Predilcova angetroffen worden.

b. *Die marine Fazies.* Auf den Seitenrändern der Zone werden die oben beschriebenen Lias-Lagen durch eine detritische Fazies, mit mariner Fauna ersetzt. Bei Toplița folgen auf die kristallinen Schiefer Kalksandsteine, Mergelkalk und Spatsandsteine mit *Terebratula*, *Rhynchonella*, *Spiriferina* und *Pecten*. Im Buhui- und Natra-Tal folgen auf die permischen Ablagerungen Mikrokonglomerate, Sandsteine und Kalksandsteine mit *Spiriferina*, *Pecten disparilis* Quenst. und *Gervilia olifex* Quenst.

Es muß hervorgehoben werden, daß in den Randgebieten der Zone die bituminösen Schiefer nur ganz vereinzelt auftreten. Hier geht der Lias in Seefazies unmittelbar zum Dogger über, und es erscheint nicht ausgeschlossen, daß auch die bituminöse Lage in diesen marinen Ablagerungen ihr Äquivalent hat. Es ist ebenso nicht ausgeschlossen, daß die Seefazies nur teilweise der kohlehaltigen oder bituminösen Lage entspricht.

Die Valea Morii - Schichten

(Oberer Lias — Dogger — unteres Callovian)

In der Reșița — Moldova Nouă-Zone ist der Ablagerungskomplex, der von den vorangehenden Forschern dem Dogger zugesprochen worden ist, im großen ganzen mergelhaltig. Unsere Untersuchungen haben jedoch gezeigt, daß was als Dogger betrachtet worden ist, auch andere, ältere Unterformationen wie das Toarzian an der Basis, oder neuere Unterabteilungen wie die *Macrocephalites macrocephalus*-Zone aus dem unteren Callovian enthält. Wir waren aus diesem Grunde der Meinung, daß diesem Komplex eher eine lokale Bezeichnung zukommt. Lithologisch sind in dieser Formation zwei Lagen zu unterscheiden: die mergelige Lage, sowie die Lage mit ellipsoidalen Koncretionen. Der Übergang zwischen diesen zwei Lagen geht allmählich vor sich und deshalb ist die kartographische oder gar paläontologische Grenze unmöglich zu ziehen. Im allgemeinen sind diese Lagen fossilienhaltig und die Gegenwart einiger charakteristischer Formen gestattet die Identifizierung der Unterabteilungen vom Toarzian bis zum unteren Callovian einschließlich.

a. *Die mergelige Lage*. Sie besteht aus einer Folge von Tonmergeln, Kalkmergeln und Sandsteinmergeln. Die Lage erreicht eine Stärke von 60—70 m. Unter Berücksichtigung der in diesen Mergeln gefundenen charakteristischen Formen, kann die Gegenwart folgender Unterabteilungen festgestellt werden:

— Das Toarzian ist an der Basis des mergeligen Komplexes durch grau-schwärzliche Sandsteinmergel vertreten. Die bei Doman und in den Bohrungen von Brădet gefundene *Harpoceras (Hildoceras) bifrons* Brug. beweist zur Genüge die Anwesenheit des oberen Lias (Toarzian). Diese Form ist, wie oben gezeigt, auch von G. Halaváts [7] in den braunen gefleckten Mergeln von Doman erwähnt worden. Unsere Untersuchungen zeigen, daß lithologisch diese Ablagerungen der mergeligen Lage des Dogger ähnlich sind und dieser zugehören und nicht der bituminösen Lage des mittleren Lias.

— Das Aalen ist durch sandiges Mergel und mergelige glimmerhaltige Tone von grau-gelblicher Farbe im frischen Bruch und gelblich-rötlicher Farbe in zersetztem Zustand.

In den Mergeln aus den Flanken der Aninaer Sattelfalte sind zahlreiche Formen aufgefunden worden, von denen die folgenden am charakteristischsten sind:

Naera kudernatschi Stur.

welche ein beinahe konstantes Niveau an der Basis bildet.

Gryphaea calceola Quenst.

Posidonomya opalina Quenst.

Ludwigia cfr. *murchinsonae* Sow.

Trigonia sp.

} *Gryphaea* Schichten, bei Roth von Telegd.

Die Forscher Roth von Telegd [15], G. Halaváts [7] und Z. Schréter [19] nennen noch:

Harpoceras (Leioceras) opalinum Rein.

Lyloceras torulosum Echubl.

Pallastra opalina Quenst.

Cucullaea inaequalis Goldf.

Chemnitzia globulosa d'Orb.

Obige Formen sind teilweise auch von uns aufgefunden worden, aber infolge ungünstiger Umstände konnte deren genaue stratigraphische Lage, wie auch diejenige von *Cucullaea* sp. *Cerithium*, *Pinna*, *Modiola*, *Pecten* nicht genau festgestellt werden.

— Das Bajozian muß in dieser Lage als vorhanden betrachtet werden, weil zwischen den oben beschriebenen fossilienhaltigen Niveaus und der darauf folgenden Lage mit Ellipsoiden, noch eine mergelige Gruppe vorhanden ist. In den roten (wahrscheinlich verbackenen) glimmerhaltigen Mergeln von Ogaşul Izvor sind mehrere Exemplare von *Astarte voltzii* Goldf., einer im Bajozian häufigen Form, aufgefunden worden.

b. *Die mergelige Lage mit ellipsoidalen Konkretionen*. Sie weist eine Stärke von etwa 30 m auf und besteht aus, in Bänken bis zu 0,50 m

Stärke, geschichteten Mergeln und Kalkmergeln, von bläulicher Farbe mit schwarzen Tönungen. Am oberen Teil der Lage erscheinen immer häufiger harte Mergelkalke von ellipsoidalem Aussehen, die manchmal vorherrschend sind.

In dieser Lage können mehrere Fossilienniveaus unterschieden werden, welche die Identifizierung folgender Unterabteilungen gestatten:

— Die Gegenwart des Bathonian ist bereits von Schloenbach [18] angezeigt worden, ohne jedoch paläontologisch bewiesen zu werden.

Am Übergang von der eigentlichen mergeligen Lage zu derjenigen mit Ellipsoiden, konnten wir die, für das obere Bathonian (bzw. Bradford) charakteristische *Clydoniceras discus*, in mehreren Exemplaren identifizieren. Darauf folgen an *Posidonomya* reiche Mergel, die das charakteristische *Posidonomya* Niveau darstellen (mit *Posidonomya ornati* Quenst. und *P. Parkinsoni* Quenst.).

— Das Niveau mit *Macrocephalites macrocephalus* Schloth enthält Mergel mit Ellipsoiden; die Gegenwart dieser Form deutet auf das untere Callovian. Lithologisch ist dieses Niveau mit dem Dogger eng verbunden und nicht mit dem Callovian, wie in den Arbeiten der vorangehenden Forscher beurteilt wird. Im Zusammenhang mit *Macrocephalites macrocephalus* sind noch *Oppelia* sp., *Entolium* sp. und *Posidonomya* anzutreffen.

MALM

Der Malm ist im allgemeinen kalkhaltig, jedoch konnten in seinem Bereich hinsichtlich der Gesteine und der Tierwelt, seine hauptsächlichsten Unterabteilungen bestimmt werden. Die lithologischen Unterschiede der kalkigen Fazies haben uns die kartographische Trennung der über- oder nebeneinander gelagerten Fazies des Malm gestattet.

Da die kartographisch durchgeführte lithologische Trennung eine genaue Einordnung innerhalb der Unterabteilungen des Malm nicht erlaubte, hielten wir es für ratsam, eine Beschreibung der lithologischen Reihenfolgen vorzunehmen, die auf Grund der darin enthaltenen Fauna, so weit wie möglich, in die stratigraphischen Unterabteilungen eingereiht werden können:

a. Die Gumpina-Kalksteine (oberes Callovian)

Unter dieser Bezeichnung wurde eine bis zu 250 m starke Folge von Kalksteinen abgetrennt. Die Kalksteine sind im allgemeinen ungeschichtet und sehen eher wie Ruinen aus. Sie sind leicht sandsteinhaltig, von bläulich-gelblicher Farbe im oberen und dunkelblau im unteren Teil.

Das spezifische Merkmal dieser Schichten ist das Auftreten von kieselligen Konkretionen. Diese rühren wahrscheinlich von der aufgelösten Kieselerde der Radiolaren oder Spongien her, die bereits vollkom-

men zersetzt sind, weil mikroskopisch solche Lebewesenreste nur ganz vereinzelt in der Gesteinsmasse festzustellen sind.

Vom lithologischen Standpunkt aus, stellen diese Kalksteine eine gut abge sonderte Formation von konstanter Stärke dar.

Sie können auch bei überdecktem Boden identifiziert werden, weil sich deren Gegenwart im Untergrund durch charakteristische Schutthäufen am Fuße der Abhänge bemerkbar macht. In Berührung mit äußeren Einflüssen zersetzen sie sich leicht und werden sandig, löcherig und vergilben.

Vom paläontologischen Standpunkt aus, sind die Gumpina-Kalksteine arm an organischen Resten. Ihre Stellung kann jedoch stratigraphisch genau eingegliedert werden, weil sie zwischen der Zone mit *Macrocephalites macrocephalus* am unteren Teil und den Mergeln von Tămaşa mit *Euaspidoceras perarmatum* am oberen Teil liegen. In diesem Sinne müssen sie das Callovian vertreten, aber ausschließlich der Zone mit *Macrocephalites macrocephalus*, die, wie gezeigt, vom lithologischen Gesichtspunkt aus zum Bathonian, und nicht zum Callovian gehört.

Die vorangehenden Forscher J. Böckh, Roth von Telegd und Al. Codarcea haben diese Kalksteine, sowie einen Teil der unmittelbar höher liegenden Mergel (die Tămaşa-Mergel) als zum oberen Callovian gehörend betrachtet.

b. Die Tămaşa-Mergel (Oxford)

Diese Bezeichnung wurde einer mergeligen, über den Kalksteinen von Gumpina folgenden Lage gegeben.

Die Tămaşa-Mergel enthalten eine Folge von sandsteinigen, dunkelgrauen, schwach glimmerhaltigen Mergeln, zwischen welche sich manchmal Kalksteinbänke in Stärken bis zu 1 m einschieben. Wenn sie sich zersetzen, nehmen sie wegen der Oxydation der bituminösen Substanz eine weißliche Farbe an. Sie lassen sich in dünne schiefersteinige oder sogar schieferige Platten teilen, beim Anschlagen geben sie einen charakteristischen Ton ab und entwickeln in den meisten Fällen einen charakteristischen Bitumengeruch.

Die Tămaşa-Mergel der oben beschriebenen Art sind auf den Flanken der Sattelfalte von Anina anzutreffen und haben bei Tămaşa ihre höchste Ausdehnung, wo sie eine Stärke bis zu 100 m erreichen. Sie erscheinen an einer Reihe von mehr oder weniger wichtigen Stellen. Dabei ist hervorzuheben, daß sie wegen ihrer Lage am Liegenden einer wasserdurchlässigen Kalksteinschicht, selbst wasserführend werden. Der Buhui-See ist übrigens größtenteils auf diesen Mergeln gelegen.

Die früheren Forscher haben diese Ablagerungen weder gesteins-, noch kartenmäßig getrennt. Der untere Teil ist mit den Callovian-Kalksteinen zusammen beschrieben worden, der obere Teil wurde dagegen in den Oxford-Kimmeridge-Komplex eingeschlossen.

Diese Mergel sind fossilienhaltig und enthalten neben Bruchstücken von Belemniten, *Belemnites (Hibolites) hastatus* Blainv. und Blattkiemer

(*Entolium*), Brachiopoden (*Waldeimia Kudernatchi* Böckh), auch Ammoniten, von denen *Euspidoceras perarmatum* Sow. ein dem Oxford-Mergel charakteristisches Leitfossil ist.

Uhlig [23] erwähnt noch aus den schieferigen Mergeln des Anina-Tales *Phylloceras tortisulcatum* d'Orb., *Perisphinctes plicatilis* Sow., *Oppeia bachiana* Opp.

Oxfordsche Mergel sind in der Stärke, die sie im Tămaş-Tal erreichen, seltener im Gebiet anzutreffen. Für gewöhnlich wird die mergelige Fazies des Oxford teilweise oder gänzlich durch eine kalkige Fazies ersetzt. Die kalkige Fazies ist an mehreren Stellen anzutreffen, jedoch ist sie im östlichen Teil des Gebietes, an der Industriebahn Anina-Secul (beim Bahnwächterhaus Topliţa), besser vertreten; dort ist sie im übrigen fossilienhaltig.

Die Kalksteine sind im allgemeinen dicht, in leicht sandsteinigen Bänken, von bläulich-gelblicher Farbe und 0,50 m Stärke geschichtet. Wenn sie stärker sandsteinig werden, weisen sie grünliche Tönungen auf, die auf eine intensivere Pigmentierung durch Chlorite sedimentärer Natur zurückzuführen sind.

Das spezifische Kennzeichen dieser Kalksteine ist durch die Gegenwart von zahlreichen und großen Stielen von Seelilien (*Pentacrinus pentagonalis*? Goldf.) gegeben.

Die schichtenmäßige Parallelstellung dieser Kalksteine mit den Tămaşa-Mergeln ist offenbar. Ebenso wie diese gliedern sie sich zwischen den Kalksteinen mit Callovianschen konkretionären VerkieSELungen an der unteren Seite und diejenigen mit schichtartigen VerkieSELungen an der oberen Seite ein. Andererseits enthalten sie Blattkiemer (*Isocardia*), zahlreiche Exemplare von Belemniten (*Belemnites hastatus* Blainv.) und Ammoniten, von denen *Parapeltoceras* und *Cardioceras tuberculata alternans* am charakteristischsten sind, und gleichzeitig, für den Oxford charakteristische Formen darstellen.

c. Die Anina-Tal-Kalksteine (*Lusitanian-Kimmeridge pro parte*)

Oberhalb der Tămaşa-Mergel, bzw. über den Kalksteinen mit Krinoiden entwickelt sich eine etwa 250—300 m starke Kalksteinlage. Trotzdem diese Lage arm an Makrofauna ist, sondert sie sich lithologisch deutlich ab und stellt einen für das ganze Gebiet gültigen kartographischen Anhaltspunkt dar. Wegen ihrer größeren Widerstandsfähigkeit, äußeren Einflüssen gegenüber, bilden diese Kalksteine des öftern Anhöhen mit schönen strukturalen, nord-südlich gerichteten Flächen. Die wichtigsten davon sind: die Höhe von Faţa Mare, Tilva Mare, Dealul Cusurii und Tilva Cırjei, ferner diejenigen von Maial und Mărghiţaş. In diesen Kalksteinen hat sich auch die Comarnic-Höhle gebildet. Das lithologische Kennzeichen der Anina-Tal-Kalksteine wird durch die etwa 50 cm starken, gut geschichteten Kalksteinbänke von bläulicher oder gelblicher Färbung, sowie durch die gelblichen, zuckerartigen Dolomit-Kalksteine gegeben, zwischen denen sich kieselige, geschichtete, bis zu

5 cm starke Einschlüsse befinden. Die Gegenwart dieser Einschlüsse von dunklerer Farbe als die der Kalksteine, verleiht dieser Lage eine leicht erkennbare Tönung.

Trotz ihrer abgesonderten lithologischen Stellung, sind die Anina-Tal-Kalksteine bisher nicht als eigenständige Lage abgetrennt worden. Roth von Telegd [14], G. Halaváts [7], Fr. Schafarzik und Al. Codarcea [5], haben sie mit den Tămaşa-Mergeln zusammen, in das Oxford-Kimmeridge eingeschlossen.

Vom paläontologischen Gesichtspunkt aus, sind diese Schichten an organischen Überresten arm, so daß deren Alter nur durch die Komplexe bestimmt werden kann, zwischen welche sie sich eingliedern. Die von Roth von Telegd [14] erwähnten Fossilien von Naveşul-Mare stammen sicherlich aus der unmittelbar darauffolgenden Lage, d. h. aus den Knollenkalksteinen. Die Anina-Tal-Kalksteine gliedern sich zwischen die Mergel mit *Euaspidoceras perarmatum* und den Kalksteinen mit Krinoiden an der unteren Seite, und die Knollenkalksteine mit reicher Kimmeridge- und Tithon-Fauna an der Oberseite ein. Demzufolge müssen sie das Lusitanian darstellen. Nach der Stärke dieser Lage zu urteilen, ist es nicht ausgeschlossen, daß hier auch das untere Kimmeridge vertreten ist.

d. Die Brădet-Kalksteine (Oberes Kimmeridge-Tithon)

Unter diese Bezeichnung ist eine im Steinbruch von Bibel, aus der Brădet Hochebene, gut hervortretende Lage von Kalksteinen zusammengeschlossen worden. Die Brădet-Kalksteine sind durch harte, knollige Mergelkalke von bläulicher Farbe, heller weißer Tönung vertreten, die sich in Platten von mehr als 10 cm Stärke spalten lassen. Zwischen den kalkigen Platten gliedern sich manchmal bläuliche, blättrige Mergelschiefer ein. Diese Lage ist etwa 80—100 m stark.

Wegen ihres lithologischen Charakters und der in ihnen enthaltenen reichen Fauna sind die Brădet-Kalksteine von allen vorangehenden Forschern ausgesondert, aber ausschließlich dem Tithon zugesprochen worden. Aus diesen Kalksteinen erwähnen V. Uhlig [23] und Roth von Telegd [14] die nachfolgende Fauna:

- Perisphinctes contiguus* Cot.
- Perisphinctes transitorius* Opp.
- Perisphinctes colubrinus* Rein.
- Haploceras (Lisoceras) elimatum* Opp.
- Haploceras staszycii* Zeurch.
- Haploceras tithonicum* Opp.
- Aspidoceras cyclotum* Opp.
- Simoceras* sp.
- Aptychus (Lamellaptychus) exculptus* Schaur.
- Aptychus (Lamellaptychus) beyrichi* Opp.
- Aptychus (Lamellaptychus) lamellosus* Münst.
- Aptychus (Laevaptychus) laevis* Quenst.
- Terebratulula (Pygope) janitor* Pict.
- Rhynchonella* cfr. *sparsicosta* Opp.
- Rhynchonella* cfr. *trilobata* Ziet.
- Belemnites (Ribolites)* cfr. *semisulcatus* Münst.

Außer diesen und noch anderen Formen sei noch die Gegenwart von *Aspidoceras achanticum* Opp. und *Stroblites lithographycus* Opp. erwähnt.

Aus der Analyse der oben wiedergegebenen Fauna, sowie aus den von uns aufgefundenen Formen ergibt sich folgendes :

Die Gattungen *Perisphinctes richteri* Opp., *Aspidoceras achanticum* Opp. und *Aspidoceras cyclosum* Opp. führen zur Annahme, daß in den Brädet-Kalksteinen der obere Teil des Kimmeridge vorliegt. Die übrigen Formen sprechen für das Portland in Tiefsee-Fazies, bzw. für das Tithon. Über dieses Tithon muß jedoch folgendes bemerkt werden : Bisher wurden in den Brädet-Kalksteinen keine für den oberen Teil des Tithon charakteristischen Formen erwähnt, und mit Ausnahme einiger Arten von *Aptychus* haben wir ebenfalls keine solche aufgefunden. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß dieser Teil des Tithon in den Marilalksteinen enthalten sei.

In der oben erwähnten Stärke sind die Brädet-Kalksteine nur vereinzelt anzutreffen. Meistens nimmt deren Stärke ab und sie werden auch ärmer an Fossilien, so daß nur deren lithologisches Aussehen als einziges Unterscheidungsmerkmal übrigbleibt.

Die früheren Forscher waren der Meinung, daß das Portland in der Reşiţa—Moldova Nouă-Zone als zwei Fazies entwickelt ist und zwar :

— eine Tiefsee-Fazies mit Ammoniten Fauna aus der Hochebene von Brädet (tithonische Fazies), und

— eine Riff-Fazies der Stramberg-Kalksteine, in welchen Roth von Telegd [14] die Gattung *Terebratula moravica* Gloc., *T. immanis*, Zeusch., *T. tychaviensis* Seuss. bestimmt hat. Diese Fazies soll im östlichen Teil der Reşiţa—Moldova Nouă-Zone entwickelt sein.

Es trifft zu, daß die Knollenkalksteine nach Norden und östlich von Brädet schwächer werden. Sie können jedoch auf große Entfernungen von Brädet nach Norden bis nahe Doman verfolgt werden. Am östlichen Rand der Zone können sie längs der Predilcova Sattelfalte bis Comarnic verfolgt werden. Es wäre ausgeschlossen, die Schwächung oder das stellenweise Verschwinden der Knollenkalksteine nur einem Fazieswechsel anzumuten ; dieser Umstand wäre auch durch die Transgression der urgonischen Kalksteine zu erklären, die häufig die älteren Formationen überlappen und unmittelbar auf die kristallinen Schiefer zu liegen kommen. Dieses transgressive Verhalten der urgonischen Kalksteine ist auch im Gebiet von Doman-Secul ebenso offenbar, wo diese Kalksteine über dem Dogger, Lias, Karbon oder sogar den kristallinen Schiefen liegen.

In diesem Zusammenhang wäre es auch nicht ausgeschlossen, daß die von Roth von Telegd [14], Uhlig [23], Fr. Schafarzik, G. Halaváts [7] und Al. Codarcea [4] als Stramberg-Kalksteine betrachtete Lage, in Wirklichkeit nur urgonische Kalksteine wären, besonders weil Roth von Telegd [14] die *Nerinaea* erwähnt, die wir in den urgonischen Kalksteinen aufgefunden haben.

UNTERE KREIDE

In der unteren Kreide, die arm an Makrofauna-Überresten ist, können gesteinsmäßig Unterteilungen vorgenommen werden. Da diese Ablagerungen stark entwickelt im Gebiet südlich des Miniş-Tales sind, welches Gegenstand einer Forschungsarbeit von V. Mutihac bilden wird, werden die Einzeldaten von dem genannten Verfasser mitgeteilt werden. In vorliegender Abhandlung wollen wir die von uns durchgeführten lithologischen Unterteilungen beschreiben und versuchen, deren Alter zu bestimmen.

In der untersuchten Gegend haben Roth von Telegd [14], G. Hala-váts [7] und Z. Schréter [19] den gesamten Kalksteinkomplex vom Malm bis zum Gault, in das untere und obere Neokom (Urgo-Aptian) eingeschlossen. Bei unseren Untersuchungen haben wir folgende Reihenfolge festgestellt:

- a. die Marila-Kalksteine;
- b. die Crivina-Mergel;
- c. die Plopa-Kalksteine;
- d. die Miniş-Schichten.

a. *Die Marila-Kalksteine (Judina Kalksteine bei Kudernatsch)—oberes Tithon? Berriasian-Valanginian-Hauterive? (pro parte)*

Im Marila-Brädet Gebiet gehen die Knollenkalksteine allmählich in eine Kalksteinlage über, die in der Gegend des Krankenhauses von Marila gut ausgeprägt ist. Diese Lage ist zum ersten Mal von Kudernatsch unter der Bezeichnung „Judinakalk“ beschrieben worden. Sie ist durch eine Reihenfolge von feinen, weiß-gelblichen Kalksteinen von lithographischem Aussehen gekennzeichnet. Diese sind in Bänken bis zu 1 m Stärke geschichtet, in denen sich kieselige Konkretionseinschlüsse bis zu Faustgröße befinden. Die Stärke dieser Kalksteine erreicht etwa 300 m und sie sind im südlichen Teil des untersuchten Bezirkes ziemlich stark entwickelt. Von Marila nordwärts bilden sie die Flanken des Jitin-Synklinals. Sie sind ferner im Brädet-Synklinal und dann bei Tilva Mare und Tilva Mică anzutreffen. Östlich von der Anina-Sattelfalte sind sie im Judina-Synklinal entwickelt und setzen sich von dort zum Caraş-Tal fort. Von diesem Tal nordwärts sind sie schwerer zu unterscheiden und werden häufig von den urgonischen Kalksteinen überholt.

Wie auch Al. Codarcea [5] bemerkt, erinnern sie sehr stark an die Valanginian-Hauterive Kalksteine aus der Sviñiţa—Svinecea Mare-Zone. Die Nebeneinanderstellung ist wohl überlegt, aber ihre Schichtungslage, sowie die Anwesenheit der *Calpionella*-Arten, sind Gründe für eine Teil-synchronisierung dieser Kalksteine. In den Marila-Kalksteinen sind *Calpionellen* vom Typus *Calpionella carpatica* und seltener *Calpionella alpina* Lorentz anzutreffen. Diese Feststellung läßt uns annehmen, daß in diesen Kalksteinen das Valanginian, Berriasian und vielleicht ein Teil des Tithon im unteren Teil, oder ein Teil des Hauterive, im oberen Teil, enthalten sind.

Im allgemeinen sind diese Kalksteine arm an organischen Überresten. Roth von Telegd [14] erwähnt im Miniş-Tal *Lithothamnium*, Foraminiferen und Korallen. Bezüglich dieser Formen, die übrigens keinerlei Hinweis für das Alter enthalten, muß jedoch bemerkt werden, daß sie sowohl für die von den Verfassern als Strambergkalk bezeichneten Kalksteine, als auch für die urgonischen Kalksteine erwähnt worden sind. Es wäre möglich, daß die entsprechenden Lebewesenreste ein und demselben Kalkstein angehören, aber an verschiedenen Stellen aufgefunden worden sind.

In diesen Kalksteinen haben wir bei Marila die *Rhynchonella* sp. aufgefunden.

Nach den Schichten zu urteilen, zwischen welche sie sich eingliedern, d. h. zwischen tithonischen Kalksteinen am unteren Teil und den Crivina-Mergeln am oberen Teil, müssen die Marila-Kalksteine das Berriasian, das Valanginian und vielleicht sogar einen Teil vom unteren Hauterive und vom oberen Tithon einschließen.

b. Die Crivina-Mergel (*Hauterive pro parte—unteres Barrême*)

Diese Schichten enthalten schieferige Mergel von grau-bläulicher Farbe im frischen Bruch und gelblicher Farbe bei Zersetzung. Zum Unterschied von den sehr glimmerreichen Tămaşa- und Dogger-Mergeln, sind die Crivina-Mergel vollständig glimmerfrei. Die Stärke dieser Lage liegt zwischen 60 und 300 m. Die weissen, feinen Kalksteine von lithographischem Aussehen gehen allmählich in Mergel, die sich in Platten ablösen lassen, und schließlich in schieferige Mergel über. Diese Mergel sind fossilienhaltig und enthalten Überreste von Ammoniten, die wegen ihrer schlechten Erhaltung noch nicht bestimmt werden konnten.

Die Crivina-Mergel liegen über den Marila-Kalksteinen und unterhalb der urgonischen Kalksteine mit *Toucasia carinata* Math.

In ihrer erwähnten Schichtungslage und mit dem beschriebenen Aussehen können die Crivina-Mergel von Crivina nordwärts, dann im westlichen Teil der Zone bei Marila, im Oraviţa- und Jitin-Tal verfolgt werden. Interessant ist jedoch die Tatsache, daß die Crivina-Mergel, im übrigen wie auch die Marila-Kalksteine und die Kalksteine mit kieseligen Konkretionen aus dem unteren Teil der Plopa-Kalksteine, nördlich des Breitengrades von Anina an Stärke verlieren, so daß im Breitengrad von Comarnic die urgonischen Riffkalksteine mit immer älteren Bildungen in Berührung kommen.

J. Kudernatsch [9] war bereits im Jahre 1856 der erste Forscher, der in den Neokomablagerungen den „Judinakalk“ und den „Mergelschiefer“ (Crivina-Mergel) einbegreift. Roth von Telegd (1870—1890) betrachtete ähnliche Ablagerungen zwischen Oraviţa, Valea Mare und Ciclova als zum Jura gehörig. Auf Grund der bisher durchgeführten Forschungen sind wir zum Schluß gelangt, daß die Crivina-Mergel sowohl einen Teil des Hauterive als auch des unteren Barrême enthalten könnten.

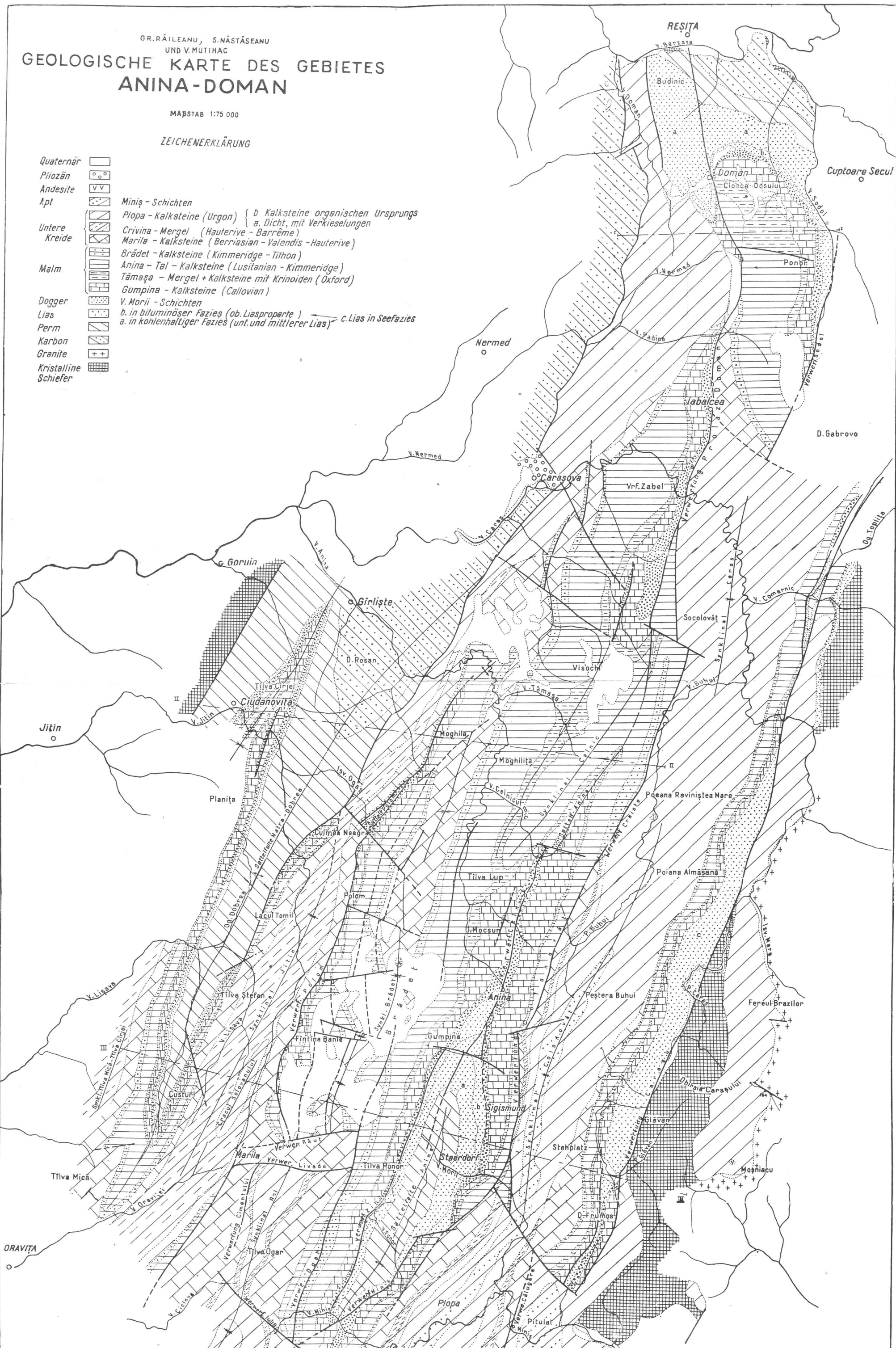
GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU
UND V. MUTIAC

GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIETES ANINA-DOMAN

MAßSTAB 1:75 000

ZEICHENERKLÄRUNG

Quaternär		
Pliozän		
Andesite		
Apt		Miniş - Schichten
Untere Kreide		Plopa - Kalksteine (Urgon) { b Kalksteine organischen Ursprungs a. Dicht, mit Verkieselungen
		Crivina - Mergel (Hauterive - Barrême)
		Marila - Kalksteine (Berriasian - Valendis - Hauterive)
		Brădet - Kalksteine (Kimmeridge - Tithon)
Malm		Anina - Tal - Kalksteine (Lusitanian - Kimmeridge)
		Tămaşa - Mergel + Kalksteine mit Krinoiden (Oxford)
		Gumpina - Kalksteine (Callovian)
		V. Morii - Schichten
Dogger		b. in bituminöser Fazies (ob. Liasproparie) c. Lias in Seefazies
Lias		a. in kohlenhaltiger Fazies (unt. und mittlerer Lias)
Perm		
Karbon		
Granite		
Kristalline Schiefer		



Abt. 1. — Geologische Karte des Gebietes Anina-Doman.

c. Die Plopa-Kalksteine (Barrême-Bedoulian)

An der oberen Seite der Crivina-Mergel entwickelt sich eine bei Rol und bei Plopa im Miniş-Tal gut hervortretende Kalksteinserie. In diesen Kalksteinen können zwei Lagen unterschieden werden:

- Die kalksteinhaltige Lage mit kieseligen Einschlüssen, und
- die Lage der Riffkalksteine (Urgon).

Die kalksteinhaltige Lage mit kieseligen Einschlüssen wird durch grau-weißliche Kalksteine mit kugelförmigen Kieselerde-Konkretionen vertreten. Die dieser Lage spezifischen Konkretionen sind kugelförmig und erreichen Ausmaße bis zu 30 cm. Trotzdem diese Lage im Miniş-Tal bei Judina und unter Culmea La Rol eine Stärke von etwa 150 m aufweist, wurde sie von den vorangehenden Forschern nicht abgetrennt. Sie begleitet die unmittelbar höher liegende Lage, aber lithologisch läßt sie sich trennen und wird sogar eine leitende Lage. Nördlich vom Miniş-Tal und besonders vom Breitengrad von Cilnic an verliert auch diese Lage, wie auch andere untere Lagen — wie gezeigt — ihre Eigenart und wird entweder durch Riffkalksteine verdrängt, oder infolge deren Transgression überholt. Im allgemeinen ist diese Lage arm an organischen Überresten. In den zahlreicheren Einschlüssen an der Basis wurden Ostrakoden und einige nicht bestimmbar Bruchstücke von Lamellibranchien und Belemniten aufgefunden.

Die Lage der Riffkalksteine (Urgon) wird durch dichte weiße Kalksteine, von manchmal milchigem Aussehen vertreten, die zahlreiche Überreste von Lamellibranchien, Gasteropoden, Echinodermen und Korallenkolonien enthalten. Charakteristisch für diese Kalksteine ist die Gegenwart des Blattkiemers mit *Toucasia carinata* Math., einer die Anwesenheit des Barrême und des unteren Apt im Riffazies anzeigenden Form. Diese Lage ist im ganzen Gebiet stark entwickelt und ihre Transgressivität ist offenbar.

Tritt auch die Transgression des Urgon durch die Berührung dieser Kalksteine mit verschiedenen älteren Bildungen deutlich hervor, so ist deren seitliche Fazies-Änderung nicht ebenso deutlich.

d. Die Miniş-Schichten (Gargasian)

Die letzten mesozoischen Ablagerungen des untersuchten Gebietes sind durch grau-weißlich-grünliche oder rötliche Kalksteine, von manchmal brekzieartigem Aussehen vertreten. Diese Kalksteine sind häufig spatulig und enthalten sehr zahlreiche unbestimmbar Schalen von Lebewesen.

Zwischen diesen Kalksteinen schalten sich, in verschiedenen Höhen, schieferige Mergel von grünlich-rötlicher, usw. Tönung ein. Die Anwesenheit dieser Einlagen erteilt den Kalksteinen ein gewisses schichtenartiges Gefüge. In diesen Mergeln sind Orbitolinen aufzufinden, von denen *Orbitolina lenticularis*, eine im Apt häufige Form, erwähnt sei. Die Kalksteine sind in der Gegend von Judina gut entwickelt. Von Judina nordwärts, werden sie immer schwächer und können bis zum Breitengrad von Cireşnaia verfolgt werden.

DIE TEKTONIK

Die sedimentäre paläo-mesozoische Decke aus dem Gebiet Miniş-Tal-Doman legt sich diskordant über das kristalline Fundament und unterliegt bedeutenden Verschiebungen. Es sind demnach bedeutende gebirgsbildende Bewegungen festzustellen, die zu zwei voneinander verschiedenen Systemen gehören.

— Die alten gebirgsbildenden Bewegungen, welche die Metamorphose und die Verwandlung in kristalline Schiefer der Formationen von höherem Alter als das obere Karbon zur Folge gehabt haben. Diese Faltenbildungen müssen dem Harz — oder sogar dem kaledonischen Gebirgsbildungssystem angehören.

— Jüngere gebirgsbildende Bewegungen, die sich durch die Faltung der paläo-mesozoischen Ablagerungen ausgewirkt haben; sie gehören zum alpinen Faltungssystem.

Der allgemeine tektonische Stil des Gebietes ist teils jurassischen Typs, teils schollenartig übereinanderverworfen, wie eine Nord-Süd gerichtete Mulde. In vorliegender Abhandlung wird die strukturelle Analyse in ihren Einzelheiten besprochen, während die großen, allgemeinen tektonischen Züge im Rahmen einer allgemeinen Untersuchung über die Reşiţa — Moldova Nouă-Zone behandelt werden sollen (Abb. 2).

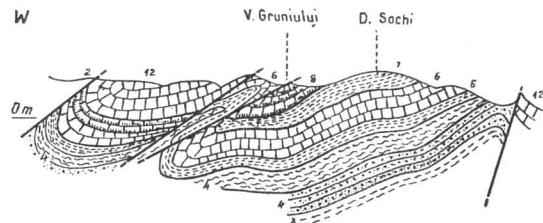
Die permo-karbonischen Ablagerungen sind mehr in den Randgebieten der Zone entwickelt. Sie finden nicht in ihrer vollen Verwicklung im Rahmen des untersuchten Gebietes Platz. Dort, wo sie in voller Mitte der Mesozoikum-Zone erscheinen, deuten sie die Gegenwart einer Sattelfalte an.

Die mesozoischen Ablagerungen weisen die folgenden strukturellen Merkmale auf:

a. *Die Anina-Doman-Sattelfalte.* Im zentralen und achsialen Teil der Reşiţa — Moldova Nouă-Zone bilden die roten permischen Sandsteine ein nord-südlich gerichtetes Fenster, das von jurassischen Ablagerungen begrenzt wird. Die Anina-Doman-Sattelfalte kann im Miniş-Tal bis nach Doman verfolgt werden. Zwischen dem Miniş-Tal und Anina weist die Sattelfalte normal entwickelte Flanken auf; ihre Achsenebene ist senkrecht gerichtet. Zwischen Anina und Celnicul Mare ist sie verworfen und nach Osten zu geneigt. Weiter nördlich nimmt sie wieder eine normale Lage ein und senkt sich. Vom Vilişteac-Tal nach Doman zu, kann sie wieder in Gestalt einer verworfenen Sattelfalte verfolgt werden.

b. *Die Polom-Sattelfalte.* Sie stellt eine verworfene Sattelfalte dar, deren westliche Flanke längs der Verwerfungsebene gesenkt ist. Der Höhenunterschied der Senkung erreicht manchmal 1000 m. Längs der Verwerfungsebene kommen die Kreideablagerungen der westlichen Flanke mit dem Dogger oder sogar mit dem Lias der östlichen Flanke der Sattelfalte in Berührung. Dieses Merkmal weist die Sattelfalte zwischen dem Krankenhaus von Marila und dem Mognila Hügel auf. Von dort aus weiter nordwärts, richtet sie sich auf und versenkt sich in das Anina-Tal.

c. *Die Tămaşa-Sattelfalte.* Diese erscheint als sekundäre Erhebung auf der westlichen Flanke der Anina-Doman-Sattelfalte. In ihrer Achse



	Plopa - Kalksteine (Urgon)
	Crivița - Mergel (Hauterive - unt. Barrême)
	Marila - Kalksteine (Berriasian - Valanginian - Hauterive)
	Brădet - Kalksteine (Kimmeridge - Tithon)
	Anina - Tal - Kalksteine (Lusitanian - Kimmeriöge)
	Tămașa - Mergel + Kalksteine mit Krinoiden (Oxford)
	Gumpina - Kalksteine (Callovian)
	V. Morii - Schichten (Ob. Lias - Dogger - unt. Callovian)
	Lias
	Perm
	Karbon
	Kristalline Schiefer

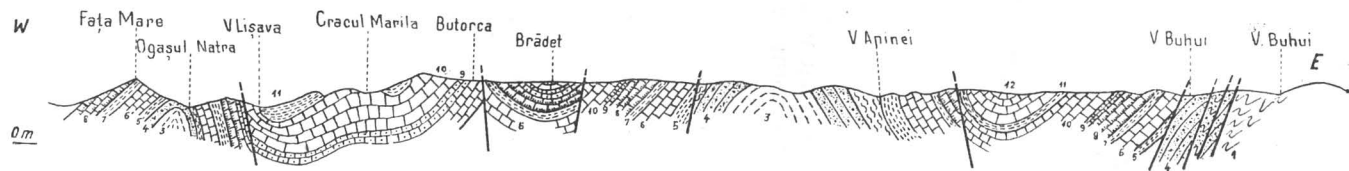
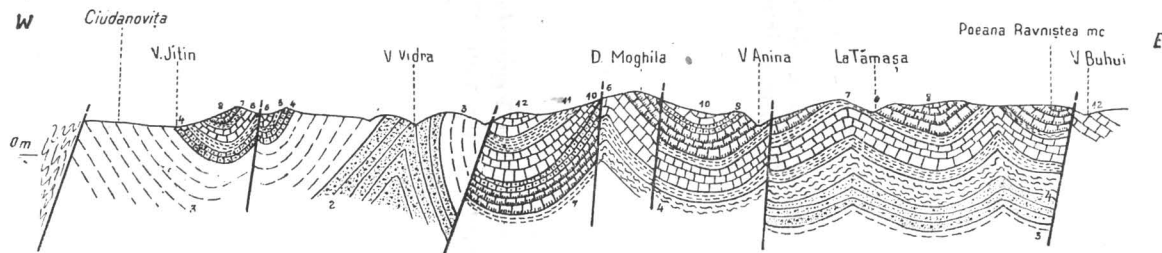


Abb. 2. — Geologische Profile durch das Gebiet Anina-Doman.

erscheinen, als Fenster, längsgerichtete Callovian-Kalksteine, deren Umfang von den Oxford-Mergeln begrenzt wird.

d. *Die Comarnic-Sattelfalte.* Sie dehnt sich am östlichen Rand des Gebietes als eine verworfene und nach Osten geneigte Falte aus. Diese Sattelfalte ist sehr stark bewegt und auf der Verwerfungsebene erscheinen die roten permischen Sandsteine oder sogar kristalline Schiefer.

e. *Die Predilcova-Sattelfalte.* Sie ist ebenfalls eine verworfene und nach Osten geneigte Falte. Im Süden nimmt die Sattelfalte das Aussehen einer Faltenverwerfung an, in deren Achse der untere Lias erscheint. Nördlich des Buhui-Sees geht sie allmählich in eine verworfene, nach Osten zu geneigte Sattelfalte über.

f. *Die Jitin-Reșița-Sattelfalte.* Zwischen dem Krankenhaus Marila im Süden und Reșița im Norden dehnt sich auf etwa 30 km Länge, eine breite synklinale Zone aus. Im Süden und achsialen Teil des Synklinals entwickeln sich Crivina-Mergel. Nach Norden zu senkt sich das Synklinal und in der Füllung erscheinen immer stärker entwickelte urgonische Kalksteine. Von Carașova nordwärts ist die westliche Flanke des Synklinals gewalzt und verworfen.

g. *Der Brădet-Synklinal.* Er liegt zwischen der Polom-Sattelfalte im Westen und Anina im Osten. Morphologisch bildet dieser Bezirk eine weite, zum großen Teil aus tithonischen Kalksteinen bestehende Hochebene.

h. *Der Colonovăț-Synklinal.* Er bildet eine breite Zone zwischen der Anina-Sattelfalte im Westen und der Predilcova- und Comarnic-Sattelfalte im Osten, und besteht zum größten Teil aus urgonischen und aptischen Kalksteinen.

Außer den oben erwähnten Hauptfalten ist das Gebiet noch von einer Reihe von Verwerfungen und Abhebungen betroffen, von denen folgende die wichtigsten sind:

a. *Die Carașova-Reșița-Verwerfung* kann im westlichen Teil des Gebietes auf eine Entfernung von 25 km verfolgt werden. Längs ihres Verlaufes gelangen die paläozoischen und mesozoischen Ablagerungen in nicht normale Berührungen. Im Süden ist die Verwerfungsebene senkrecht, von Carașova nordwärts neigt sich die Ebene nach Westen zu, und bei Doman sieht sie verschoben aus.

b. *Die Polom-Verwerfung.* Sie verläuft längs einer Strecke von 10 km, innerhalb der Polom-Sattelfalte; die Verwerfungsebene ist senkrecht.

c. *Die Prolaz-Verwerfung.* Diese verläuft längs der Anina-Doman-Sattelfalte, welche sie vom Caraș-Tal nordwärts überquert. Der Höhenunterschied der Verlagerung ist etwa 800—1000 m und die Ablagerungen der unteren Kreide aus dem abgefallenen (westlichen) Flügel, kommen mit dem Dogger oder sogar mit dem unteren Lias in Berührung.

d. *Die Comarnic-Predilcova-Verwerfung.* Diese Verwerfung kann über die gesamte Länge der Comarnic-Sattelfalte verfolgt werden. Sie macht sich durch die anormale Berührung der Ablagerungen der unteren Kreide oder des oberen Jura, mit dem Lias, Perm oder sogar den kristallinen Schiefen bemerkbar.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die im Gebiet Anina-Doman durchgeführten Forschungsarbeiten haben zu folgenden paläogeographischen und stratigraphischen Schlußfolgerungen geführt:

Mit Beginn des Lias finden sich im Banat marine Verhältnisse vom Griestentyp ein.

Vom oberen Lias an vertieft sich das Meer, so daß im Dogger die Tiefseeverhältnisse zu einer Fauna mit Ammoniten führen. Diese Verhältnisse setzen sich im Malm und im ersten Teil der unteren Kreide fort.

Vom unteren Barrême angefangen, sind im Gebiet die Anzeichen einer schwingenden Bewegung festzustellen, welche einerseits zur Einfindung der Riffazies im ganzen Gebiet, und andererseits die Transgression des Urgon zur Folge haben.

Gegen Ende des Apt beginnt das Auftauchen des Gebietes, das wahrscheinlich sehr lange gedauert hat.

In stratigraphischer Hinsicht stellen unsere Forschungen für das Mesozoikum des Gebietes, vorläufig eine Schichtenreihe fest, bei deren Aufstellung die bionomischen und lithologischen Merkmale der Ablagerungen berücksichtigt wurden. Von diesem Grundsatz geleitet, mußten wir lokale Bezeichnungen einführen, um den stratigraphisch bedingten Anforderungen, Genüge zu leisten.

Im Lias haben wir auf Grund der stratigraphischen Reihenfolge zwei Lagen abgesondert, und zwar eine kohlenhaltige Lage, welche den unteren Lias darstellt, und eine bituminöse Lage, welche dem mittleren Lias zuzuschreiben ist. Lithologisch gesehen, gehört der obere Lias zum unmittelbar höher liegenden mergeligen Komplex.

Vom Toarzia bis zum Urgon haben die wiederkehrenden Fazies zu abwechselnden Ablagerungen von Mergeln und Kalksteinen geführt, bzw. zu überlagerten und nur teilweise nebeneinander gelagerten Fazies, die in kartographischer Hinsicht vollkommen unterschiedlich sind. Die abwechselnden Ablagerungen weisen auch die Merkmale bestimmter Lagen auf, die jedoch, in bezug auf die Fauna, sich nicht in die strengen Grenzen der stratigraphischen Unterteilungen einreihen lassen und zwar:

— Vom Toarzia bis zum unteren Callovian findet sich eine Tiefseemergelfazies mit Ammoniten ein; dieser Umstand hat uns veranlaßt, für diesen Komplex die Bezeichnung „Valea Morii-Mergel“ einzuführen.

— Die Gumpina-Kalksteine enthalten das obere Callovian.

— Die Tămaşa-Mergel stellen zum guten Teil das Oxford dar; als deren Nebenfazies können die „spathhaltigen Topliţa-Kalksteine“ betrachtet werden.

— Die Anina-Tal-Kalksteine sind dem Lusitanian zugeschrieben worden, es ist aber nicht auszuschließen, daß hier auch ein Teil vom obersten Oxford und ein Teil des unteren Kimmeridge einbegriffen ist.

— Die Brădet-Kalksteine sind das räumliche Gegenstück des oberen Kimmeridge und sicher des unteren Tithon.

— Die Marila-Kalksteine enthalten mit Sicherheit das Berriasian und das Valanginian, es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß sie im unteren

Teil auch das obere Tithon, und im oberen Abschnitt einen Teil des Hauterive enthalten.

— Die Crivina-Mergel vertreten, unserer Ansicht nach, das Hauterive und das untere Barrême.

— Die Plopa-Kalksteine enthalten das obere Barrême und das untere Apt. Die Transgressivität der Lage mit Riffkalksteinen ist offensichtlich.

— Die Miniş-Tal-Kalksteine werden als zum oberen Apt gehörend betrachtet.

LITERATUR

1. BENE GÉZA, *Über die geologischen Verhältnisse der Lias-Kohlengruben von Resicza-Doman*. Földt. Közl., 21.
2. BÖCKH I. V., *Einige neue und schon bekannte Molluskenarten aus den unterkretazischen Ablagerungen des Krassó-Szöregens Gebirges*. Földt. Közl., 1910, 40.
3. — *Geologische Notizen von der Aufnahme des Jahres 1881 im Komitate Krassó-Szöreny*. Földt. Közl., 1883, 13.
4. — *Daten zur Kenntnis des nord-westlich von Bozovics sich erhebenden Gebirges*. Jahresber. d. k. ung. geol. A. S., 1886, 1888.
5. GODARCEA AL., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinţi*. Ann. Inst. Géol., 1940, 20.
6. HALAVÁTS G., *Die Umgebung von Dognacska und Gattaja*. Blatt. Zone 24, Kol. XXV, Budapest, 1913.
7. — *Die östliche Umgebung von Resicza*. Jahresber. d. k. ung. Geol. A. S., 1893, 1895.
8. — *Die geologischen Verhältnisse des Lokvagebirges*. Földt. Közl., 1881, 11.
9. KUDERNATSCH J., *Geologische Verhältnisse in der Umgebung von Steierdorf im Banat*. Jahrb. d. k. k. geol. R. A., 1855, 6.
10. MACOVEI G., ATANASIU I., *L'évolution géologique de la Roumanie — Crétacé*. Ann. Inst. Géol. Roum., 1933, 16.
11. RAILEANU GR., *Cercetări geologice în regiunea Sviniţa-Faşa Mare*. Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţ. şt. biol., agron., geol., geogr., 1953, 2.
12. ROTH L. v. TELEGD, *Der westliche Teil des Krassó-Szörener (Banater) Gebirges in der Umgebung von Maydan-Lisava und Steierdorf*. Jahresber. d. k. ung. geol. A. S., 1889.
13. — *Der Westrand des Krassó-Szörenger (Banater) Gebirges in der Umgebung von Ilidia-Cielova und Oraviţa*. Jahresber. d. k. ung. geol. A. S., 1880.
14. — *Umgebung von Krassó und Teregoava. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Länder der ungarischen Krone*. Budapest, 1906.
15. — *Die unmittelbare Umgebung von Steierdorf-Anina*. Jahresber. d. k. ung. geol. A. S., 1890.
16. — *Die Gegend S-O-lich u. z. O-lich von Steierdorf*. Jahresber. d. k. ung. geol. A. S., 1886.
17. ROTH L. v. TELEGD, HALAVÁTS J., *Umgebung von Temedkutas und Orovcabánya*. Blatt. Zone 25, Kol. XXV, Budapest, 1911.
18. SCHLOENBACH U., *Über Spaltenbildungen in den Kalken am Rande der Predetter-Hochebene nördlich von Steierdorf im Banat*. Verh. d. k. k. geol. R. A., 1889.
19. SCHRÉTER Z., *Beiträge zur Tektonik des südlichen Teiles des westlichen Krassó-Szöregens Kalkgebirges*. Jahresber. d. k. ung. geol. R. A., 1910.
20. SCHRÉTER Z., HALAVÁTS G., *Umgebung von Fehertemplom, Százkabánya und Ujmoldova*. Sektionsblatt Zone 26 u. 27, Kol. XXV (1 : 75 000), Budapest, 1916.
21. SEMAKA AL., *Flora liasică de la Doman*. Dări de seamă Comit. geol., 1956.
22. STRECKEISEN A., *Sur la tectonique des Carpathes méridionales*. Ann. Inst. Géol. Roum., 26.
23. UHLIG V., *Zur Kenntnis der Malm- und Tithonstufe in der Umgebung von Steierdorf im Banat*. Verh. d. k. geol. R. A., 1881.

DIE SYSTEMATISCHE STELLUNG VON *PSEUDOSACCOCOMA STRAMBERGENSIS* REMES, EIN ABERRANTER KRINOID DES OBEREN MALMS *

VON

DAN PATRULIUS

M. Remes [1] und später M. Gemmellaro [2] und T. Kobayashi [3] betrachten die Gattung *Pseudosaccocoma* als mit *Plicatocrinus* und *Saccocoma* verwandt. W. Biese [4] reiht sie in die Familie der *Saccocomidae* ein. Nach Jaekel gehört diese Familie zur Ordnung *Costata*, die teilweise der Ordnung *Monocyclica Inadunata* von F. A. Bather [6] entspricht.

Nach Überprüfung eines umfangreichen paläontologischen Materials, welches aus Blöcken von oberjurassischen [7] Riffkalken stammt, und in der Umgebung von Sinaia aufgesammelt wurde, ergab sich jedoch, daß außer einer gewissen konvergierenden Ähnlichkeit, in bezug auf die Form und Zusammensetzung des Kelches, *Pseudosaccocoma* mit der Familie *Saccocomidae* nichts gemein hat und noch weniger mit den übrigen Vertretern der Ordnung *Costata* Jaekel.

Die untersuchten Exemplare (Samml. des Geol. Institutes, Nr. 1620) gehören alle einer einzigen, im übrigen aber sehr veränderlichen Art an: *Pseudosaccocoma strambergensis* Remes.

Ein wesentliches Element in der Morphologie dieser Art und gleichzeitig ein aberrantes Merkmal, welches von den erwähnten Verfassern jedoch nicht hervorgehoben worden ist, besteht in einem kräftigen, aus einem einzigen Stück bestehenden Stiel, welcher den Kelch becherartig umschließt.

* Erschienen in „Buletinul științific al Academiei R.P.R., Secția de geologie și geografie“, 1956, 1, 3–4.

BESCHREIBUNG

- Klasse : **CRINODEA**
 Unterklasse : **ARTICULATA** Müller
 Ordnung : **TYPICA** Jaekel
 Familie : **PSEUDOSACCOCOMIDAE** nov. fam.
 Gattung : **Pseudosaccocoma** Remes 1905 ;
 Genotypus : **Pseudosaccocoma strambergensis** Remes.

Pseudosaccocoma strambergensis Remes

1905, Remes [1] ; *Pseudosaccocoma strambergensis* ; Pag. 62, Taf. VII, Fig. 17 ab, 22 ab, 23 ab (Syntypen) ; (non fig. 18).

1919, Gemmellaro [2] : *Pseudosaccocoma strambergensis* ; Pag. 46—49, pl. III, fig. 1—6.

1931, Tsan-Hsun [8] : *Pseudosaccocoma araurica* ; pag. 160—161.

1935, Kobayashi [3] : *Pseudosaccocoma japonica* ; pag. 72—73, pl. I, fig. 1—2.

Wie Gemmellaro bereits angedeutet hat, ist bei dieser Art die Kelchform sehr veränderlich. Unter den von mir geprüften Exemplaren sind einige klein und verhältnismäßig hoch (Abb. 1, *a*, *b*, *c*), andere sind größer

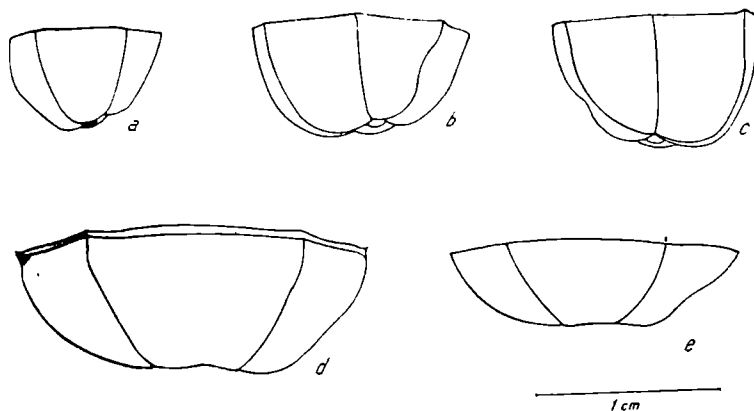


Abb. 1. — Veränderlichkeit der Kelchform bei *P. strambergensis*.
a, *b*, *c*, kleine Exemplare, mit zylindrisch-konischem Kelch ; *d*, Exemplar mit flach-halbkugeligem Kelch ; *e*, Exemplar mit plattem Kelch.

und häufig abgeplattet (Abb. 1, *c*, *d* ; Abb. 2, *g*) manchmal beinah halbkugelförmig (Abb. 2, *b*, *d*). Bei einzelnen Exemplaren ist der Kelchrand nach außen umgestülpt, gerade wie bei dem von Tsan-Hsun unter dem Namen *Pseudosaccocoma araurica* beschriebenen Exemplar. Der Kelch ist des öftern mißgestaltet, nach einer Seite zu mehr abgeplattet, oder

auf der Oberfläche der Radialplatten mit kleinen kreisförmigen Vertiefungen versehen. Die Basalplatten, im allgemeinen kleinerer Ausmaße, sind auf der Rückseite des Kelches mehr oder weniger sichtbar. Häufig sind sie nur nach Auseinanderlegung der Teilstücke des radialen Fünfecks zu erkennen, in dessen Mitte sie als kleine Säulen erscheinen. Bei den unter-

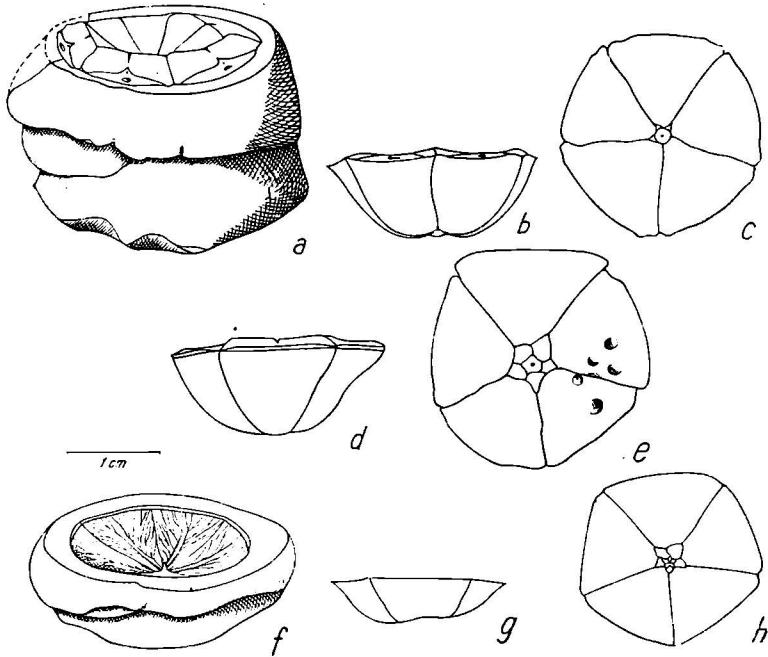


Abb. 2. — Verschiedene Exemplare von *P. strambergensis*.
a, b, c, Exemplar mit zylindrischem Stiel, halbkugelförmigem Kelch und verkümmerten Basalplatten; *d, e*, Exemplar mit mißgestaltetem halbkugelförmigem Kelch und gut entwickelten Basalplatten; *f, g, h*, Exemplar mit scheibenförmigem Stiel, abgeplattetem Kelch, ungleichmäßig entwickelten Basalplatten und sichtbaren Infrabasalplatten.

suchten Exemplaren sind an den Basalplatten alle Reduktionsgrade festzustellen: gut entwickelte, gleichmäßige Basalplatten (Abb. 2, *e*), wie bei einem der von Remes¹ beschriebenen Exemplar; ungleichmäßig entwickelte Basalplatten (Abb. 2, *h*); schließlich, verkümmerte und durch die Entwicklung der Radialplatten vollständig verdeckte Basalplatten (Abb. 2, *c*). In der Mitte der basalen Rosette ist eine konische Vertiefung mit vieleckigem Umriss zu bemerken.

Die Gelenkfläche der Radialplatten (Abb. 3) nimmt die gesamte Breite dieser Teilstücke ein und ist beinahe waagrecht oder nach außen schwach geneigt. Ein dünner, längs der Gelenkfläche sich hinziehender

¹ Tafel VII, Abb. 17, *a, b*.

Kamm, teilt einen verhältnismäßig schmalen, flachen und mit einem Sehnengrübchen versehenen äußeren Abschnitt, von einem breiteren und etwas eingedrückten inneren Abschnitt ab. Auf diesem inneren Abschnitt

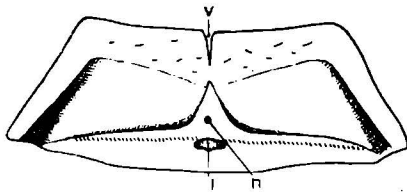


Abb. 3. — Die Gelenkfläche der Radialplatten bei *P. strambergensis*.

f, Einsatzgrübchen für die äussere Sehne; n, Öffnung des intraradialen neuralen Kanals; v, mittlere Ventralfurche.

sind deutliche Einsatzflächen für Muskeln und Sehnen nicht zu unterscheiden. Von dem Kamm, der die beiden Abschnitte trennt ausgehend, verläuft auf der Mittellinie ein kleiner Querkamm, auf welchem die Öffnung des intraradialen neuralen Kanals zu bemerken ist. Der innere Rand der Gelenkfläche weist eine schmale Kerbe auf, die von der Mittelfurche herrührt, welche der inneren oder Ventralseite einer jeden Radialplatte entlangläuft.

Die Mund- und Arnteile sind nicht bekannt. Das was Remes [1]¹ als Kranz von Oralplatten von *P. strambergensis* darstellt ist allem Anschein nach, ein von der Rückseite aus gesehener Kelch eines Thiollerocrinids. Der Stiel von *P. strambergensis* ist ein massives, im Ganzen gesehen zylinderförmiges Stück (Abb. 2, a), breit und verhältnismäßig niedrig, manchmal scheibenförmig (Abb. 2, f) und bei einigen Exemplaren in der Höhe ungleichmäßig entwickelt. Sowohl die Basis, als auch die Randfläche dieses Teiles weisen ungleichmäßige Erhöhungen auf, und oftmals umgibt eine tiefe und gewundene Furche den Stiel in der Nähe seines unteren Randes. Der Stiel trägt den Kelch in einer tiefen Höhlung und verdeckt auf diese Weise vollständig den äußeren oder dorsalen Teil der Radialplatten. Bei einigen kleinen Exemplaren überragt der Stiel den Kelch sogar in der Höhe. Rings der Höhlung, welche den Kelch beherbergt, ist der Stielrand verhältnismäßig breit und flach. Auf der Oberfläche der Höhlung sind die Eindrücke der fünf Radialplatten zu bemerken, während in der Mitte ein konischer Vorsprung mit vieleckigem Umriß der Basis vorhanden ist, der in die ähnlich gelagerte Öffnung in der Mitte der Basalrosette greift und mit einem feineren Zentralkanal versehen ist (Abb. 4). Dieser Vorsprung wird durch die ineinander verschmolzenen und an den Stiel geschweißten Infrabasalplatten gebildet (Abb. 2, h).

Eines der hervorstehtendsten Merkmale der Gattung *Pseudosaccocoma* ist ein System von feinen Interkelettal-Kanälen (Abb. 5). Dieses Kanalsystem ist von Remes und Gemmellaro als eine einfache Verzierung der Kelchdorsalseite beschrieben worden. Die von mir untersuchten Exemplare weisen jedoch deutlich darauf hin, daß diese Verzierung von feinen Kanälen her stammt, die auf der Dorsalseite des Kelches, auf den Nahtflächen der Kelchteilstücke, sowie in der Aushöhlung des Stiels, ein Netz von feinen Furchen abzeichnen. Der Hauptteil dieses Netzes liegt zwischen Kelch und Stiel. Die Hauptkanäle gehen vom Grund des auf der Kelch-

¹ Tafel VII, Abb. 18.

unterseite gelegenen konischen Grübchens aus und dringen zwischen die Basalplatten und die ineinander verschmolzenen Infrabasalplatten ein. Sie rufen dann auf der Rückseite einer jeden Radialplatte zwei, drei stär-

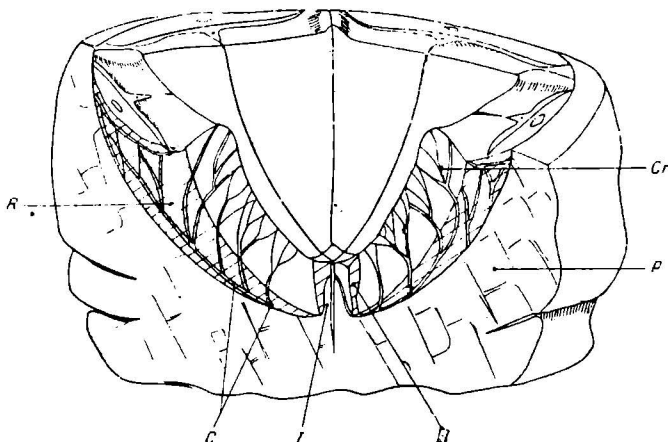


Abb. 4. — Die Ausbildung des Kelches bei *P. strambergensis*; eine Radialplatte und ein Teil eines Basalstückes sind entfernt. R, Radialplatte; I, konischer, aus den ineinander verschmolzenen Infrabasalplatten gebildeter und mit dem Stiel verschweisster Vorsprung; C, Hauptkanäle des Kanalsystems; Cr, schmale Kanäle auf den interradianalen Nähten; P, Stiel

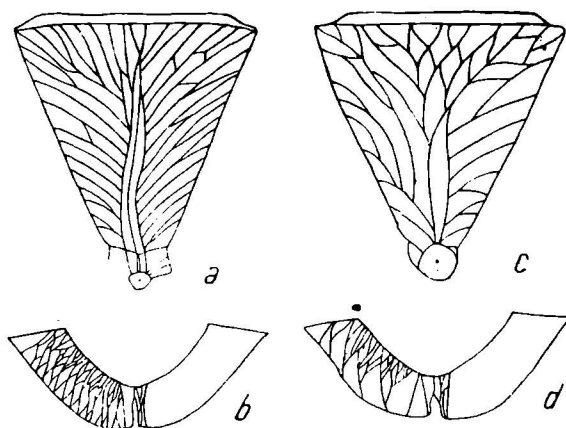


Abb. 5. — Das Kanalsystem bei *P. strambergensis*. a, b, Typus mit zahlreichen und parallelen Kanälen; c, d, Typus mit voneinander entfernten Kanälen, die wie bei *P. japonica* Kobayashi ein weitmaschiges Netz bilden.

kere Furchen hervor, die sich nach dem oberen Rand und den Seitenrändern der Radialplatten verzweigen. Wie auch Remes beobachtet hat, verlängern sich die Verzweigungen, die die Seitenränder erreichen, auf die

interradialen Nahtflächen und sind auf der Innenseite dieser Flächen fein verteilt (Abb. 5, *b*, *d*). Die nach dem oberen Rand gerichteten Furchen verbinden sich zu einem Netz das in eine breite Furche mündet, die parallel zu diesem Rand verläuft. Einige seltene feine Kanäle lassen noch Furchen auf den radiobasalen und interbasalen Nahtflächen erscheinen.

Das bei der *P. strambergensis* beobachtete Kanalsystem weist eine große Formverschiedenheit auf. Als äußerste Typen sind zu unterscheiden: ein Typus mit voneinander entfernten, weite Maschen bildenden Kanälen (Abb. 5, *c*, *d*) — der auch bei Kobayashi unter dem Namen *P. japonica* beschrieben wurde, sowie ein zweiter, der sich durch ein Netz von feinen, dichten und beinahe parallel verlaufenden Kanälen kennzeichnet (Abb. 5, *a*, *b*). Dieser letztere ist bei einem von Rèmes [1]¹ vorgeführten Exemplar gut vertreten. Das Kanalsystem dürfte sehr wahrscheinlich für das kalkbildende Gewebe eine Ernährungsfunktion ausüben und die starke Ausbildung sowohl des Kelches, wie insbesondere des Stieles, steht mit einer reichen Gefäßbildung in Zusammenhang.

PALÄÖKOLOGIE

Saccocoma wird unter den Krinoiden oft als Beispiel für die Anpassung an pelagische Lebensbedingungen angeführt. Die bei *Pseudosaccocoma* beobachteten Merkmale deuten jedoch auf eine ganz entgegengesetzte Spezialisierung hin. Die Art *P. strambergensis* ist ein Musterbeispiel für die streng auf dem Meeresboden festgewachsenen Krinoiden, die sich der Umgebung der felsigen Riffböden angepaßt haben. Eine ähnliche Einstellung ist nur bei den *Eudesicrinidae* und bei den *Holopodidae* (*Cyathidium*) anzutreffen. Die vollkommene Sessilität von *P. strambergensis*, die durch einen äußerst breiten Stiel festgehalten wird, erklärt auch die große Veränderlichkeit der spezifischen Merkmale. Die oft ungleichmäßige Entwicklung des Stiels und entsprechend auch des Kelches, den er becherartig umschließt, steht sicherlich im Zusammenhang mit dem unregelmäßigen, mehr oder weniger geneigten Boden, auf welchem das Stielstück fest sitzt.

Die Kalke, in denen bei Sinaia Exemplare von *P. strambergensis*, die ihren Stiel beibehalten haben, aufzufinden sind, bestehen teilweise aus Korallenanhäufungen. Das feindetritische Kalkmaterial, welches die Zwischenräume des dichten Korallenkalks ausfüllt, enthält, außer der erwähnten Form, auch *Burdigalocrinus*-Arten, Zahlreiche Radiolen von *Balanocidaris strambergensis* Cott. und Crustaceen, unter denen sich sehr zahlreiche Vertreter der Prosoponiden und Galatheiden befinden. Außerdem sind in denselben Kalksteinen Gastropoden in stellenweise starken Anhäufungen und zwar Arten von *Gymnocerithium*, *Metacerithium*, *Ditremaria*, *Trochotoma* und *Discotectus* anzutreffen. Hervorzuheben ist, daß diese Gesellungen keine Nerineiden enthalten, eine Gruppe die

¹ Tafel VII, Abb. 22, *a*, *b*.

andererseits in manche Varietäten von detritischen Kalken die aus abgerundeten Bruchstücken von Pachyodonten und Korallen bestehen, stark vertreten ist. Der Lebensraum von *P. strambergensis* und der mit ihr vergesellschafteten Arten scheint demnach, im Vergleich zu demjenigen der Nerineiden, einer Zone von weniger bewegten Gewässern angehört zu haben.

SYSTEMATISCHE STELLUNG

Wenn einerseits — wie erstmalig Remes bemerkt hat — die Gattung *Pseudosaccocoma* wegen der Gestalt ihres Kelches, mit breiten und dreieckigen Radialplatten und kleinen Basalplatten, sowie wegen der netzförmigen Verzierungen auf der Rückseite des Kelches, der Gattung *Saccocoma* nahe gebracht werden kann, so trennen andererseits gewisse Merkmale diese Gattung nicht nur von der *Saccocoma*, sondern auch von der Ordnung *Costata* im allgemeinen deutlich ab.

Pseudosaccocoma unterscheidet sich von *Saccocoma* durch den kräftigen Stiel, durch die kräftigen, den Kelch bildenden Platten und durch die Kennzeichen der radial-brachialen Gelenkfläche. Was die Verzierungen am Kelch anbetrifft, so stellen sie bei *Pseudosaccocoma* ein Kanalsystem mit Ernährungsfunktionen dar, während sie bei *Saccocoma* auf das feine, netzartige Gefüge des Gerüsts zurückzuführen sind. In bezug auf die radiobrachiale Gelenkfläche ist hervorzuheben, daß bei *Saccocoma* und im allgemeinen bei den *Costata*, die Basalteile der Arme schmäler als die Radialplatten sind und daß das Gelenk nur einen Teil der Breite dieser letzteren einnimmt. Unter den *Costata* ist nur bei *Hyocrinus* eine mit höher entwickelten Typen vergleichbare Komplexität der Radiobrachialgelenke festzustellen, aber auch bei dieser Gattung ist ein primitives Merkmal beibehalten, und zwar die breite und tiefe Furche, welche den Innenrand des Gelenkes, längs der Mittellinie, einkerbt.

Andererseits weisen bei *P. strambergensis* die Merkmale der radiobrachialen Gelenkfläche auf die enge Verwandtschaft dieser Form mit den von Jaekel in den Ordnungen *Typica* und *Compacta* eingereihten Formen. Die Gelenkfläche nimmt die ganze Breite der Radialplatten ein und nur eine schmale Kerbe zerteilt ihren Innenrand. Die Merkmale, welche die radiobrachialen Gelenke im Ganzen aufweisen, liegen denjenigen von *Pentacrinus*, *Metacrinus* und *Thiolleriacrinus* näher.

Nun bleibt noch die Stellung zu klären, welche die Gattung *Pseudosaccocoma* in bezug auf die *Compacta* und *Typica* einnimmt. Trotzdem *Pseudosaccocoma strambergensis* sich, wegen ihrer durch eine äußerste Spezialisierung bedingten allgemeinen Form, sehr stark gewissen Vertretern der *Compacta* und in erster Linie der Gattung *Cyathidium* nähert, unterscheidet sie sich jedoch von diesen durch ihre nicht verschweißten Kelchteile und durch das Vorhandensein der Basalplatten und des Stieles. Beim *Cyathidium* fehlt der Stiel und der Kelch setzt sich mit seinen Radialplatten direkt auf den Boden fest.

Unter den *Typica* sind es die *Thiollerocrinidae* Jaekel, mit denen *Pseudosaccocoma* die engste Verwandtschaft aufweist. Bei den *Thiollerocrinidae* neigt das proximale, stark entwickelte Stielglied dazu, den Kelch zu umschließen, wobei er gänzlich oder beinahe ganz, die Rückseite der Radialplatten bedeckt. Die reduzierten Basalplatten sind in der Kelchmitte zusammengestellt. Der aus einer geringen Anzahl von Teilstücken¹ gebildete Stiel ist — wie ein Exemplar aus den Kalksteinen des oberen Malms bei Sinaia zeigt — durch eine kräftige Wurzel befestigt. Die gedrungene Ausbildung des Stieles und die starke Entwicklung der Stielwurzel bei den *Thiollerocrinidae* scheint so eine Entwicklungsstufe nach der Gattung *Pseudosaccocoma* hin zu sein.

Die Morphologie der *Thiollerocrinidae* liefert auch einige Angaben in bezug auf das Kanalsystem der *Pseudosaccocoma*.

Im allgemeinen ist bei den Krinoiden, die eine stark entwickelte Zentrodorsale aufweisen, dieser Teil von einer Reihe von strahlenförmigen Kanälen durchquert welche zu den Zirren führen. Bei gewissen *Thiollerocrinidae*-Arten sind solche Kanäle häufig zu beobachten; sie nehmen eine oberflächliche Lage ein, die sich auf der Oberseite der Zentrodorsale durch strahlenförmige Kämme abzeichnet, wie z. B. bei *Thiollerocrinus riberoi* Loriol [10]², und bei *Burdigalocrinus heberti* Loriol [11]³. Zahlreiche, aus den oberjurassischen Kalken von Sinaia stammende Exemplare von *Burdigalocrinus* weisen die gleiche Einstellung auf. Bei den in diesen Kalken vertretenen Arten sind die Kanäle, ebenso wie bei *Pseudosaccocoma*, zu zweit oder zu dritt für jeden radialen Eindruck der Zentrodorsale zusammengestellt. So erscheint es sehr wahrscheinlich, daß das Kanalsystem von *Pseudosaccocoma*, einem unter den Krinoiden so abseits stehenden Merkmal, dem bei verschiedenen Vertretern der Thiollerocriniden beobachteten System von Oberflächenkanälen der Zentrodorsale entspricht.

Trotzdem bin ich der Ansicht, daß die Gattung *Pseudosaccocoma* wegen ihrer so spezialisierten Merkmale, eine Sonderstellung im Rahmen der Articulata beibehalten muß und schlage die Bildung einer neuen Familie vor: die Familie der *Pseudosaccocomidae*.

LITERATUR

1. M. REMES, *Nachträge zur Fauna von Stramberg, IV. Crinoiden, Asteriden und Echiniden*. Beiträge zur Geol. u. Paläont. Österr.-Ungarns, Wien, 1905, 18.
2. M. GEMMELLARO, *Sopra un Crinoide (Pseudosaccocoma strambergensis Remes) del Tithonico inferiore e dell'Urgoniano della provincia di Palermo*. Riv. ital. Palaeont., Parma, 1919, 25.
3. T. KOBAYASHI, *Fossils from the Jurassic Torinosu Series*. Jap. Journ. of Geol. a. Geogr., Tokio, 1935, 12, 3 a. 4.
4. W. BIESE, *Fossilium Catalogus, pars 70; Crinoidea Jurassica I*. Berlin, 1935.
5. O. JAEKEL, *Phylogenie und System der Pelmatozoen*. Palaeont. Ztschr., Berlin, 1921, 3, 1—128.

¹ Joukowsky und Favre [9] finden in der Fauna des oberen Malms, bei Salève, für 31 Kelche nur 43 Stielgelenke.

² Tafel I, Abb. 3b — 3c.

³ Tafel 228, Abb. 3a.

6. F. A. BATHER, *Echinoderma*, in E. LANKESTER: *A Treatise on Zoology*. London, 1900, 3rd, vol.
 7. D. PATRULIUS, *Notă asupra stratigrafiei Masivului Bucegi (Versantul de Est)*. Dări de seamă Inst. Geol. Rom. (1948—1949), **36**, Bukarest, 1952, 193.
 8. Y. TSAN-HSUN, *Etude de la faune du Tithonique coralligène du Gard et de l'Hérault*. Trav. Lab. Lyon 17, 1931, mém. 15.
 9. E. JOUKOWSKI et J. FAVRE, *Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie, France)*. Mém. Soc. phys. hist. nat. Genève, Genève und Paris, 1913, **37**.
 10. P. LORIOL, *Description de quatre échinodermes nouveaux*. Abh. Schweiz. Palaeont. Gesell., Genève, 1880, **7**, 6.
 11. — *Paléontologie française, Terrain Jurassique, Crinoïdes*. Paris, 1884—1889, **11**, 2. Teil.
-

В. ЛЭЗЭРЕСКУ

О НОВОМ ВИДЕ *COELOMA* И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ ОТНОСИТЕЛЬНО *BRACHYURAE* (КОРОТКОХВОСТЫЕ РАКООБРАЗНЫЕ)*

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

В своем первом труде о третичных декаподах Венгрии, вышедшем в Будапеште в 1897—1898 гг., Е. Лёрентей [9]¹ упоминает о двух экземплярах краба, присланных для определения К. Гофманном и относящихся по характеру скульптуры головогрудки к роду *Coeloma*. Автор считает, что эти ископаемые, вероятно, являются новым видом *Coeloma*, который по характерным признакам головогрудки и по скульптуре ее поверхности занимает место между *C. taunicum* Н. von Meuser и *C. vigil* А. Edw.; но дать окончательное определение не оказалось возможным, поскольку исследуемый материал плохо сохранился.

Относительно места, где были обнаружены эти экземпляры, в том же труде уточняется, что оба экземпляра *Coeloma* были найдены К. Гофманном в пунктах, расположенных к северу от Шош Мезё (на правом склоне долины Фрынчени-де-Пьятра) и к юго-западу от Киш-Борзо, комитате Солнок Добока (в настоящее время село Глод и поселок Бырсэуца, района Деж, области Клуж). Эти ископаемые были обнаружены в серых песчаниках и напластованиях песчаников и глин Аквитанского яруса, обнажающихся на крыльях антиклинали Глод.

Тождественные указания, но без изображения ископаемого, даны также в монографии о декаподах, опубликованной в 1929 г. за подписью Е. Лёрентей и К. Бёрлена [10]².

* Опубликовано в «Buletinul științific al Academiei R.P.R., Secția de geologie și geografie», 1957, 2, 3—4.

¹ стр. 10 и 87—88.

² стр. 33 и 243—244.

В результате геологических исследований, проведенных нами в 1954—1955 гг., между Сомешем и Лапушем было обнаружено по долине Форауле (правый приток долины Баба, выше по течению и в непосредственной близости от дефила, ведущего к Пояне-Бленки) и по долине Бырсэуца (ответвления у высоти. отм. 307) сравнительно большое число экземпляров *Coeloma*. Эти экземпляры встречаются в зоне выходов напластований, о которых упоминает Лёрентей и в той же геологической структуре (северное крыло антиклинали Глод в двух километрах на восток от Бырсэуца).

Все следы ископаемых крабов находятся в центре сильно консолидированных конкреций. Поэтому мы считаем, что Гофманн нашел двух крабов, которые, в исключительном порядке, не подверглись окаменению в центре конкреции, и, не обнаружив других подобных экземпляров, счел их редкостью.

Отряд	DECAPODA , Latreille,	1802
Подотряд	HETERURA , Beurlen,	1930
	BRASPYURAE , Borradaile,	1907
Tribus	XANTHOMORPHA , Beurlen,	1930
Subtribus	XANTHOIDEA , Beurlen,	1930
	GERYONIDA , Beurlen,	1930
Род	Coeloma , Milne Edwards,	1865

Мы остановились на классификации Бёрлена по причинам, которые станут ясными при описании головогруды ископаемого.

Мы не приняли подразделения *Coeloma* на две группы (*laeves* и *tuberculati*), предложенное Нотлингом¹, а также и на подвиды (*Paracoeloma* и *Coeloma* s. str.), предложенные Лёрентей [10]². Мы придерживаемся определения рода *Coeloma sensu*, данного М. Эдвардсом в 1865 г., по следующим соображениям:

1) Степень дольчатости поверхности щита определяется субъективно. Более того, степень очерченности бороздок, разделяющих разные отделы головогруды так, как на это указывает сам Лёрентей, не одинакова по всей толщине панциря и не сохраняется в процессе окаменения, который может привести к ступенчанию или усилению очертаний скульптуры поверхности.

2) Подразделение на указанные два подвида допускает исключения; так, например: *C. credneri* Noet. (верхний Оligоцен) отличается индивидуальными признаками.

¹ Лёрентей [10], стр. 241.

² стр. 242.

3) Степень изгиба орбитального края надлежит выразить, в первую очередь, количественным показателем, чтобы создать возможность для объективного сравнения, а затем выяснить, имеет ли данный элемент значение в эволюции рода *Coeloma*. В главе о биометрии мы вернемся к этому вопросу.

Coeloma masoveii nov. sp.

- 1897—1898 *Coeloma* sp. ind. Lörenthey, Lörenthey, Beiträge z. Dekap. F. d. ung. Tert., vol. XIV—XXI, p. 10, 87—88; Math. u. Nat. Ber. d. Ung. Budapest.
 1929 *Coeloma* sp. ind. Lörenthey, Lörenthey u. Burlen, Die fos. Dek. d. land. d.u.k., Geol. Hung., ser. Pal., f. 3, p. 33, 243—244.

ХАРАКТЕРНЫЕ ПРИЗНАКИ

Контур головогруды семиугольный с неодинаковыми сторонами. Отступление от обычного пятиугольного контура Ксантоидов обусловлено l_8 (рис. 1, 4), создавшим две добавочные небольшие стороны. Отличие от *Goneplacide* (закругленный трапецидальный контур) гораздо больше. Поэтому мы сочли классификацию Бёрлена наиболее подходящей (в особенности по сравнению с классификацией Кюкенталья и Крумбаха [7]¹, принятой и Глесснером [6]). Кроме этого, следует отметить, что у наших форм наблюдается также сходство в отношении контура и других признаков с современным родом *Geryon Kröyer* 1835 г. Однако в последний раз этот вид был отнесен Бугье (1940) к *Xanthidae* (следовательно, Циклометапе), а не к *Goneplacidae* (то есть Катометопе). Более того, недавно (1956) Т. Монод [12]² настаивал на явной невозможности провести резкую грань между *Xanthidae* и *Goneplacidae*, хотя они относятся к различным таксономическим высшим единицам, а в качестве примера для крайних случаев, граничащих с *Xanthidae*, этот автор упоминает *Geryonidae*. Следовательно, из вышеприведенного явствует, что отнесение Бёрленом вида *Coeloma* к Ксантоидам, а именно к семейству *Geryonidae*, является обоснованным и при современном уровне познаний в этой области.

Края панциря отличаются следующими признаками:

На фронтальной части имеется индивидуализированный рострум, элементы которого l_4 , l_6 , l_5 (рис. 4) находятся в соотношении 3,33:1,60:1. Рострум снабжен 4 шипами ($2\sigma_{rc} + 2\sigma_{rm}$, рис. 1). Центральные шипы меньше, параллельны, расположены ниже и на расстояниях $\sigma_{rc} - \sigma_{rc} < < \sigma_{rc} - \sigma_{rm}$. Крайние шипы — расходящиеся ($40-60^\circ$) и с острием, повернутым кверху.

Орбитальный край ($I_{\text{conc}} = 0,245$) окаймлен небольшими, близко отстоящими бугорками, в группах по 2—3, разделенных более широкими

¹ стр. 840—1038.

² стр. 351.

бороздками (0,5—1 мм). Здесь необходимо отметить следующие, имеющие большое значение данные: а) орбита защищена интраорбитальным шипом (σ_{io}); б) глазная впадина образует углубление в панцире по сравнению с продолжением его переднебокового края l_7 .

Край l_7 включает последовательно бороздку в 1 мм, линейную часть мелких бугорков, другую бороздку и заканчивается двумя шипами. Первый (σ_{1a}) меньше и имеет эллиптическое сечение, а второй

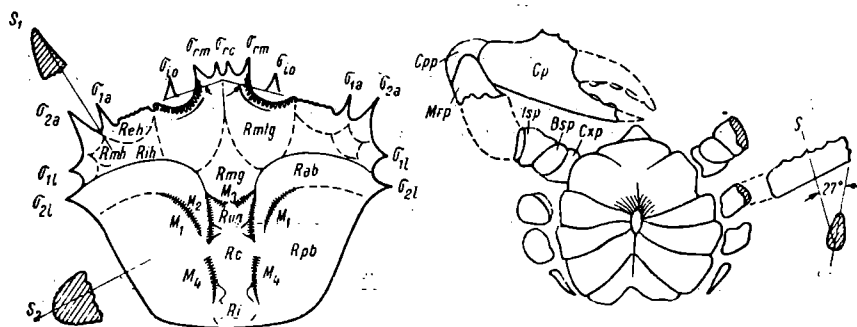


Рис. 1. — *Coeloma macovei* nov. sp.

σ_{rc} — центральные шипы рострума; σ_{rm} — крайние шипы рострума; σ_{io} — жгутанты; σ_{1a} , σ_{1b} — передние усики; σ_{11} , σ_{12} — боковые усики; R_{ch} — пищеварительные железы, внешний отдел; R_{mh} — пищеварительные железы, средний отдел; R_{ih} — пищеварительные железы, задний отдел; C_{sp} — косопоподит; B_{sp} — баыпоподит; l_{sp} — исхиопоподит; R_{mlg} — желудок, передний кардиальный отдел; R_{mg} — желудок, задний кардиальный отдел; R_{nc} — отдел сердца; R_i — отдел кишечника; R_{cb} — отдел жабр, переднежаберная часть; R_{pb} — отдел жабр, заднежаберная часть; M_1 — M_4 — отпечатки мышц; M_{rp} — меропоподит; C_{pp} — нарпоподит; C_p — карпус;

(σ_{2a}), более развитый, имеет сечение закругленного треугольника и слегка наклонен кверху.

Край l_3 — гладкий. Он снабжен двумя наклонными кверху шипами. Первый, меньший шип (σ_{11}), с почти круглым сечением, а второй (σ_{21}) больших размеров, со слегка эллиптическим сечением.

Край l_9 — прямолинейный и соединяется с l_{10} сплошной дугой. Край l_{10} слегка выпуклый (не имеет заднего синуса).

В целом, щит сильно выпуклый по сравнению с плоскостью шипов. Эта выпуклость различна в зависимости от части головогруди, не представляя, однако, четкой дольчатости.

Самой выпуклой частью является R_b (S_2 , рис. 1). Здесь зоны R_{ab} , R_{pb} разделены на краю панциря удлиненной вогнутостью, переходящей к центру в более глубокую бороздку. На этой бороздке наблюдаются отпечатки мышц (M_1), по-видимому, принадлежащих линии прикрепления грудных мышц.

Отдел R_h слегка вогнут по сравнению с R_b (S_1 , рис. 1). В этой части только зона R_{mh} сильно вогнута. Взамен R_{ch} и R_{ih} очень слабо различимы.

В пределах R_o только зона R_{av} , точно так же как и R_c , хорошо очерчена глубокой бороздкой, сопровождаемой резкими отпечатками

мышц (M_2 и M_4). По-видимому, они являются рубцами линии прикрепления мышц *attractor epimeralis*. Между $R_{та}$ и $R_{до}$ наблюдается и M_3 , который, по всей вероятности, является отпечатком мышц *lateralis thoraco-abdominalis*. В общей сложности M_1 — M_4 сгруппированы в задней центральной части панциря и наблюдаются лишь у экземпляров, частично или полностью лишенных щита (поэтому рубцы здесь наблюдаются в виде небольших двухсерийных углублений, расположенных вдоль бороздок).

Орнаментация щита представлена бугорками двух основных размеров (в соотношении 2:1). В центральной части щита расположены более

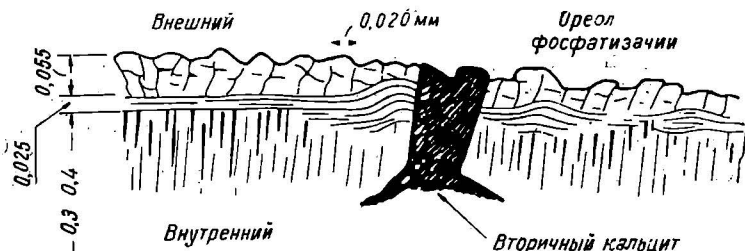


Рис. 2. — Схематический разрез щита.

крупные бугорки, имеющие слегка эллипсоидальное сечение, удлиненное от передней к задней части. По краям щита бугорки имеют круглую форму, и размеры их уменьшаются наполовину, однако в степени частоты не наблюдается заметной разницы. В толще щита следы бугорков постепенно исчезают, причем первыми исчезают более мелкие. Микроскопическому исследованию были подвергнуты только сечения боковых участков щита. Здесь, с поверхности в глубину были сделаны следующие наблюдения:

а) Фосфатизированный ореол до 0,3 мм вокруг щита, отличающийся по желтовато-коричневому цвету, который постепенно исчезает.

б) Фосфатизированный слой с желобками, расположенными перпендикулярно и наклонно к поверхности (рис. 2 и планшет II, рис. 17 а и б). В глубине наблюдаются редкие, слабо намечающиеся полосы, параллельные поверхности, прерываемые вышеупомянутыми желобками. Таким образом слой кажется образованным рядами прямоугольников, наложенными один на другой. В пространстве это расположение, возможно, соответствует призматической структуре, указанной Л. Кайио [3]¹. Полагаем, что этот слой является эквивалентом так называемого „клеточного слоя”, исследованного Вицу² у современных омаров и представляющего собой слои с пигментом.

в) Тонкий слой, состоящий из тонких горизонтальных пластинок. На некоторых участках пучок пластинок образует выпуклости, сопро-

¹ стр. 455.

² Л. Кайио [3], стр. 444.

вождаемые значительным утолщением. Выпуклости являются, по-видимому, недоразвитыми корнями бугорков. Судя по желтоватой, очень светлой окраске, можно предположить, что слой образован из смеси фосфата и аморфного карбоната Са, в которой преобладает последний.

г) Сравнительно толстый слой (0,3—0,4 мм в сечении) в 0,7—0,8 мм, состоящий из фосфатизированного известняка. На его внешней стороне наблюдаются вертикальные желобки и тонкие полоски, одинаково ориентированные, но пересекающие всю толщину слоя. Поскольку эти желобки резко обрываются на контакте с предыдущим слоем, полагаем, что эта линия отмечает уровень проявления „экзувивальной секреции” гиподермы, которая согласно Кюкенталу [7]¹ выделяется в период линьки.

Иногда здесь наблюдалось горизонтальное зональное расположение слабо очерченных полос (0,03 мм). В сечениях с более диагенизированным материалом CO_2Ca частично кристаллизован. Судя по угасанию, кристаллы располагаются перпендикулярно к поверхности. Считаем, что данное направление определяется тем, что в плоскости щита силы кристаллизации оказывали взаимно уничтожающее действие, в то время как перпендикулярно этой плоскости распределение атомов, обусловленное кристаллизацией, в силу небольшой толщины известняковой массы, протекало легче и, следовательно, быстрее.

Вентральная часть туловища сохранилась почти полностью (рис. 11, 12 и 13). Для определения представляет интерес стремление к спайке трех передних пластинок в одну, заканчивающуюся выростом в виде заостренного треугольника. Брюшная полость состоит из трех пластинок, заканчивающихся коротким тельсоном.

— Отросток. Обе клешни сохранились лишь частично. Их первый членник S_{xp} (рис. 1) заканчивается наклонной альвеолой, в которой сочленяется малый V_{sp} в виде треугольной призмы. Следующий членник I_{sp} отличается овоидальным сечением. В отношении M_{rp} многое не выяснено. C_{rp} почти сферический, снабжен гребнем (между M_{rp} и C_p к σ_{2a}) и сочленяется с неподвижной клешней (C_p). Поллекс (овоидальное сечение и небольшое число зубцов) и C_p (снабженный верхним гребнем с тремя шипами) придает клешне вид не особенно мощной „Кнакшере”.

В отношении переопод отмечаем следующее: а) C_{xp} и V_{sp} отличаются большей длиной по сравнению с теми же членами клешни; б) плоскость симметрии переопод с овоидальным сечением расположена наклонно по отношению к плоскости туловища; в) переоподы сравнительно тонкие, и длина их уменьшается по направлению к задним парам ног; г) единственной орнаментацией являются мелкие односерийные бугорки, расположенные по канту переопод.

— Окраска. У всех экземпляров, с частично сохранившимися щитом и отростком, окраска щита серовато-черная, а вентральная часть туловища и отростка светло-серая, с мелкими белыми точками и черными

¹ стр. 847.

пятнами (окислы Mn). Одна клешня синеватая (вторичная окраска, вызванная неустойчивыми сердистыми соединениями Fe). Экземпляры, частично лишённые щита, окрашены в желтовато-белый цвет (вследствие фосфатизированного слоя $\text{CO}_3 \text{Ca}$). Совершенно лишённые панциря экземпляры (отпечатки) — красновато-коричневые (порода, окрашенная продуктами разложения органического вещества). Полагаем, что окраска внешней поверхности является естественной и не обусловлена частичной заменой известняка глиной, как это отмечено в случае *C. taunicum* Н. von Meyer [11]¹.

ПРИМЕЧАНИЯ

В результате внимательного изучения трудов Г. фон Майера [11]² и А. Битнера [2]³ явствует, что *Coeloma tasoveii* nov. sp. по своему контуру, орнаментации и размерам приближается скорее к *C. vigil* А. Edw. (рис. 3), чем к *C. taunicum* Н. von Meyer. Другие виды

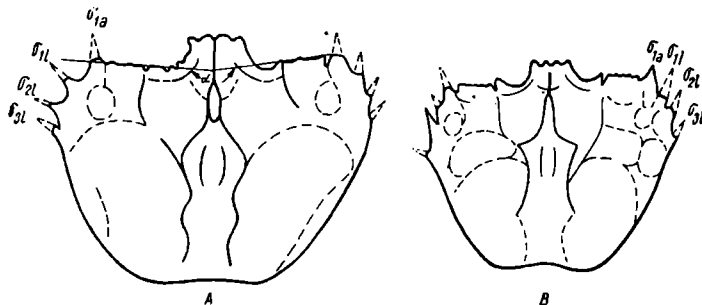


Рис. 3 — *Coeloma vigil* А. Edw. Схематизированные головогруды по Битнеру. А — экземпляр самца; В — экземпляр самки. ~ Линия сплошного стыка между отделами. ~ Линия ступенчатого стыка между отделами. Усики (а — передний; l — боковой); $\hat{\alpha} \sim 195^\circ$.

(по К. Стенье, Т. Эберту, О. Ж. Равну и Э. Лёрентей) еще более далеки от данной формы.

Тем не менее при сравнении наших форм с формой *C. vigil* наблюдаются существенные различия, которые в порядке своего значения следующие:

1) Контуры по формуле сходства различны. С этой точки зрения особенно ярко выделяются следующие главные расхождения: а) у *C. tasoveii* nov. sp. боковые края l_7 дают $\sphericalangle 150^\circ$ с вершиной, повернутой к передней части, в то время как у *C. vigil* они дают $\sphericalangle 180-165^\circ$ с острием, повернутым к задней части, и б) у *C. tasoveii* nov. sp. не наблюдается синуса на заднем крае l_{10} , в отличие от *C. vigil*.

¹ стр. 176.

² стр. 176—178 и табл. XIX, f. 9.

³ стр. 37—39, табл. V.

2) Число и расположение шипов различны, а именно: а) *C. tasoveii* пов. sp. имеет жгут антенны (σ_{10}), который не наблюдается у остальных видов; б) *C. tasoveii* пов. sp. имеет два шипа ($\sigma_1, 2^a$) на l_7 и еще два ($\sigma_{1,2}$) на l_8 , в то время как у *C. vigil* наблюдается 1 шип (σ_{1a}) и соответственно три шипа ($\sigma_{1.2.3}$ l). У *C. tasoveii* пов. sp. размеры боковых шипов увеличиваются к задней части (в соотношении 1:2), а у *C. vigil* они уменьшаются в отношении 2:1, 7:1.

3) У *C. tasoveii* пов. sp. глазная впадина помещается под линией l_7 , в то время как у *C. vigil* (равно как и у *C. balticum* Schlüter) она находится на продолжении l_7 .

4) У *C. tasoveii* пов. sp. C_{p2} не снабжен боковым рубчиком, как у *C. vigil*, взамен наблюдаются три небольших шипа на гребне его верхней части.

5) У *C. tasoveii* пов. sp. три передние пластинки на вентральной стороне головогруды почти срощены, в то время как у *C. vigil* они отделены.

6) Распределение отделов и зон на щите в некоторой степени различны.

7) *C. vigil* встречается у М. де-Лаверда (верхний Латторфианский в Винцентине). Поскольку *C. tasoveii* пов. sp. встречается стратиграфически выше, он не может быть топотипом первого.

Учитывая вышеуказанные различия, среди которых некоторые являются важным ключевым критерием для определения современных видов короткохвостых, ракообразных, мы были уверены, что имеем перед собой новый вид *Coelota*.

Синтипы, послужившие для определения, зарегистрированы в коллекции Геологического комитета гор. Бухареста за №№ 2032—2035 в семи формах.

Этому виду было присвоено имя профессора Г. Маковея в знак уважения к профессору геологии, обучавшему всех горных инженеров-выпускников Политехнического института гор. Бухареста.

ДАННЫЕ ПО БИОМЕТРИИ И ПАЛЕОЭКОЛОГИИ

Все необходимые для определения размеры даны в таблице № 3. Считаем, что таблицы с полными биометрическими данными являются единственным объективным обоснованием для палеонтологических определений. Эти данные, в сопоставлении с данными современных форм жизни, служат количественной базой для палеоэкологических интерпретаций, необходимых для изучения тектоники и осадочных отложений (таблица № 3).

Помимо этой ближайшей цели, полагаем, что впоследствии, благодаря биометрическим показателям и обобщающим трудам, возможно будет наглядно доказать по меньшей мере с палеонтологической точки зрения, что окаменелые формы представляют собой непрерывные серии, заключенные между крайними, ярко индивидуализированными и сравнительно немногочисленными членами. Эти члены являются теми

факторами, которые начинают или завершают непрерывную эволюцию во времени или же применительно к геологическим фациям. С этой точки зрения, палеонтологические виды являются отдельными пунктами или зонами с определенными координатами, расположенными на кривых непрерывной эволюции на определенных промежутках. По определении переменных координат и кривых будет выработан метод, который путем сравнения с продолжительностью эволюции субактуальных форм даст возможность установить абсолютный возраст осадочных образований любого стратиграфического уровня.

Для того чтобы доказать непосредственное значение биометрии, мы собрали данные о *C. macoveii* nov. sp. и *C. vigil*. Расхождения между этими данными мы сопоставили с расхождениями между *C. rupeliense* (Контиха) и *C. holzaticum* (Итцехоя), которые были ранее качественно изучены К. Стенье и Эдуардом Бернейсом [14]¹, доказавшими, что они относятся к одному и тому же виду. Считаю необходимым дать добавочные пояснения относительно использованных показателей.

Показателем вогнутости орбиты (I_{co}) был принят S_0/l_3 , оба показателя измерены по дорсальной части (т. к. вентральный край слабее изогнут). I_{co} снижается, начиная от *C. vigil* (верхний Латторфианский), к более молодым видам (как это качественно считал Лёрентей). Но он снижается и к эоценовым видам (*C. vareolata* Lög. — $I_{co} = 0,195$). Полагаем, что лишь путем непосредственного изучения многих видов можно будет установить, варьирует ли I_{co} планомерно во времени или же, возможно, от фации к фации. Это необходимо проверить и в отношении других родов, поскольку линейная или синусоидальная вариация I_{co} — если таковая имеется — должна носить общий характер для различных родов короткохвостых ракообразных.

Показателем аэрации (I_a) был принят нами A_c/A_b . При его установлении отправным пунктом послужило следующее рассуждение: одно и то же живое тело (численно приравненное путем приближения к A_c , т. е. ареалу головогруды) нуждается для дыхания в более развитом жаберном аппарате (выраженном A_b , т. е. ареал жаберной зоны) в водах с меньшей аэрацией и в менее развитом аппарате в водах с большей аэрацией. Таким образом была сделана попытка найти биометрический пока-

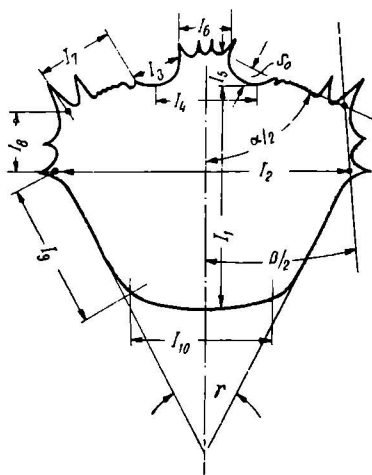


Рис. 4. — Биометрические элементы головогруды.

l_1 — длина; l_2 — ширина; l_3 — продольное вскрытие; l_4 — основная ширина рострума; l_5 — длина рострума; l_6 — фронтальная ширина рострума; l_7 — переднебоковой край; l_8 — боковой край; l_9 — заднебоковой край; l_{10} — задний край; S_0 — глазной стебелек; α — передний угол; β — боковой угол; γ — задний угол.

¹ стр. 210—217.

затель, который определил бы в первую очередь глубину слоя воды, в котором жила данная окаменелая форма. Поскольку степень аэрации воды зависит от температуры, солесодержания, типа водного бассейна и т. д., мы сохранили наименование показателя аэрации, не упуская из виду практическую цель, для которой он был создан. За отсутствием

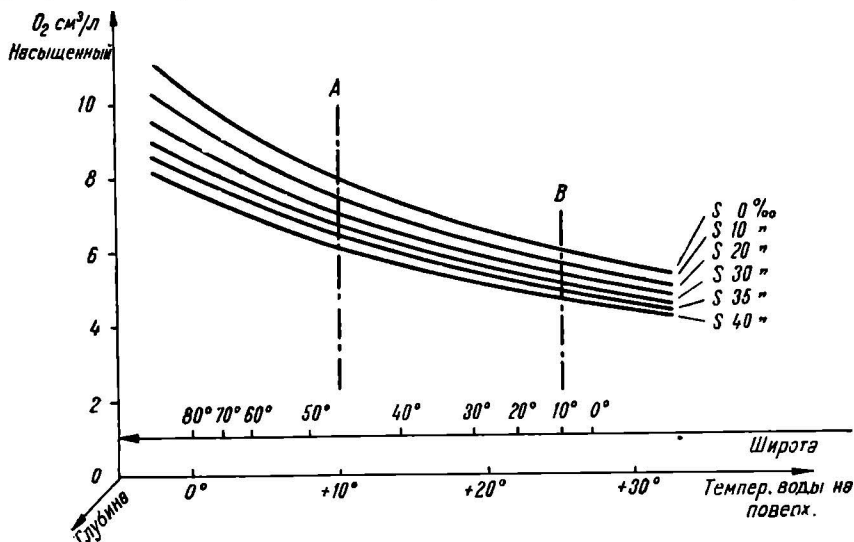


Рис. 5. — Изменение содержания O_2 на поверхности морской воды в зависимости от ее температуры, солесодержания (S) и широты.

трудов в этом направлении мы попытались установить новый метод интерпретации для I_a .

Во-первых, руководствуясь трудами П. Зенкевича [15]¹, Э. ле Дануа [8]², М. В. Кленовой [4]³, Бреннеке⁴ и Дефанта и Вюста⁵, мы просинтезировали в нескольких диаграммах изменение содержания O_2 в воде в зависимости от солесодержания, температуры (следовательно, и широты) воды и глубины и типа бассейна (рис. 5, 7 и 8).

На основании данных выяснилось, что изменение содержания O_2 в воде отражено категорией поверхностей с общим уравнением типа mf (x, y, z), в котором:

- m — параметр, зависящий от солесодержания,
- x — температура,
- y — глубина,
- z — содержание O_2 ,

отличая при этом, что снижается по мере роста m , x и y . Следовательно, кривые на рис. 5 являются следами в плоскости zox этой

¹ стр. 145, 146, 170, 213, 285, 339 и 414.

² стр. 137.

³ гл. 6-ая.

⁴ Иад. Э. ле Дануа [4], стр. 137.

⁵ Там же, стр. 140.

категории поверхностей. Для определения изменений в плоскости zoy в зависимости от бассейна мы отдельно собрали (рис. 6) данные о холодных морях, омывающих Европу, а также и Панамском заливе (этот последний по La Science au XX^e siècle 5.48—2). Изучив диаграмму, можно вывести следующие заключения.

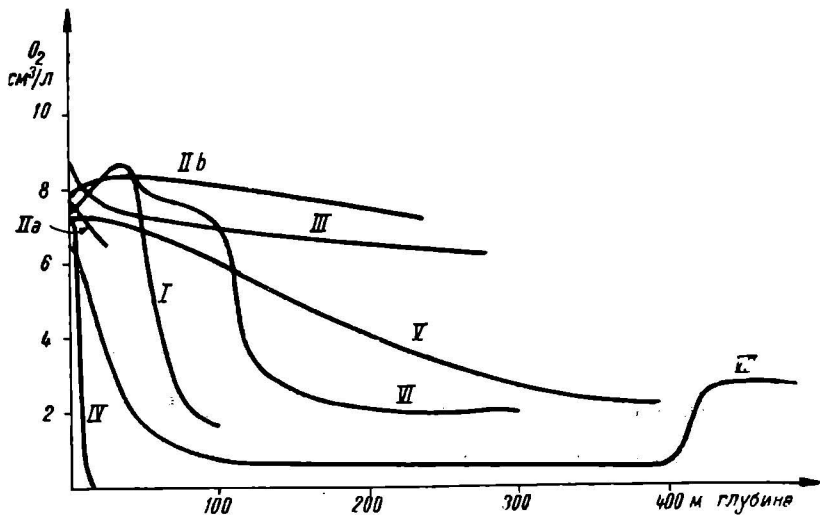


Рис. 6. — Изменение содержания O_2 в зависимости от глубины в различных морских бассейнах.

I. Балтийское море. II. Карское море: а — при впадении Оби; б — в открытом море. III. Белое море — Гандалактская губа. IV. Дюновое море (кривая не применима в период бурь). V. Каспийское море; VI. Черное море. VII. Панамский залив.

а) В неглубоких, закрытых и полузакрытых, морях между 10—40 м часто наблюдается стремление к перенасыщению воды O_2 . На глубине свыше 40 м содержание O_2 быстро снижается. В глубоких морях снижение содержания O_2 замедлено.

б) Вследствие перенасыщения O_2 в поверхностном слое вод часто наблюдается большая аэрация, чем в континентальных водах.

в) В полуоткрытых морях в зависимости от глубины наблюдается очень замедленное снижение содержания кислорода. В открытых морях наблюдается снижение содержания O_2 (более быстрое в теплых морях и более замедленное в холодных) до определенной глубины, где содержание O_2 резко увеличивается, после чего отмечается замедленное снижение. По Дефанту и Вюсту, глубина с минимальным содержанием O_2 представляет собой границу между тропосферой (с теплыми водами) и океанской стратосферой с неподвижными и холодными водами. Для широты нашей области (г. Деж расположен на 47° сев. шир.) глубина этого порога составляет 400 м.

В связи с этими выводами было составлено два разреза для категории поверхностей $mf(x, y, z)$: разрез А (рис. 7) на 47° широты для полуоткрытых холодных морей (преобладающие условия в нашей стране

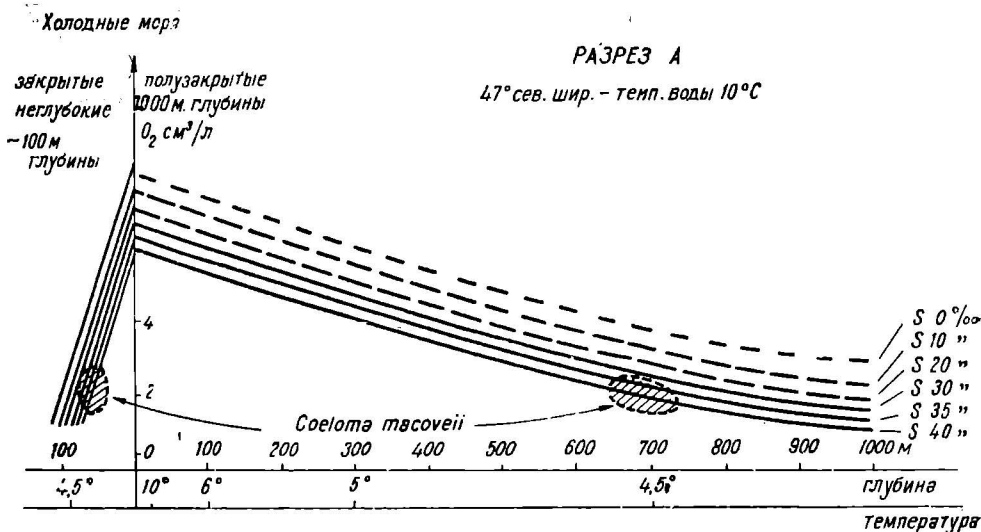


Рис. 7. — Изменение содержания O_2 в зависимости от глубины для холодных морей (47° северной широты; температура воды на поверхности 10°), глубоких полузакрытых морей (1000 м) и неглубоких закрытых морей (100 м). S = соленость.

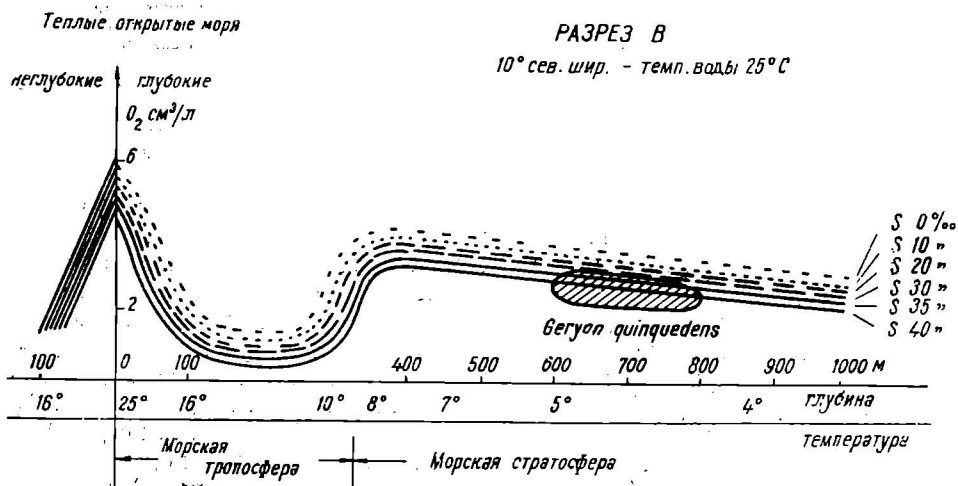


Рис. 8. — Изменение содержания O_2 в зависимости от глубины для теплых открытых морей (10° северной широты; температура воды на поверхности + 25°), неглубоких (100 м) и глубоких (1000 м). S = соленость.

начинаются от среднего Олигоцена) в 1000 м глубины и разрез В (рис. 8) для открытых теплых морей (10° широты) (для сопоставления с современными формами).

Во втором этапе работ I_a — показатель аэрации для нескольких видов современных крабов был вычислен по экземплярам, приведенным Т. Монодом и А. Шелленбергом (таблица 1 и 2).

Таблица 1

Экологические данные о некоторых формах, цитированных Т. Монодом [12]*

Наименование	Высот. отмет. биотопа	I_a	Широта
<i>Panopeus</i> sp. (речн. бас. Ивиндо, Африка)	+ 400 м	2,23	0°
<i>Panopeus africanus</i> A. M. Edw.	0 — 40 м глуб.	2,31	10°
<i>Geryon quinquedens</i> S. I. Smith	700 — 800 м глуб.	1,95	10°—20°

* стр. 326, 335 и 338.

Таблица 2

Экологические данные для форм холодных и умеренных вод, цитированные А. Шелленбергом [13]*

Наименование	Высот. отмет. биотопа	I_a	Широта
<i>Portunus arcuatus</i> Leach	5—20 м глуб.	2,22	Северное море 53°—55° широты.
<i>Portunus puber</i> Linné	макс. 30 м глуб.	2,15	
<i>Portunus holsatus</i> Fabr.	50—300 м глуб.	1,93	
<i>Portunus marmoreus</i> Leach	макс. 100 м глуб.	1,90	

* стр. 116, 118, 122, 123.

На основании этих значений была составлена диаграмма для I_a (рис. 9) в зависимости от глубины, на которую была наложена кривая, дающая содержание O_2 и глубину. Путем применения масштаба к ординате, по мере возможности были сближены обе кривые. Таким образом мы пришли к заключению, что снижению на 1,25 см³ O_2 /л, соответствует уменьшение I_a на 0,1, глубина же возрастает на 75 м (внутри морской тропосферы).

Сравнивая в этом смысле данные между *C. vigil* и *C. tasoveii*, приходим к заключению, что этот последний вид жил на глубине 300—350 м в водах, содержащих 2,0 см³ O_2 /л.

Заключение, что *C. tasoveii* жил в более глубоких водах, основано на следующем:

- тусклая, всегда одинаковая окраска, без всякого следа ярких цветов, являющихся характерными для прибрежных крабов, в частности, рифовых; эта окраска обусловлена также миметизмом и соответствует цвету песчанистого ила, осаждавшегося при жизни животного;
- сравнительно большие размеры, так же как и у современных крабов, являются указанием на то, что жизнь животного протекала в более глубоких водах;

в) сравнительно слабо развитые клешни также указывают на отдаленность от берега.

C. macoveii пов. sp. по своей позиции в естественной классификации соответствует *Geryon quinquedens* S. Smith, живущему на 700—800 м глубины. Поскольку размеры этого вида вдвое больше, а клешни слабее развиты, полагаем, что глубина в 300—350 м, вычисленная для *C. macoveii* пов. sp., соответствует и с этой точки зрения. Интересно отметить, что эти обе формы почти изотермичны.

Возвращаясь к рис. 7, можно приближенно определить и глубину морского бассейна. Судя по пропорции 2 см³ O₂/л, наша форма жила на глубине около 60 м в море 100-метровой глубины и на глубине 700—725 м в море 1000-метровой глубины. Поскольку ранее нами было установлено, что глубина биотопа для наших форм составляла 300—350 м, можно заключить, что глубина моря равнялась 500—550 м.

Показатель зрелости (I_m) был принят как соотношение l_2/l_1 . Рассматривая это соотношение у различных видов *Coeloma*, а также у *Galenopsis similis* Bittn. (рис. 10), мы установили, что оно возрастает параллельно с размерами ископаемых. Это явление отмечено также Д. Патрулиусом¹ у *Cyclothureus reussi*. I_m указывает, по-видимому, на стремление у зрелых форм крабов к развитию жаберного аппарата. Поэтому мелкие формы — стенобатические, а именно, неглубоководные, в то время как крупные формы встречаются на больших глубинах. Вследствие этого, отношение l_2/l_1 должно всегда даваться параллельно с l_2 в качестве показателя и может быть использовано для определений только по установлению переменной кривой I_m . Попытка, представленная на рис. 10, приводит к предположению, что градиент I_m , а именно $\Delta I_m/\Delta l_2$ — почти одинаков у всех крабов и что у одной и той же формы он увеличивается при максимальных размерах.

Формула сходства была составлена нами с учетом того обстоятельства, что форма щита является многоугольной неравносторонней. Поэтому мы сочли, что для обоснования сходства между обеими формами необходимо, чтобы характерные углы между сторонами (числитель формулы) и соотношение между длиной этих сторон (знаменатель формулы) были бы одинаковы. Само собой разумеется, что для установления сходства необходимо, в первую очередь, чтобы число членов, входящих в формулу, было одинаково (необходимое, однако, недостаточное условие).

Применение формулы к четырем случаям, приведенным в биометрической таблице, дало многозначительные результаты. Формула почти одинаковая для *C. rupeliense* и *C. holzaticum*, принадлежность которых к одному и тому же виду была доказана до нас, но значения членов формулы различны для *C. vigil* и *C. macoveii*, несмотря на то что они являются граничащими видами. Между группами *C. vigil*, *C. macoveii* и *C. rupeliense* различие более резкое, т. к. в формуле изменяется количество членов.

¹ Устное сообщение.

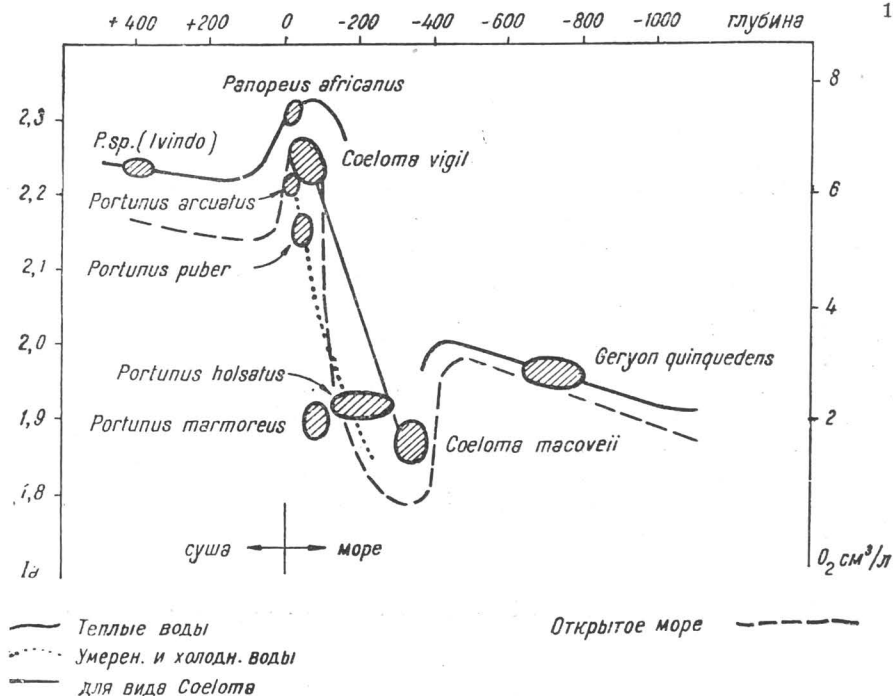


Рис. 9. — Изменение показателя аэрации в зависимости от глубины вод и содержания O_2 . Сравнение современных и ископаемых форм.

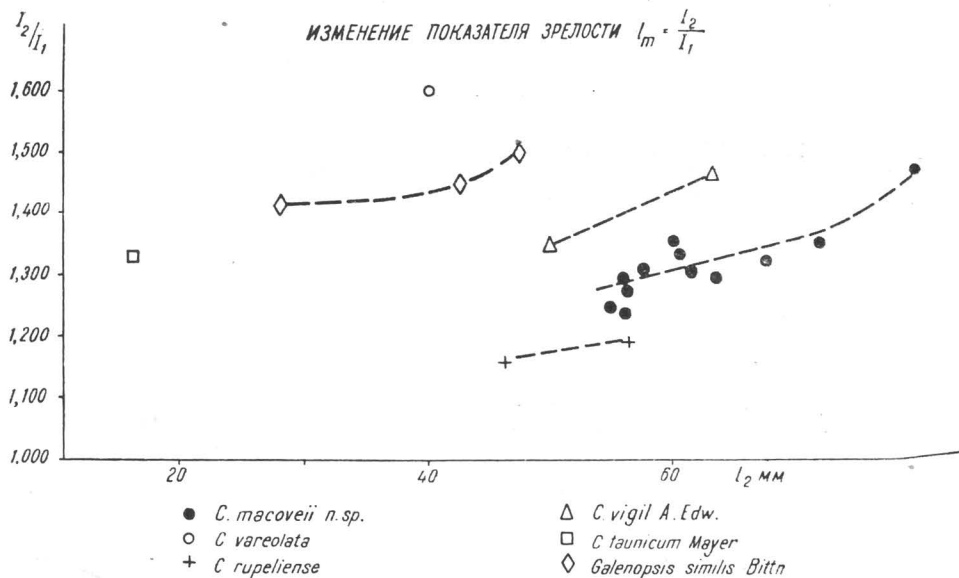


Рис. 10. — Изменение показателя зрелости. Сравнение различных форм короткохвостых десятиногих раков.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Исследованные крабы взяты из формации мощностью около 200 м, перекрытой мергелем Кекиша (верхний Бурдигальский) и залегающей на слоях Илеянда (Рупелийский, по Е. Хаугу). На юге (на широте Сомеша) этот стратиграфический интервал представлен, в основном, песчаниками (прибрежная фация Бузаша, включающая в верхней своей части и фацию Коруш-Бурдигальский ярус). К северу (к Лапушу) формация переходит постепенно к промежуточной фации (фация Баба), а ватем к мергелистой (фация Вима-Маре), переходя в то же время ингрессивно подстилающие отложения (слои Илеянда, Бизуша и Мера).

Горизонт с *Coelota* обнаруживается на 15 м выше основания промежуточной фации. В подтверждение правила Вальтера, другие ископаемые отсутствуют. Следовательно, пока что можно лишь предположить что ископаемое относится к глубинной фации нижнего Жирондийского (*sensu* Грипп-Магне).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

В нижнем Миоцене море ингрессировало в залив, находящийся между кристаллическим массивом Прелука и линией Сомеша; максимальная глубина достигала 500 м. Скат южного побережья составлял около 1/20. Алгебраическая сумма всех тектонических движений от нижнего Миоцена до настоящего времени дает поднятие около 600 м в районе Вима-Короеъ и около 300 м вдоль р. Сомеша.

ЛИТЕРАТУРА

1. BEURLEN K., *Vergleichende Stammesgeschichte*. Fortschritte d. Geol. u. Pal., 1930, **8**, II, 4.
2. BITTNER A., *Die Brachyuren des vicentinischen Tertiärs*. Wien, 1875.
3. CAYEUX L. M., *Introduction à l'étude des roches sédimentaires*. Paris, 1931.
4. КЛЕНОВА М. В., *Геология моря*. Москва, 1948.
5. EDWARDS M. A., *Ann. Sci. Nat. Zool., Série 5*, 1865, 3.
6. GLAESSNER M. F., *Crustacea decapoda. Foss. Cat. I, animalis*. Paris, 41.
7. KÜKENTHAL A. u. KRUMBACH TH., *Handbuch der Zoologie. Crust.-Decap.* Iena, 1927.
8. LE DANOIS ED., *L'Atlantique*. Paris, 1938.
9. LÖRENTHEY E., *Beiträge zur Decapodenfauna des ungarischen Tertiärs*. Math. u. Nat. Ber. a. Ung., Budapest, 1897, 1898, **14**, 21.
10. LÖRENTHEY E., BEURLEN K., *Die fossilen Decapoden der Länder der ungarischen Krone*. Geol. Hung., ser. Palaeont., Budapest, 1929, 3.
11. MEYER H. V., *Tertiäre Dekapoden aus den Alpen von Oeningen und dem Taunus*. Palaeontographica, 1862, **10**.
12. MONOD TH., *Hippidea et Brachyura Ouest-africains*. Mém. de l'Inst. d'Afr. noire, Dakar, 1956, 45.
13. SCHELLENBERG A., *Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile-Dekapoden*. Iena, 1928.
14. STAINIER X. et BERNAYS ED., *Identification du C. rupeliense et du C. holzaticum*. Bull. Soc. Belg. d. Géol., 1899, **13**, fasc. II.
15. ЗЕНКЕВИЧ П., *Фауна и биологическая продуктивность моря*. Москва, 1947, 2.

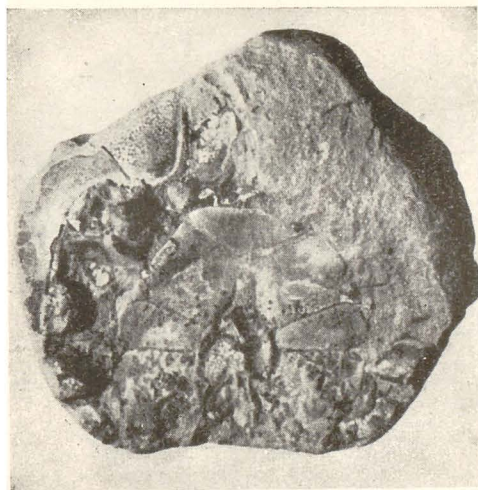


Рис. 11

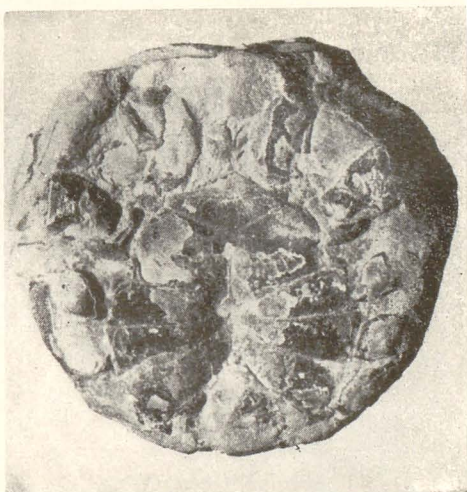


Рис. 12

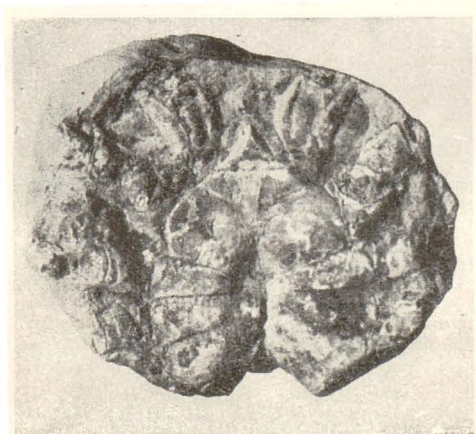


Рис. 13

Рис. 11, 12, 13. — *Coeloma tasoveii* nov. sp. — вентральная часть № 2032. Коллекция Геологического комитета.

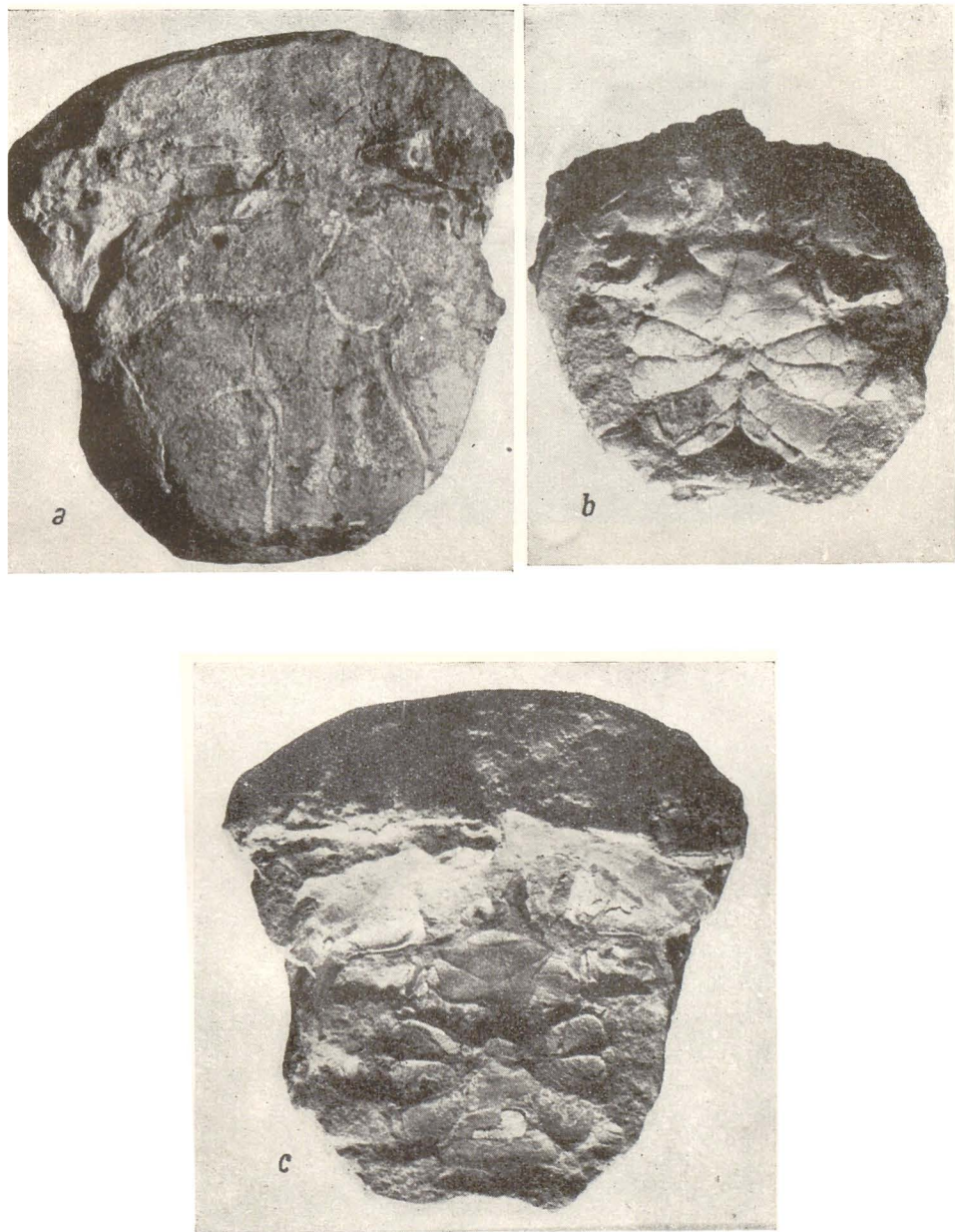


Рис. 14. — *Cosloma tasoveii* nov. sp. *a* — вид сзади (щит); *b* — отпечаток вентральной части; *c* — муляж вентральной части в натуральную величину № 2033. Коллекция Геологического комитета.

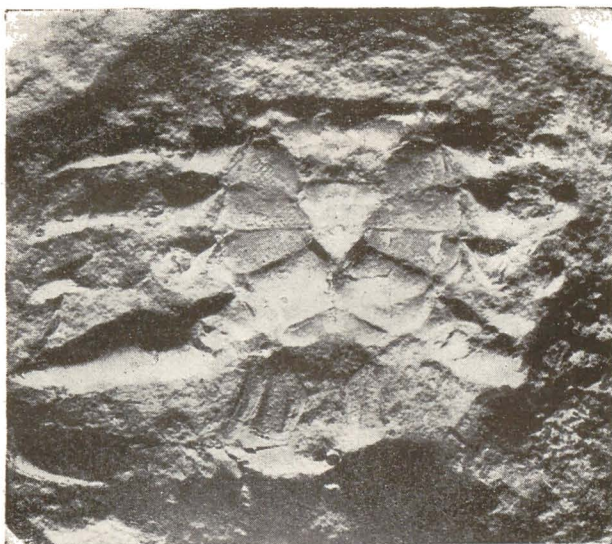


Рис. 15. — *Coeloma macoveii* nov. sp. — отпечаток с частично сохранившимися переиподами и жевательным аппаратом № 2034. Коллекция Геологического комитета.

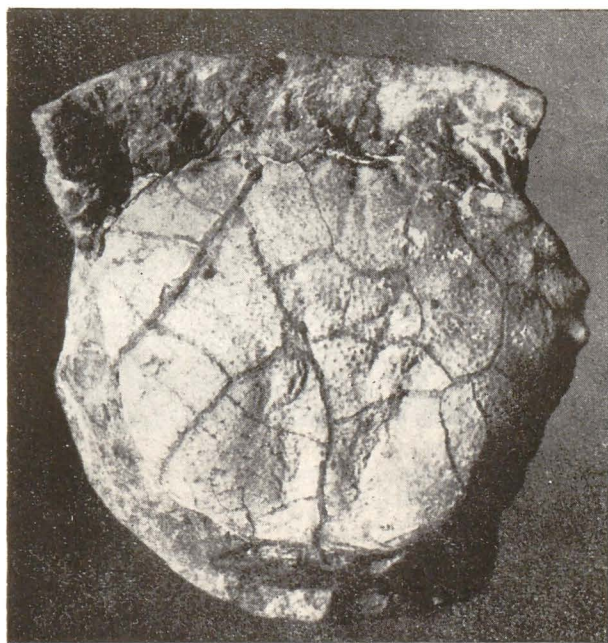


Рис. 16. — *Coeloma macoveii* nov. sp. — распределение отделов, обозначенное на поверхности головогруди № 2035. Коллекция Геологического комитета.

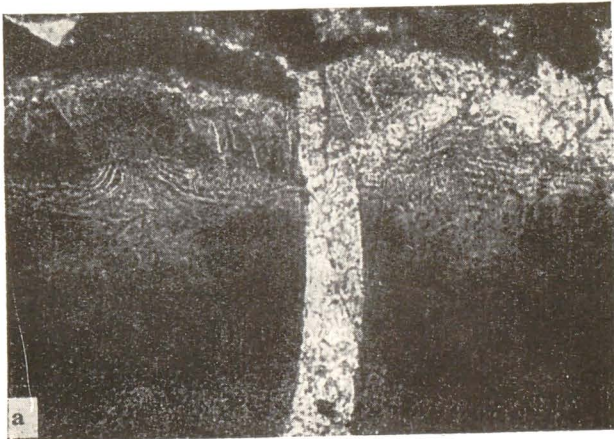


Рис. 17. — *a* и *b* — микроскопические поперечные срезы щита (130).

Л. ПАВЕЛЕСКУ

К ИССЛЕДОВАНИЮ НЕКОТОРЫХ ЭКЛОГИТОВ СЕБЕШСКИХ ГОР*

ВВЕДЕНИЕ

Под „эклогитом” подразумевается габбровидная порода, в состав которой входят омфациит и гранат. Однако минералогический состав эклогитов не простой, а довольно разнообразный и сложный; так, в состав их, кроме омфациита и граната, входят щелочная роговая обманка, биотит, плагиоклаз и другие минералы.

С генетической точки зрения выделяются две группы эклогитов: первая группа связана с сиалической оболочкой Земли и образуется под влиянием повышения температуры в геосинклиналях, а вторая, более богатая минералами группы оливина, включает так называемые „магматитовые эклогиты”, образующие по Фермору, Эскола и Гольдшмидту непрерывную оболочку земного шара — оболочку, находящуюся поверх дунитовой.

Холвей, описывая эклогиты Калифорнии, предложил более заключительное, чем старое определение Хайи, который в 1822 г. впервые дал наименование „эклогита” породе, вероятно, метаморфического происхождения, в состав которой входит зеленый диаллаг и красный гранат. Он охватывает под названием эклогита не только породы, сложенные пироксенами и гранатами, но и породы, в которых отсутствуют пироксены, состоящие из роговой обманки и граната, т.е. породы, известные под названием гранатовых амфиболитов. Более того, его определение включает также понятие о происхождении, иначе говоря он применяет это наименование исключительно к породам, образовавшимся в результате изменения изверженных пород.

* Опубликовано в „Buletinul științific al Academiei R.P.R., Secția de geologie și geografie”, 1957, 2, 1.

При описании эклогитов Себешских гор мы придерживаемся определения Хайи, т. е. под наименованием „эклогит” подразумеваем породу, в состав которой входят пироксен-омфациит и гранат эклогитового характера, но в которой пироксен частично замещен роговой обманкой.

До настоящего времени на территории РНР были отмечены очень незначительные количества выходов таких пород, а кроме того они описаны слишком кратко.

Так, эклогиты были отмечены впервые в стране Мракеом [6] в районе Южных Карпат, затем следуют: Штрекейзен [9], описывающий свиту амфиболовых эклогитов по долине Валя-Плешоая и эклогиты в окрестностях монастыря Бистрица; Вендль [10] — по долине Валя-Рэскоала, Палук [7] — по долине Валя-Жиулуй в Трансильвании (Войвод) и Герасе [5] — по долине Дэниш, в горах Ляота.

Во время наших исследований в горах Себеша мы обнаружили одну довольно крупную линзу эклогитов на вершине правого берега долины Валя-Рыул-Маре (Сибिशел), у населенного пункта Сибिशел, и другую — на вершине Кулмя-Фолтя, а кроме того проследили по протяженную выходы по долине Валя-Рэскоала, где открыли еще четыре довольно крупные обнажения к западу от описанного Вендлем выхода.

Эклогиты Себешских гор как в районе Сибिशел, так и по долине Валя-Рэскоала, приурочены к одинакового типа кристаллическим сланцам и образуют линзовидные тела, включенные в мигматические гнейсы, слюдяные сланцы с дистеном и частично минерализованные окислами железа и пиритом амфиболиты, а эклогиты района Фолтя залегают среди апоперидотитовых серпентинитов.

Эклогитовая линза в районе Сибिशел длиной около 500 м и шириной около 40 м приурочена к линии разлома С.В. — Ю.З., простирающейся к Ю.З. от населенного пункта Сибिशел и направленной к восточной окраине села Кукуюш. Большая часть линзы, находящейся на северном склоне, покрыта более новыми отложениями, вследствие чего оконтуривание ее производилось при помощи горноразведочных работ и магнитометрической съемки.

Обнаруженные в Фолте эклогиты находятся лишь в виде шлиров и полос в апоперидотитовых серпентинитах, а эклогиты по долине Валя Рэскоала — в виде линз среди гнейсов.

В общем, эклогиты гор Себеша залегают в виде линз или шлиров, переходящих на контакте в амфиболиты, которые в свою очередь, в результате значительного обогащения плагиоклазом, переходят в амфиболовые гнейсы и сланцы.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Макроскопически эклогиты резко отличаются от вмещающих пород, на вид весьма разнообразны вследствие различной окраски главных минералов.

В общем, они имеют полосчатый вид, а цвет красновато-бурый — при избытии гранатов, темно-зеленый — при избытии омфациита и

желтовато-зеленый — в результате преобладания эпидота. Некоторые породы имеют темную окраску, обусловленную высоким содержанием окислов железа (магнетит).

На основании микроскопического исследования в эклогитовых телах гор Себеша были выделены следующие типы пород:

а) собственно эклогиты (состоящие из омфацита и граната), (табл. I, рис. 1 и 2);

б) келифитовые эклогиты (в которых омфацит встречается лишь как реликт);

в) амфиболовые эклогиты (в которых вторичная роговая обманка полностью замещает омфацит), (табл. II, рис. 5 и 8; табл. IV, рис. 13);

г) магнетитовые эклогиты (в которых преобладающим минералом является магнетит), (табл. III, рис. 12);

д) пироксениты:

α) омфацититы,

β) диопсидиты,

е) гранатиты (табл. I, рис. 4; табл. II, рис. 7; табл. IV, рис. 14);

ж) амфиболиты (табл. I, рис. 3);

з) эпидотиты.

Структура этих пород большей частью гранобластическая, изредка гетеробластическая-порфиробластическая. Келифитовые структуры встречаются спорадически, за исключением эклогитов в районе Фолтя. Иногда встречаются и нематобластические, диабластические различных типов, пойкибластические, реликтовые и даже катакластические структуры.

Текстура массивная с переходами к полосчато-сланцеватой.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Минералогический состав эклогитов не отличается ни однородностью, ни простотой. Омфацит и гранат являются главными минералами собственно эклогитов; кроме этих, в других разновидностях эклогитов присутствуют диопсид, эпидот, роговая обманка, магнетит, полевые шпаты и пр.

Пироксены представлены как омфацитом, так и диопсидом.

Омфацит встречается иногда в виде призматических, коротких, идиоморфных, хорошо различаемых кристаллов, но обычно образует зерна с неправильными контурами, изометрические, различных размеров (0,07—0,8 мм), но в общем равных или немного меньших, чем зерна граната. Цвет омфацита зеленый, различных, обычно светлых оттенков, зависящих от содержания жадеита, железа или натрия.

При более интенсивной окраске омфацит слабо плеохроирует (Ng — бесцветно-зеленоватый, как вода; Nm — желтовато-голубовато-зеленый и Np — голубовато-зеленый). Углы погасания c : Ng колеблются в довольно широких пределах (30—41°), угол оптических осей также очень непостоянный ($2V = (+) 57—80^\circ$) и $\rho > \nu$. Однако, согласно статисти-

ческим данным, более 60% кристаллов омфациита обладает углом погасания в пределах 36—37°, а $2V = (+) 59^\circ$.

В богатых окислами железа эклогитах наблюдается, что кристаллы омфациита частично или полностью покрыты тонкой, непрозрачной, темной, зелено-бурой пылью. Иногда все же в этой пыли, в центре минерала или на его периферии, можно различить тонкий микролитовый агрегат, состоящий из шестоватых плагиоклазов и изометрических кристаллов диопсида. В некоторых кристаллах омфациита можно иногда наблюдать частичное или полное превращение его в микрозернистый агрегат, обычно с определенной оптической ориентировкой и расположенный параллельными спайности омфациита рядами. В некоторых случаях этот агрегат зелено-бурого цвета состоит в основном из роговой обманки, кроме которой встречаются кристаллы рутила, апатита, кварца и плагиоклаза.

В более поздней стадии превращения в роговообманковых эклогитах кристаллы роговой обманки почти полностью замещают омфациит, причем последний остается лишь в виде редких, одиночных реликтов.

В этих шлифах можно также заметить выделения альбитового плагиоклаза и мирмеkitовые сростки плагиоклаза и омфациита. По мере развития этого процесса, омфациит уралитизуется на периферии, а плагиоклаз срастается с зеленой роговой обманкой. Это явление было описано Франке в 1902 г., назвавшим его „роговообманковой уралитизацией“; таким образом протекает, вероятно, переход от чистых разностей эклогита к амфиболовым. Напоминаем, что Бриер на основании химических анализов доказал, что при этом процессе превращения химический состав эклогитов остается неизменным.

Диопсид присутствует обычно в виде мелких зерен, реже в виде призматических кристаллов. В общем, он представлен двумя разновидностями: первая — светло-зеленого цвета, с весьма повышенными цветами двупреломления и углом погасания $c: N_g = 38—40^\circ$, а вторая — желтовато-зеленая, слабо плеохроирующая, плеохроизм которой весьма напоминает плеохроизм эпидота, с углом погасания от 28 до 32°. Первая разновидность встречается обычно в ассоциации с омфациитом и роговой обманкой, а вторая встречается большей частью в массе гранатов.

Гранаты образуют изометрические кристаллы различных размеров, редко превышающие 0,5 мм, скопления и перемежающиеся с омфациитом зоны. Они бывают светло-розового, красно-бурого до темного буро-вишневого цвета, а в шлифах — розовато-желтовато-бурого, а иногда и темного красновато-бурого.

Структура гранатов обычно однородная, а иногда зональная, с перемежающимися светлыми и более темными зонами.

Обычно эти зоны довольно ясно следуют по грани ромбического додекаэдра или трапецеэдра, иногда же они не сохраняют симметрии кристалла и расположены параллельными полосами или принимают совершенно неправильную форму наводя на мысль о коррозии.

Показатели преломления были измерены лишь в шести кристаллах и колеблются в пределах от 1,758 до 1,767.

Кристаллы граната часто содержат многочисленные включения пироксенов, амфиболов, эпидота, кварца, цоизита, рутила, рудных минералов и пр.

И эти включения, особенно диопсида и эпидота в свою очередь расположены зонально и встречаются чаще всего в темно окрашенных зонах (табл. III, рис. 10).

В некоторых шлифах можно заметить, что часть кристаллов граната покрыта очень тонкой волокнистой пленкой кирпично-бурого цвета. Между кристаллами граната, а также по секущим их трещинам часто встречаются плотные скопления черно-бурого рудного минерала различной формы и размеров. Иногда вокруг более крупных кристаллов граната образуется тонкий налет шестоватых кристаллов ильменита, роговой обманки, плагиоклаза и др. Иногда в результате превращения граната образуется амфибол темного цвета и мелкие зерна рудных минералов. В основном, гранат превращается в диопсид и особенно в эпидот, что позволяет нам вывести заключение, что гранаты этих эклогитов содержат в своей молекуле довольно высокий процент гранатов серии андрадита.

Присутствие массивного эпидота отмечено Бриером в эклогитах и глаукофанитах на острове Груа.

В некоторых случаях включения диопсида и эпидота в кристаллах граната настолько развиты, что замещают их полностью.

В эклогитах района Сибишел вообще отсутствуют хорошо развитые кристаллы граната, вследствие чего келифитовые зоны отмечаются очень редко, но они встречаются довольно часто в эклогитах района Фолтя и Валя-Рэскоала.

В эклогитах района Фолтя ясно наблюдается процесс превращения, граната в уралит и плагиоклаз с образованием вокруг него келифитовых кольцевых зон (табл. III, рис. 9).

Келифитовые зоны встречаются чаще всего в амфиболовых эклогитах, получающих вследствие этого порфиробластические и микродиабластические структуры.

В этих эклогитах наблюдается гранат, окруженный радиальной зоной, состоящей из зеленой роговой обманки, срощенной микродиабластически с плагиоклазом. При скрещенных николях в этой массе наблюдается общее погасание целых участков, что создает впечатление, что они принадлежат одному кристаллу роговой обманки.

Превращение граната распространяется от периферии к центру кристалла и в конечной стадии процесса гранат полностью исчезает и замещается агрегатом кристаллов роговой обманки, плагиоклаза и рудных минералов.

Некоторые кристаллы граната часто не имеют ясно очерченных контуров на контакте с другим кристаллом граната или омфацита; контуры их как бы ступеваны и покрыты войлочным налетом рутила, рудных и других вторичных минералов.

В гранате, как, впрочем, и в омфаците, часто наблюдаются явления ресорбции вследствие неустойчивости их в новосоздавшихся условиях.

Рутил является аксессуарным, но постоянным породообразующим компонентом чистых эклогитов, но по мере перехода их в амфиболиты он замещается ильменитом.

Вообще, рутил присутствует в виде игольчатых кристаллов темно-красного, красно-бурого или темно-серого цвета. Он плеохроичен, причем ω — желто-красный и ϵ — желто-бурый. Он развивается чаще всего в периферийных зонах гранатов.

Первичный ильменит редко встречается и образуется обычно за счет рутила и часто ассоциирует с последним. В некоторых разностях эклогита ильменит присутствует в значительных количествах (до 5%) и в таких случаях частично превращен в лейкоксен.

Магнетит присутствует как в виде первичного, так и в виде вторичного минерала и образует идиоморфные кристаллы и зерна неправильных очертаний. В собственно эклогитах он появляется в пропорции 1—2%, и лишь в исключительном порядке, в некоторых эклогитах, образованных только из одного омфацита, содержание его может достичь 60%.

Чем более выветрелыми являются породы, тем в большем количестве появляется магнетит в ассоциации с гематитом и ильменитом. Создается впечатление, что железо диффундировало в уже затвердевших эклогитах, повлияв на состав омфацита и гранатов.

Пирит и пиротин присутствуют обычно в виде изометрических зерен, иногда в значительном количестве (2—20%). Их присутствие в выветрелых в общем породах, т.е. сильно амфиболитизированных и эпидотизированных эклогитах, может служить указанием того, что значительная часть летучей фракции изверженного материала присутствовала во время процесса амфиболитизации и эпидотизации. Кроме этого, разложение пород сопровождалось, вероятно, и значительным окислением железных руд с привнесом H_2O и S, причем сера представлена в настоящее время пиритом.

Апатит присутствует в общем в весьма ограниченных количествах (менее 1%), в виде закругленных, очень мелких ($< 0,06$ мм) зерен.

Шпинель встречается спорадически в виде желтовато-красно-бурых зерен, вероятно, пикотита.

Амфиболы представлены первичными и вторичными минералами. В первом случае амфибол представлен паргаситом, зеленоватого цвета, с углами погасания в пределах от 23 до 27° и с $2V = (+) 65—69^\circ$. Впрочем, первичные амфиболы встречаются в эклогитах спорадически и были отмечены впервые во Франции.

Вторичные амфиболы образуют кристаллы, иногда довольно хорошо развитые, темно-зеленого и голубовато-зеленого цвета. В общем, роговая обманка, образовавшаяся за счет омфацита, имеет гораздо более светлую окраску, чем роговая обманка, образовавшаяся за счет граната. В последнем случае цвет ее — темно-синий до черного, что указывает, по-видимому, на обогащение железом.

Вторичная роговая обманка является преобладающим минералом амфиболовых эклогитов и образует довольно крупные кристаллы ($> 0,8 < 5$ мм), а иногда и мельчайшие зерна, образующие диаблестическую массу.

Более широко развитые кристаллы роговой обманки имеют зеленовато-бурю окраску и сильно плеохроируют (Ng — темно-зеленый-голубоватый, Nm — зеленовато-бурый и Np — светло-зеленый), а кристаллы, образующие диабластическую массу, отличаются более светлой окраской и почти незаметным плеохроизмом.

Кроме превращения вышеописанных первичных минералов, очень часто наблюдается полное превращение граната в агрегат эпидота и железной руды. В очень редких случаях гранат превращается в бурый биотит, также сопровождающийся минералами железа.

В первичных стадиях разложения пироксенов и гранатов, покрывающихся тонкой, серовато-бурой пленкой, можно наблюдать образование мельчайших зерен плагиоклаза, диопсида, роговой обманки, эпидота и пр. По мере развития этого процесса, в некоторых шлифах можно заметить полное превращение омфациита и граната в зеленую роговую обманку, ассоциированную в различных пропорциях с зелеными слюдами, эпидотом, диопсидом и магнетитом.

Иногда, вдоль тонких прожилков можно заметить, что большая часть омфациита и, особенно, граната превращена в темно-зеленую роговую обманку, а гранат замещается агрегатом эпидота и роговой обманки в ассоциации с кальцитом, биотитом и полевыми шпатами.

Эпидот также образуется большей частью из граната, что подтверждается довольно многочисленными шлифами, по которым можно проследить, как эпидот и роговая обманка окружают кристаллы граната. Иногда в агрегатах, состоящих из эпидота и роговой обманки, встречается и несколько реликтовых зерен граната, являющихся, несомненно, остатками исчезнувших кристаллов.

Эти процессы были прослежены в особенности в кристаллах граната, где такие превращения видны яснее всего.

В многочисленных шлифах можно проследить, как в гранат, являющийся преобладающим, первоначально хорошо развитым минералом, начинают постепенно проникать секущие его тонкие (1—2 мм) прожилки диопсидового или эпидотового вещества, постепенно распространяющегося между гранатами, измельчая и изолируя их почти до полного исчезновения, в результате чего от них остаются лишь редкие реликты, включенные в массу диопсида или эпидота. Кроме диопсида или эпидота, встречаются также и волокнистые роговые обманки, кальцит, хлорит и рудные минералы.

Эпидот обычно образует мелкие зерна, реже — хорошо развитые порфиробласты. Он представлен пистацитом с углом погасания $c: Ng = 23-28^\circ$ и $2V \sim 71^\circ$.

Эти превращения развиваются, по-видимому, в следующей последовательности: гранат → диопсид → эпидот.

В некоторых породах, состоящих исключительно из гранатов, диопсид или эпидот могут полностью заместить гранаты, образуя настоящие диопсидиты и эпидотиты.

По специфическому парагенезису можно различить: чистые гранатиты, гранатиты с диопсидом, гранатиты с эпидотом, гранатиты с

роговой обманкой, гранатиты с магнетитом, диопсидиты, эпидотиты, амфиболиты.

Ассоциации гранатов и диопсида, с одной стороны, и гранатов и эпидота, с другой стороны, образуют часто пойкилитовые сращения, не дающие возможности определить, образовался ли диопсид или эпидот за счет граната, или этот последний образовался за их счет. Далее диопсид часто изменяется и переходит в эпидот, в волокнистые амфиболы (уралиты), в зеленые слюды, хлориты и карбонаты.

Благодаря инфильтрационным водам, богатым углекислым кальцием, в некоторых разностях амфиболовых эклогитов довольно часто встречаются прожилки и гнезда кальцита.

Из всего вышеописанного можно дать следующую картину превращений, претерпеваемых эклогитами Себешских гор:

- a) омфацит → диопсид + плагиоклаз → роговая обманка
- б) омфацит + гранат → роговая обманка
- в) гранат → роговая обманка + плагиоклаз
- г) гранат → роговая обманка + железнорудные минералы
- д) гранат → диопсид → эпидот
- е) гранат → эпидот
- ж) гранат → роговая обманка + эпидот
- з) гранат → биотит + железнорудные минералы.

Вследствие выше описанных различных превращений образовались различные типы эклогитов, пироксенитов, гранатитов и амфиболитов.

Все эти превращения и переходы между различными типами пород очень ясно наблюдаются в эклогитовом теле в Сибишеле. Эклогиты по долине Валя-Рэскоала являются фактически амфиболовыми эклогитами с немногочисленными вариациями и переходами, а эклогиты, обнажающиеся в районе Фолтя в виде шпиров в серпентинитах, имеют еще меньше вариаций и переходов.

Эклогиты, развитые по долине Валя-Рэскоала, имеют в общем гетеробластическую-порфиробластическую структуру и массивную, слегка сланцеватую текстуру. В этих эклогитах порфиробласты роговой обманки или граната включены в микробластическую массу плагиоклаза и роговой обманки. Эти амфиболовые эклогиты незаметно переходят на поверхности в амфиболит с порфиробластической структурой, в которой микродиабластическая масса (табл. II, рис. 6) частично или полностью замещена основной массой, состоящей из гранобластического агрегата роговой обманки, плагиоклаза, биотита и кварца. Здесь, также как и в районе Сибишел, амфиболовые эклогиты, несомненно, представляют метаморфическую фацию чистых эклогитов.

В эклогитовой линзе района Сибишел можно заметить, что ближе к периферии собственно эклогиты вследствие различных превращений породообразующих минералов переходят в различные типы эклогитов, вплоть до амфиболитов и амфиболитовых сланцев.

Амфиболиты, имеющие в общем большее распространение, чем эклогиты, исчезают, переходя в амфиболовые гнейсы, переходящие, в свою очередь, в биотитовые гнейсы (которые могут быть и эпидотовыми),

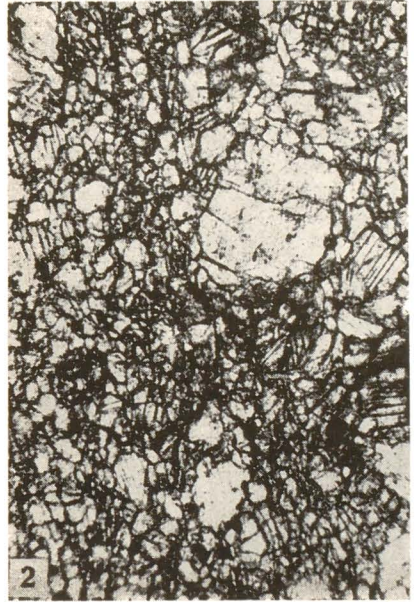
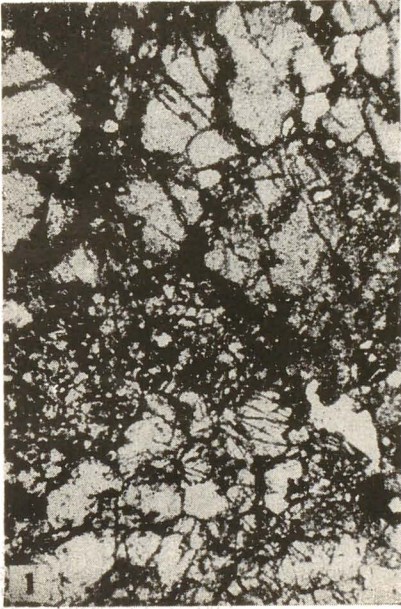


Рис. 1. — Эклогит с омфацитом и гранатами ($\times 10 N//$).

Рис. 2. — Эклогит с омфацитом и порфиробластами энидота ($\times 10 N//$).

Рис. 3. — Амфиболит ($\times 10 N//$).

Рис. 4. — Гранатит с зональными кристаллами граната ($\times 10 N//$).

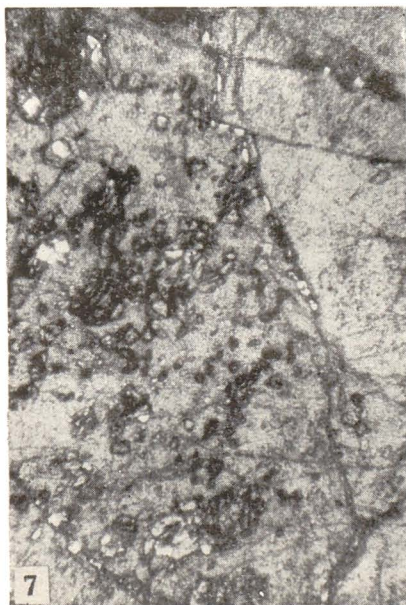
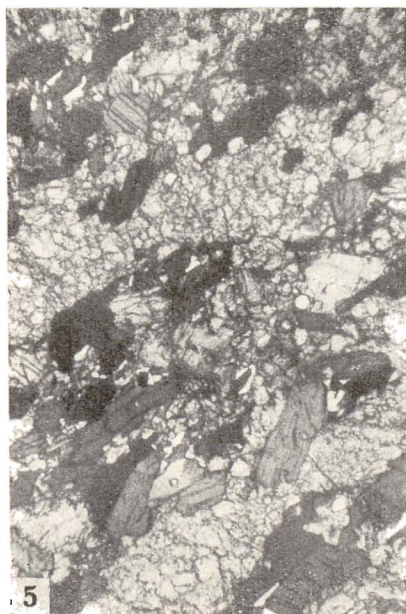


Рис. 5. — Амфиболовый эклогит ($\times 10 N//$).

Рис. 6. — Диорит с диаблассической структурой ($\times 10 N//$).

Рис. 7. — Гранатит с включениями эпидота и диопсида ($\times 10 N//$).

Рис. 8. — Амфиболовый эклогит ($\times 10 N//$).

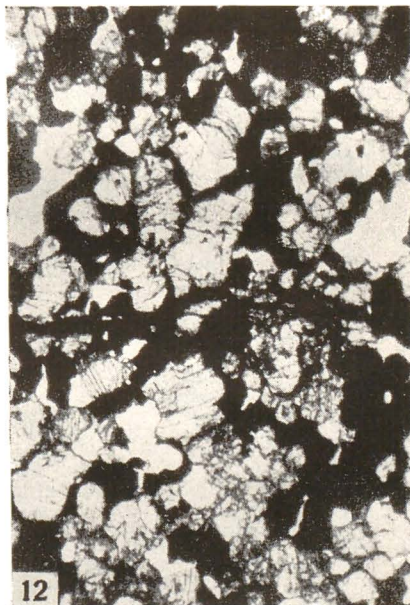
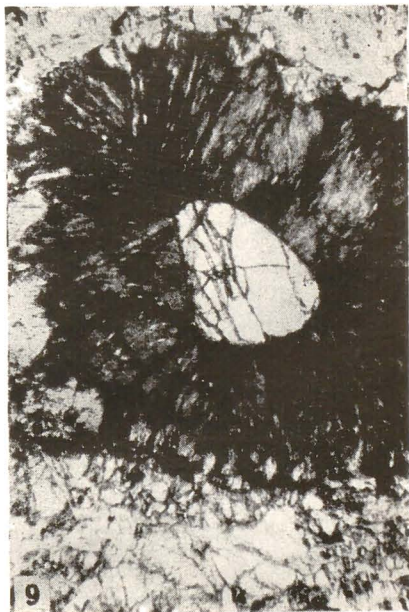


Рис. 9. — Гранат с келифитовыми зонами ($\times 10N//$).

Рис. 10. — Гранатит с железорудными минералами. Гранат с зонально расположенными включениями диопсида и эпидота ($\times 10N//$).

Рис. 11. — Амфиболовый гнейс ($\times 10N//$).

Рис. 12. — Эклогит с омфацитом и рудными минералами ($\times 10N//$).

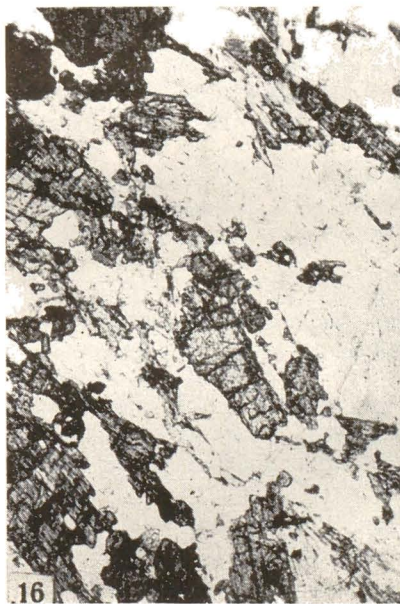
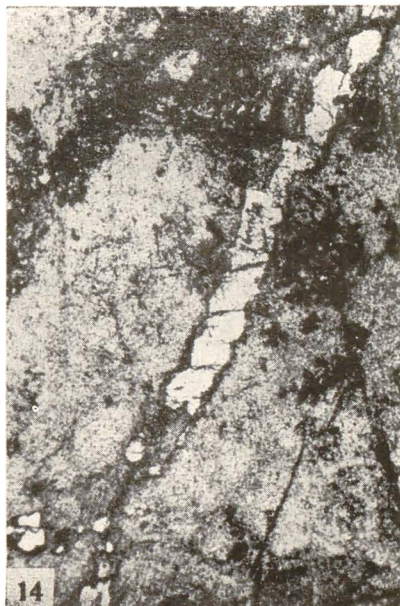


Рис. 13. — Амфиболовый эклогит с паргаситом ($\times 10N//$).

Рис. 14. — Гранатит с эпидотом, развитым по трещинам ($\times 10N//$).

Рис. 15. — Амфиболовый гнейс ($\times 10N//$).

Рис. 16. — Амфиболовый гнейс ($\times 10N//$).

переменяющиеся с гнейсами, состоящими в основном из полевых шпатов и некоторого количества клиноцоизита или эпидота.

Амфиболиты очень часто приобретают габбровидную структуру в результате идиоморфизма плагиоклазов и роговых обманок.

При значительном замещении плагиоклаза минералами группы эпидота образуются эпидотовые, цоизитовые и другие амфиболиты.

Понятно, что преобразование различных минералов и переходы между различными типами эклогитов не так просты, а гораздо сложнее, чем это кажется, и беспрестанно видоизменяются. Все эти превращения обусловлены, с одной стороны, разнообразием первичного материала, а с другой стороны, различными физическими и химическими факторами, принимавшими участие в этих превращениях; вышеприведенное описание освещает только некоторые моменты общего цикла превращений.

ГЕНЕЗИС ЭКЛОГИТОВ

Обобщая все написанное до настоящего времени об эклогитах, можно вывести следующие общепринятые положения:

А. Форма залегания

Эклогиты могут появиться на земной поверхности в следующих четырех формах залегания:

1. В виде включений в кимберлитах, базальтах и базальтовых брекчиях, как например в кимберлитах Австралии и Северной Америки, где эклогиты образуют выделения, в которых встречаются алмазы и карбон.

2. В виде полос и шпиров в серпентинизированных перидотитах и дунитах, как например в Сан-Жозе, в Гласковицах в Чехословацкой Республике, где были найдены алмазы и пироп, а также в районе Фолтя Себешских гор.

3. В виде линз, включенных в мигматических гнейсах, которые Эскола считал обломками, оторванными от образовавшегося на большой глубине крупного тела и вышедшими на поверхность земли одновременно с гранитовыми интрузиями во время сильного диастрофизма.

4. В виде полос, приуроченных к амфиболитам и слюдястым сланцам в районах альпийского складкообразования, которые Баклунд считал тектонитами, образовавшимися исключительно под влиянием стресса.

Б. Химический состав

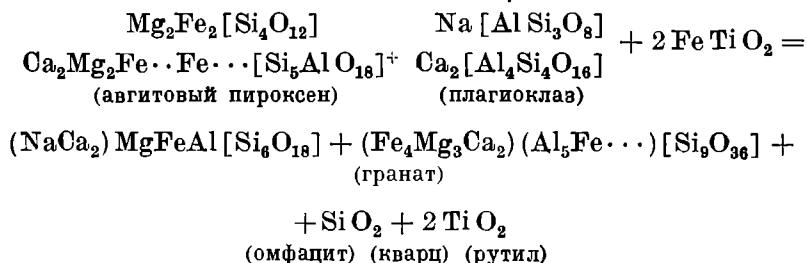
В результате химического анализа эклогитов установлено, что их химический состав ничем не отличается от состава основных и даже ультраосновных изверженных пород. Подсчет коэффициентов Нинггли химического анализа базальта или эклогита показывает сколь близки

эклогитовые породы к группе изверженных пород, образовавшихся из базальтовой магмы. Что касается нормативных минералов химического анализа базальта, то констатируется, что плагиоклазы и пироксены присутствуют в равных пропорциях.

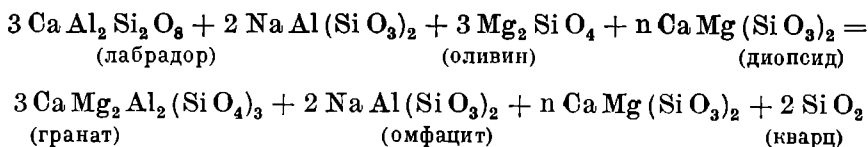
Пироксены, образовавшиеся из гиперстена и диопсида, также присутствуют в равных пропорциях, а в состав плагиоклаза входит 40% альбита и 60% анортита. Таким образом возникает вопрос, почему из кристаллизирующейся в нормальных условиях магмы, из которой образуется базальт или норит, не мог бы в специальных условиях образоваться и эклогит, в котором авгит замещается омфацитом, а плагиоклаз — гранатом?

Альдерман в своей работе [1] приходит на основании многочисленных химических анализов к ряду очень интересных выводов о происхождении минералов, входящих в состав эклогитов. Так, согласно этому автору пироксены в процессе превращения в омфацит обогащаются Si, Al и Na, материалом, происходящим частично из молекулы альбита и частично из молекулы анортита. Это обогащение влечет за собой вынос значительного количества Fe и Mg, которые в реакции с анортитом образуют гранат.

В этом смысле Альдерман дает следующее, довольно знаменательное уравнение¹:



Можно привести упрощенную химическую эквивалентность, положив в основу химический анализ габбро-оливина:



Из этих выводов можно заключить, что из нормальной базальтовой магмы могут образоваться как эклогит, так и габбро, что обусловлено исключительно различными условиями образования.

Фридель предполагает, что линзы эклогита тесно связаны с магматическими гранитами и в этом случае они образуются в результате

¹ стр. 511.

диатектического действия гранитных растворов. Но, учитывая, что эти диатектические растворы очень богаты водой, в эклогитах должны были бы образоваться водные минералы, чего фактически не отмечается и поэтому единственным правдоподобным объяснением является то, что решающее влияние на эти растворы оказывало давление, которое во всяком случае было довольно большим.

Первичные минералы эклогитов, безводные и образовавшиеся под большими давлениями, при постепенном падении давления также постепенно превращаются в новые минералы и поэтому редко встречаются на поверхности земли.

В. Фактор давления

Высокая плотность эклогитовых пород в целом, а также и составляющих их минералов, взятых в отдельности, служит также доказательством тому, что при их образовании решающим фактором было очень высокое давление.

Образование эклогитов может быть рассмотрено в свете двух гипотез:

1. Непосредственной кристаллизации магмы под давлением.

2. Перекристаллизации некоторых, ранее существовавших основных изверженных пород.

Высокое значение давления может быть объяснено общим повышением литостатического давления по направлению к внутренней части земной коры, либо местным повышением давления, вызванным местным полем стресса.

Учитывая приведенные выше обобщения и описания, эклогиты района Фолтя можно, несомненно, причислить к эклогитам, находящимся в виде шлиров и полос в частично осерпентинизированных ультраосновных породах.

Что же касается остальных типов эклогитов, то отнести их к одной из указанных гипотез очень трудно; нужно отметить, что связь их с кимберлитами в РНР совершенно исключается.

Эклогиты, развитые по долине Валя-Рэскоала и в районе Сбишел, образуют линзы, согласно залегающие в мигматических гнейсах и слюдяных сланцах с дистеном.

Гнейсы имеют типично гранобластическую структуру и гнейсовую текстуру с ясно выделяющимися полосами, состоящими из роговой обманки (частично хлоратизированной) с эпидотом, чередующимися с полосами полевых шпатов, кварца, клиноцоизита или эпидота. Кроме них, встречаются: титанит, рутил, апатит, циркон, ильменит и гранат (табл. IV, рис. 15 и 16).

Плагиоклаз в этих гнейсах представлен разностями, начиная от основного олигоклаза и до андезина с 20—45% Al_2O_3 , и составляет 30—45% общего состава породы, роговая обманка — 50—60% и кварц — 5%.

В некоторых разновидностях гнейсов роговая обманка хорошо развита и образует порфиробласты, показывающие на периферии стрем-

ление к актинолитизации. В некоторых случаях порфиобласты роговой обманки и широкое развитие плагиоклазов обуславливают габбровидную структуру породы (табл. III, рис. 11).

Слюдяные сланцы, полностью подчиненные гнейсам, имеют гранолепидобластическую структуру и сланцеватую текстуру. В состав их входят плагиоклаз, кварц, мусковит, биотит, гранат, дистен, ставролит, апатит, циркон и пр.

Как гнейсы, так и слюдяные сланцы подверглись в значительной мере полевошпатизации.

Из предыдущего, очень сжатого описания вытекает, что эклогитовая линза в Сибишеле и линзы по долине Валя-Рэскоала приурочены к сильно метаморфизованной и частично мигматизированной толще кристаллических пород, относящейся в настоящее время к зоне альпийской складчатости Южных Карпат, и окружены амфиболитами, несомненно, магматического происхождения.

Из микроскопического описания вытекает, что образование рассматриваемых эклогитов протекало по меньшей мере в две стадии: а) стадия кристаллизации и б) стадия регрессирующего метаморфизма.

а) Относительно первой стадии можно сказать, что первичные минералы эклогита образовались под влиянием очень высоких давлений. В этом случае пироксен и гранат образовались, вероятно, в первые моменты нарушения равновесия в базальтовой магме. Трудно утверждать и даже предполагать, что происходило до стадии пироксена и граната вследствие полного отсутствия каких-либо реликтовых структур и минералов.

б) Во второй стадии образовавшиеся эклогиты претерпели — под влиянием тектонических сил — вертикальные колебательные движения, поднимавшие их на все более и более высокий уровень. Учитывая тот факт, что первичные минералы эклогитов безводны и образовались под весьма высокими давлениями при переходе в условия все более низких давлений они претерпели регрессирующий метаморфизм, приведший к новым минералогическим парагенезисам, в которых преобладает амфибол.

В случае эклогитов, так же как и в случае гранатов, имеет место, по всей вероятности, конвергенция изверженных и метаморфических пород к единому парагенезису, вследствие чего вопрос о происхождении эклогитов еще не разрешен и находится все еще в стадии дискуссий.

ЛИТЕРАТУРА

1. ALDERMAN A. R., *Eclogites in the neighbourhood of Glenelg Inverness-Shire*. Q. J., G. S. 1936, **92**, 448—528.
2. BRIÈRE Y., *Les écolgites françaises — Leur composition minéralogique et chimique; leur origine*. Bull. Soc. Fr. Min., 1920, **42**, 72—222.
3. HARKER A., *Metamorphism*. London, 1932.
4. HEZNER L., *Ein Beitrag zur Kenntnis der Eclogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztals*. TMPM, 1903, **12**, cahier 5, 437—472; cahier 6, 505—580.

5. GHERASE N., *Cercetări geologice în partea de W a masivului cristalin al Leaotei*. Dări de seamă, Com. geol., 1957, 40.
 6. MRAZEC L., *Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines*. Archives Soc. Sci. Physiques et Naturelles, 1897, ann. 102.
 7. PAULIUC G., *Etudes géologiques et pétrographiques du massif du Partng et des Munții Clmpii (Carpates Méridionales)*. Ann. Inst. Géol. Roum., 1937, 18, 173—275.
 8. PAVELESCU L., *Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș*. An. Com. geol., 1955, 20.
 9. STRECKEISEN A., *Observații geologice în Carpații Meridionali între Valea Oltului și Valea Jiului*. Dări de seamă, Inst. Geol. Rom., 1930, 17.
 10. VENDL A., *Das Kristallin des Sebescher und Zibins-Gebirges*. Budapest, 1932.
-

С. СТОЕНЕСКУ и Ш. АИРИНЕЙ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ К ИЗУЧЕНИЮ СУБСТРАТА ХАЦЕГСКОГО БАССЕЙНА *

ВВЕДЕНИЕ

Результаты гравиметрических и магнитометрических наблюдений в Хацегском бассейне вызвали повышенный интерес исследователей и привлекли внимание специалистов благодаря отмеченному здесь явлению совмещения геофизических эффектов противоположного знака. Учитывая интерес, вызванный этой зоной аномалии, и используя опыт, приобретенный исследованием других районов страны, авторы настоящей статьи предоставляют в распоряжение геологов результаты геофизических исследований для определения субстрата посттектонического Хацегского бассейна.

Проведенные в этой зоне гравиметрические и магнитометрические съемки носили региональный характер; они были выполнены в 1950—1951 гг., являясь лишь частью обширных поисково-разведочных работ Геологического комитета. Некоторые стороны наших исследований были представлены в предварительных отчетах [1], [10].

В 1951 г. партией проф. Г. Атанасиу были замерены в границах интересующей нас площади пять абсолютных магнитных станций (Хацег, Костешть, Барул-Маре, Балея и Сармисегетуза). Результаты этих замеров не были еще опубликованы.

Хацегский бассейн расположен в юго-западной части Трансильвании (Хунедоарская область). С геологической точки зрения он является межгорным осадочным бассейном [5]. Обрамление бассейна сложено кристаллическими сланцами: на юге — массив Ретезат, на северо-западе, севере и северо-востоке — горы Пояна-Руска и горы Себеш. Морской залив образовался после главного среднемелового орогенеза на кристал-

* Опубликовано в „Buletinul științific al Academiei R.P.R., Secția de geologie și geografie”, 1957, 2, 2.

лическом комплексе пород Гетского покрова, перекрытых осадочными отложениями Юры и Нижнего мела, которые превратились таким образом в фундамент современного бассейна. Заполнение этого залива происходило в течение нескольких циклов осадконакопления между верхнемеловым и четвертичным периодами. Зоны осадконакопления расположены более или менее концентрично, оставляя открытой к югу слабо волнистую Хацегскую равнину в виде плато с общим падением с юга на север.

Мезозойские и третичные осадочные отложения представлены известняками, конгломератами, песчаниками, глинами и песками. Четвертичные — последние и наиболее распространенные отложения Хацегской равнины — образовались за счет конусов выноса, сложенных исключительно обломками горных пород массива Ретезат (моренный материал) и новейших аллювиальных наносов, отложившихся вдоль долин [5]. Вышеприведенная геологическая схема пополнена данными, необходимыми для интерпретации, которую мы попытаемся дать полученным геофизическим результатам.

1. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Ниже приводятся схематические результаты гравиметрических и магнитных измерений.

1. РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Приведенная Карта Бугэ (рис. 1) была составлена в результате наблюдений регионального характера. На профилях, разбитых на изображенной на карте площади, были проведены измерения через каждые 400 м, позволившие оконтурить мощную зону аномалий отрицательного характера большой интенсивности (между нас. пунктами Гелар и Тотешть-Хацег на расстоянии 16 км, гравиметрическое падение превышает 40 мгал) и охватывающую значительную площадь. Недостаточность наблюдений в южном секторе района ограничила возможности точного гравиметрического отображения, но помогла оконтурить зоны гравитационного минимума.

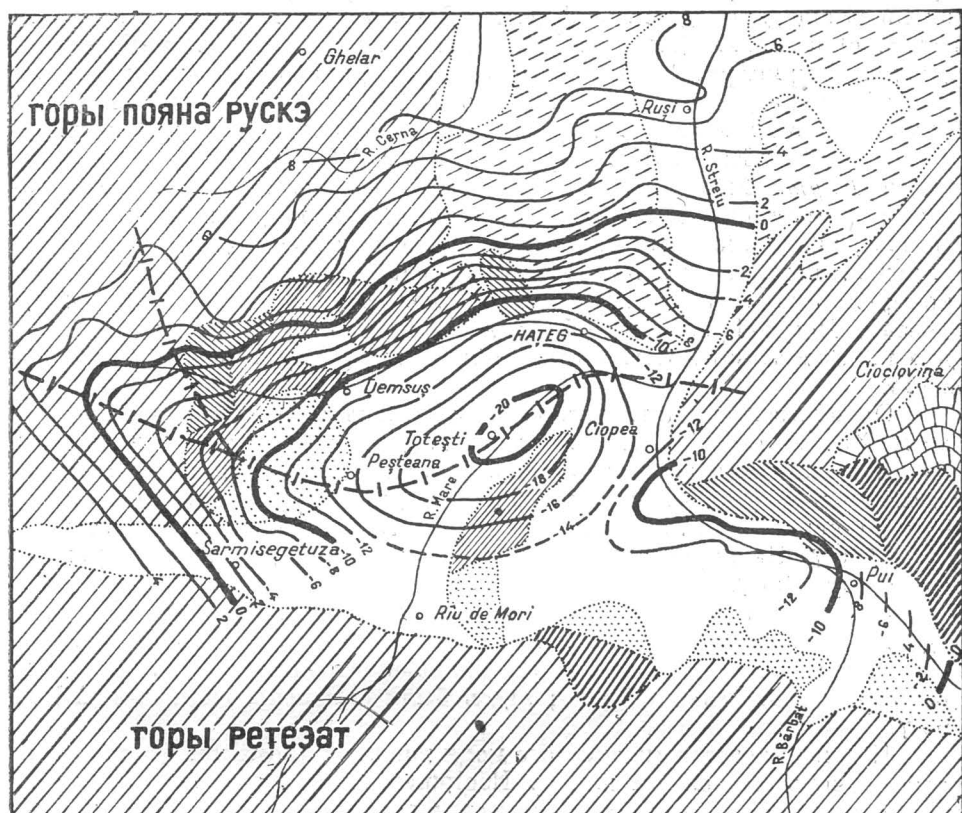
Карта Буге, являющаяся частью работ регионального характера была составлена на основании значения плотности промежуточного слоя $2,2 \text{ г/см}^3$ ¹.

Использование опорного горизонта Бугэ с высотной отметкой + 200 м дало возможность понизить эффект неточности значения, принятого для напряженности, в частности, в Хацегской впадине.

Рассматриваемая в целом зона аномалий носит довольно постоянный характер, причем ее центральная часть имеет примерно эллиптическую

¹ В одном учебнике Д. Романеску сделал в 1953 г. попытку расчета среднего значения плотности на основании гравиметрических данных в Пояне-Руска. Его определения показали $2,2 \text{ г/см}^3$ в зонах осадочных отложений, причем это значение возрастает до $2,7 \text{ г/см}^3$ в комплексе кристаллических пород.

форму. Ось гравиметрической симметрии, имеющая направление ЗСЗ — ВЮВ в западной части, к северу от Сармисегетузы, изгибается к северо-востоку и проходит южнее Хацега. Максимальное отрицательное зна-



Масштаб 0 3 6 9 км

Условные обозначения

	Аллювий		Датский ярус		Титон
	Неоген		Нижний + Средний Мел		Кристаллические сланцы
	Бурдигал + Тельвет + Тортон		Сенон		

Рис. 1. — Карта аномалии Бугэ Хацегского бассейна.

чение ($-20,16$ мгал) зарегистрировано к юго-западу от этой последней местности в селе Тотешть. Обширное площадное распространение аномалии вытекает из того, что лишь изаномал 14 мгал охватывает площадь свыше 60 км².

2. РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Магнитные измерения были проведены на 81 региональной станции вертикального вариометра (1951 г.). Станции распределены равномерно как на площади осадочного бассейна Хацег, так и на его кристаллическом обрамлении (рис. 3). Расстояние между точками наблюдения составляет примерно 2—4 км. Вся сеть замерялась с основной станции Хацег-Нэлацад, для которой условно было принято значение $O\gamma$. Результаты этих измерений графически изображены на двух геофизических картах: Карта ΔZ и карта аномалии ΔZ .

а. *Карта ΔZ* (рис. 2). Распределение значений ΔZ на рассматриваемой территории позволяет сделать два вывода: во-первых, что станции, расположенные над кристаллическими породами, не зарегистрировали повышенных значений, на основании которых можно было бы очертить зоны положительных аномалий, связанных с массивами Ретезат, Пояңа-Руска и Себеш; во-вторых, отмечается присутствие двух положительных магнитных аномалий в субстрате осадочных отложений.

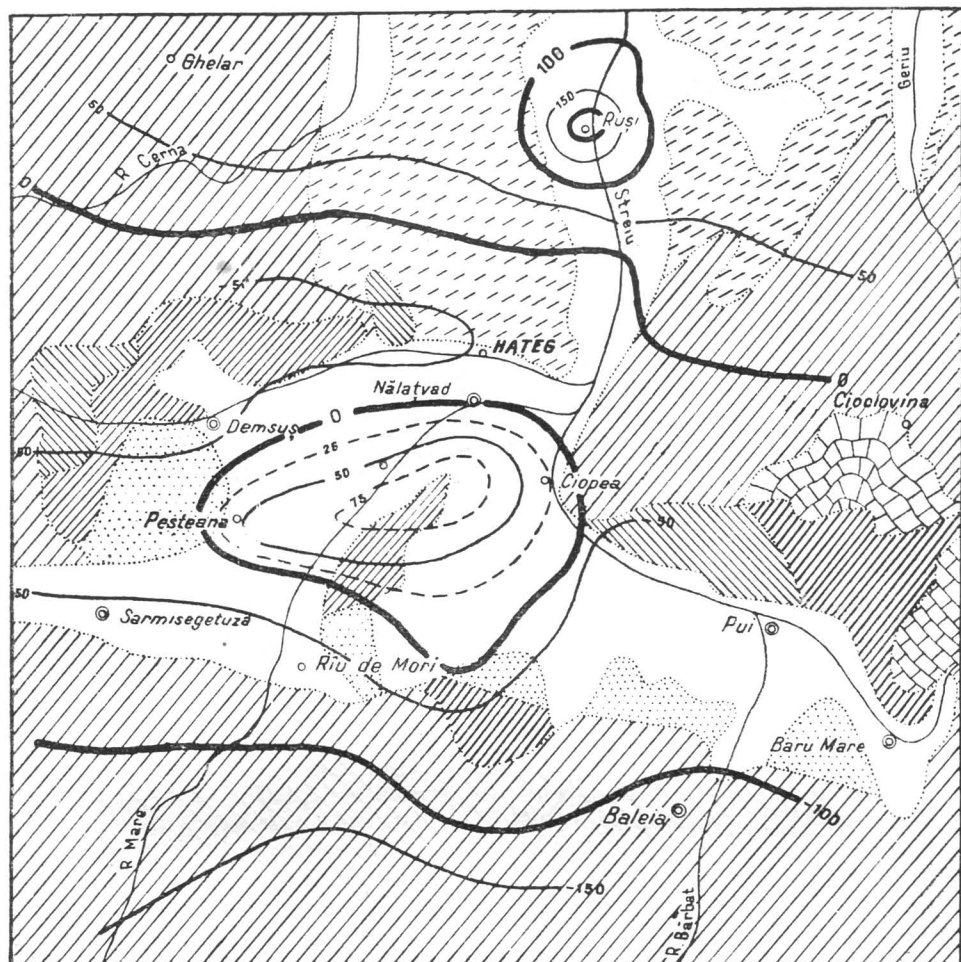
Одна из этих положительных аномалий расположена в центральной части Хацегского бассейна и имеет вид слегка деформированного в южной части эллипса. Большая ось, длиной около 15 км, ориентирована примерно в широтном направлении между нас. пунктами Пештяна и Чопя. Максимальное измеренное значение ΔZ указывает интенсивность около 100 γ . На карте ее рельеф представлен изодинамами на равных расстояниях 25 γ .

Вторая аномалия расположена к северу от Хацегского бассейна, в долине Валя-Стреюлуй, а именно к югу от нас. пункта Рушь. Она была почти эллиптической формы с большой осью около 6 км. Интенсивность ее значительно больше; здесь были замерены значения ΔZ до 350 γ .

Что же касается магнитного поля вне этих аномалий, то оно отличается очень спокойным видом. Изодинамы носят почти нормальный характер. Однако над кристаллическими сланцами частота их все же является необычно малой. Так, например, между изолинией 50 γ (рис. 2) и долиной Валя-Мурешулуй, находящейся примерно в 22 км к северу, интервал значения ΔZ едва достигает 50 γ . Это явление повторяется как к югу в массиве Ретезат, так и к востоку в горах Себеш [1].

б. *Карта аномалии ΔZ* (рис. 3). Эта карта представляет распределение аномального магнитного поля в рассматриваемом районе. Для устранения эффекта нормального геомагнитного поля был применен метод, использовавшийся при корректировании карты ΔZ центральной части Трансильванского бассейна [2]. При помощи формул, установленных партией проф. Ливиу КонстантINESКУ [3]¹, были рассчитаны нормальные элементы I , H и Z в девяти точках, окружающих Хацегский бассейн.

¹ Л. КонстантINESКУ и Н. Миля, *К исследованию нормального геомагнитного поля. IV. Нормальное распределение значений магнитной горизонтальной составляющей в РНР* (рукопись).

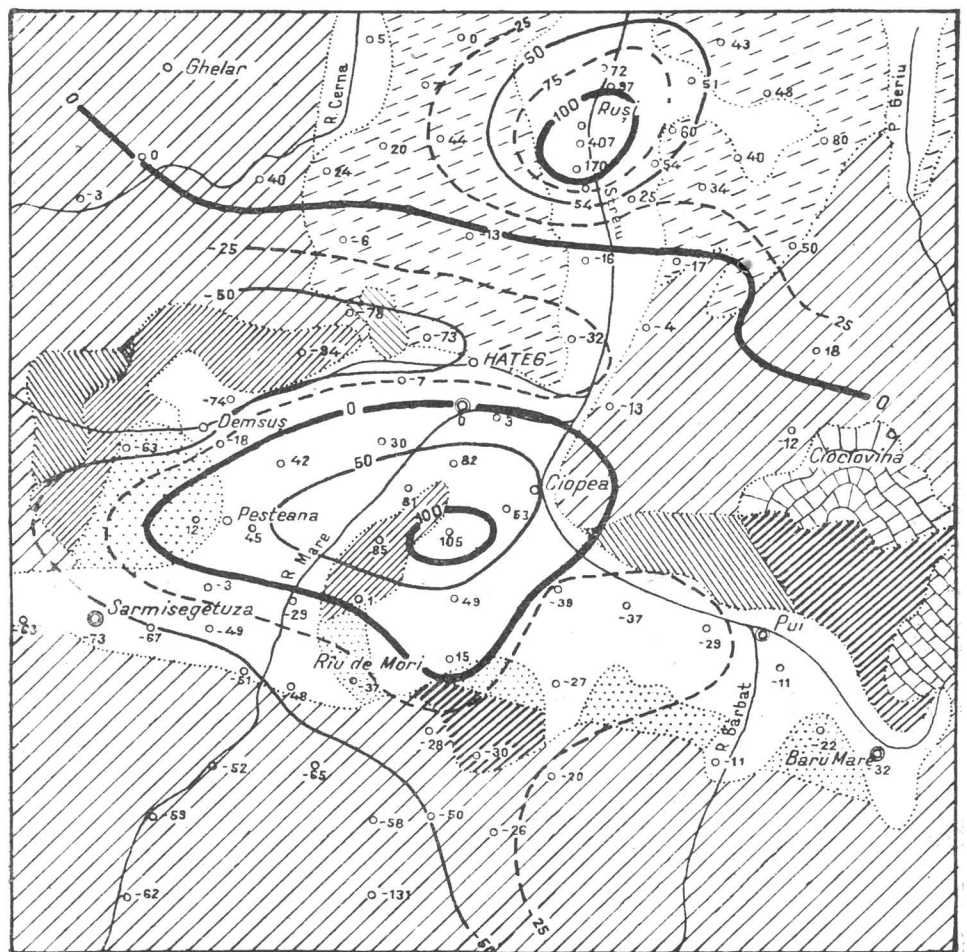


Масштаб : 0 3 6 9 КМ

Условные обозначения

	Аллювии		Датский ярус		Титон
	Неоген		Нижний+Средний Мел		Кристаллические сланцы
	Бурдигал + Гельвет + Торгон		Сенон		

Рис. 2. — Карта вертикальной составляющей (ΔZ) Хацегского бассейна.



Масштаб 0 3 6 9 КМ

Условные обозначения



Рис. 3. — Карта аномалии ΔZ Хацегского бассейна.

Географические координаты и расчетные значения приведены в таблице 1.

Таблица 1

№ ст.	λ	φ	I (0)	H (γ)	Z (γ)
1	22°30'	46°	62°21',7	21 543	41 141
2	23°	46°	62°19',5	21 577	41 153
3	23°30'	46°	62°18',5	21 609	41 174
4	22°30'	45°30'	61°57',9	21 807	40 953
5	23°	45°30'	61°55',6	21 844	40 956
6	23°30'	45°30'	61°53',7	21 877	40 963
7	22°30'	45°	61°34',1	22 082	40 786
8	23°	45°	61°31',3	22 120	40 777
9	23°30'	45°	61°28',9	22 155	40 773

Учитывая центральное положение исследуемой территории относительно вышеуказанных точек, были установлены следующие значения нормального широтного и нормального меридионального градиентов, необходимых для составления карты нормального поля:

- 3,4 γ /км для нормального широтного градиента,
- 0,1 γ /км для нормального меридионального градиента.

Корректировка карты ΔZ была выполнена на основании данных основной станции Хацег-Нэлацвад, для которой было сохранено то же значение ($\Delta Z = 0\gamma$). Были проведены изаномалы на равных расстояниях 25 γ .

На карте аномалии ΔZ внесены некоторые новые графические данные, вызванные, очевидно, распределением аномального магнитного поля. Так, описанные положительные аномалии в Хацеге и Руше сохраняют как месторасположение, так и форму (аномалия Рушь принимает более явно выраженную эллиптическую форму), но размеры их после введения поправок слегка увеличены. Так же фон карты делится на два различные по интенсивности намагничивания сектора. Так, например, западный сектор, рассчитанный от изаномала — 25 γ , намагничен слабее восточного сектора. Отмечается, что более слабо намагниченный сектор охватывает, как бы клещами, положительную аномалию Хацега.

II. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ, ОСНОВАННЫЕ НА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Фундамент Хацегского бассейна сложен [4], [5] кристаллическими сланцами Гетского покрова. Они обнажаются как в южном [6], так и в северном и северо-западном обрамлении бассейна [7], [11]. Такие же кристаллические формации встречаются и на восточной окраине бассейна [8]. Фундамент бассейна претерпел многочисленные вертикальные движения, зацикая последовательно положения, обусловленные циклами опускания. Заполнение его осадочными отложениями является результатом после-

довательного наложения морских и континентальных фаз. Геологические исследования допускают существование двух крупных линий сброса, находящихся в северной и южной частях бассейна. Северный сброс, прослеженный от Чокловины до Чопя, исчезает к западу под новыми осадочными образованиями [4]. Фактически вследствие движений фундамента образовались многочисленные местные дизъюнктивные и пликвативные дислокации, которые затухают от периферии к центру бассейна.

Карта Бугэ указывает именно на это погружение фундамента. Отрицательная гравиметрическая аномалия выходит все же за пределы кристаллических и осадочных образований бассейна. Апекс аномалии уточняет максимальное погружение фундамента, соответственно, зону максимальной мощности осадочных отложений (Тотешть). Объяснение того, что отрицательная аномалия выходит за пределы осадочных отложений бассейна, нужно искать в разности плотностей пород, находящихся под кристаллическими сланцами Гетского покрова. Надо полагать, что кристаллические сланцы Гетского покрова, независимо от складчатости (понятно, весьма различных возрастов и порядка), начинают погружаться гораздо раньше достижения границ осадочных отложений бассейна. Возможно, что погружение к центральной части бассейна протекало по крыльям некоторых основных складок кристаллического фундамента, усиливаясь при ступенчатом падении в местах дизъюнктивных дислокаций. К южной границе, для которой отсутствуют гравиметрические измерения, но где ход изогамм на Карте Бугэ наводит на мысль о глубоком проходе их по кристаллическому комплексу (включая и автохтонные кристаллические образования), разность плотностей может быть объяснена присутствием масс граодиорита массивов Бута и Ретезат, обнажающихся в сводах некоторых крупных антиклиналей кристаллических сланцев [5]. В этой части погружение кристаллического массива по направлению к Хацегскому бассейну происходит, в основном, по такому крылу крупной антиклинали. Это же положение повторяется, вероятно, и на участке гор Пояна-Руска. Нужно сказать, что основная положительная ось гравиметрической симметрии в центральной части массива (к северу от Рускица-Гелар-Телинк) была объяснена выпуклостью кристаллического массива, образовавшейся вследствие внедрения изверженных масс, вероятно, основного характера [10]. Северная часть отрицательной гравиметрической аномалии, возможно, вызвана именно падением южного крыла этой выпуклости.

Магнитные карты дают некоторые новые сведения в связи с неизвестными ранее положениями, наводящими на мысль о присутствии молодых изверженных тел в субстрате рассматриваемого района. Напомним поведение в геомагнитном поле кристаллического комплекса пород на южном обрамлении Трансильванского бассейна, включая и кристаллические сланцы исследуемого района, рассмотренное в другой работе [2]. Значение намагниченности различных кристаллических секторов, как это вытекает из измерений, проведенных по профилям меридионального направления по этим массивам (горы Першань, Фэгэраш, Себеш, Ретезат, Пояна-Руска, Рудные горы), намного ниже значения намагниченности осадочных отложений южной части Трансильванского бассейна

(соотношение градиентов кристаллических образований и осадочных отложений примерно $1/2—1/3$)¹. Таким образом, это положение приводит к действительному и для Хацегского бассейна выводу, что положительные магнитные аномалии, зафиксированные в осадочных отложениях, не отражают кристаллического фундамента, а указывают на присутствие некоторых посторонних, сильно намагниченных пород. На основании этого мы приходим к следующему выводу: положительная аномалия в центральной части Хацегского бассейна объясняется влиянием, оказанным присутствием в субстрате изверженных масс, сложенных сильно намагниченными породами. Это положение аналогично существующему в Трансильванском бассейне [2]. Аналогичным способом, вероятно, объясняется также и аномалия Рушь в долине Валя-Стреюлуй.

Сброс Чокловина-Чопя, проходящий в северной части бассейна, исчезает к западу под более новыми осадочными отложениями [4] в направлении оси магнитной аномалии. На основании этого явления можно предположить, что магнитная аномалия вызвана этой тектонической ступенью. При такой гипотезе положительная аномалия не замыкается к западу от нас. пункта Чопя, а напротив, максимальная интенсивность должна отмечаться именно здесь и в направлении Чокловины, где северное крыло сброса (кристаллические сланцы) выходит на поверхность, а южное падающее вертикально крыло перекрыто отложениями известняка значительной мощности. Однако ось положительной аномалии может косвенно служить указанием линии этого сброса. Вследствие того, что здесь идет речь о мощной дислокации, усиливающейся с каждым движением фундамента бассейна, условия внедрения молодых изверженных пород представляются достаточно обоснованными. Подобная дислокация, которая, возможно, проходит по долине Валя-Стреюлуй, могла бы создать благоприятные условия для внедрения магмы в Рушь.

Параллельное изображение гравиметрических и магнитных данных в Хацегском бассейне на профиле меридионального направления, проходящего примерно в одном километре к западу от города Хацега, приведено на рис. 4. Кривая аномалии Бугэ следует по падению кристаллических сланцев к центру бассейна. Предположительно допуская присутствие сильно намагниченных кристаллических сланцев, кривая аномалии ΔZ должна была бы приближаться к кривой аномалии Бугэ. Наличие осадочного горизонта с многочисленными переотложенными

¹ Даем средние значения геомагнитных широтных градиентов для кристаллических массивов юго-восточного, южного и юго-западного обрамления Трансильванского бассейна:

Горы Першань	2,0 γ/км
Горы Фэгэраш	3,5 γ/км
Горы Себеш	3,5—4,5 γ/км
Горы Ретезат	4,5 γ/км
Горы Пояна-Руска	4,0 γ/км
Рудные горы	2,5 γ/км

Интересно узнать соотношение между этими значениями и значениями широтного градиента нормального геомагнитного поля, рассчитанные для каждого из этих массивов в отдельности.

обломками железной руды массива Пояна-Руска и скопившимися в силу их большого удельного веса на максимальной глубине бассейна (на этом профиле ось гравиметрической аномалии находится примерно на один километр южнее оси магнитной аномалии) — первое объяснение качественного порядка, данное нами для объяснения геофизических соотношений в Хацегском бассейне, является маловероятным.

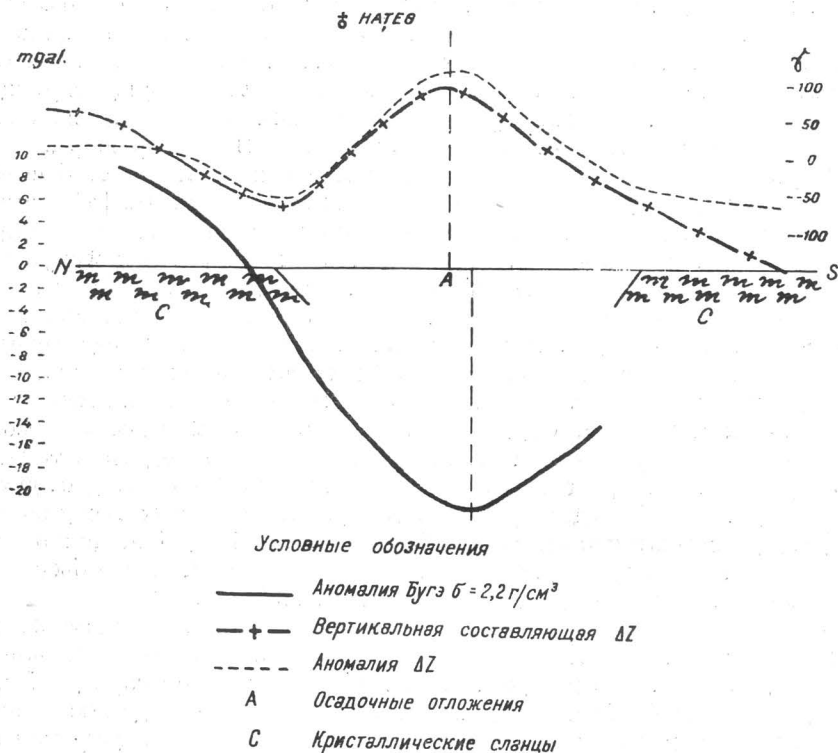


Рис. 4. — Профиль магнитно-гравиметрических измерений меридионального направления в центральной части Хацегского бассейна.

Вкратце, гравиметрические и магнитометрические измерения, проведенные в районе между массивами Пояна-Руска и Ретезат, позволили очертить некоторые зоны аномалий противоположного знака в обоих геофизических полях, центральные участки которых находятся в Хацегском бассейне.

Значительная по своей интенсивности и распространенности гравитационная аномалия отражает соотношение масс между мощными накоплениями осадочных отложений внутри бассейна и смещенного эффекта кристаллического комплекса и включенных внутри его крупных интрузивных тел (по всей вероятности, основных, по меньшей мере в северной части обрамления).

Контуры магнитных аномалий истолковываются как эффект присутствия в субстрате на значительной глубине изверженных масс, представленных более намагниченными породами. Магнитометрическая картина, полученная в районе Хацега, наводит на мысль о параллелизме с Трансильванским бассейном.

В заключение, в свете полученных геофизических данных, можно утверждать, что осадочные отложения Хацегского бассейна залегают на кристаллическом субстрате, в котором присутствие мощных интрузий сравнительно молодого возраста, но находящихся на различной глубине, как внутри, так и на обрамлении бассейна, благоприятствовало развитию различных соотношений противоположного знака, зафиксированных в геомагнитном и гравитационном полях.

ЛИТЕРАТУРА

1. AIRINEI ȘTEFAN, *Ridicări magnetice regionale în Transilvania, în 1951 (Munții Perșani și regiunea Sibiu-Blaj-Hunedoara-Hațeg)*. Dări de seamă, Com. geol., 1954—1955, 42.
2. — *Asupra anomaliilor magnetice regionale din centrul Bazinului Transilvaniei*. Bul. șt. Acad. R.P.R., Secția geol. geogr., 1957, 2, 2, 209.
3. CONSTANTINESCU LIVIU, MILEA N., *Contribuții la studiul câmpului geomagnetic normal. III. Distribuția normală a valorilor înclinației magnetice în R.P.R.* St. cercet. fizică, 1955, 6, 3, 451.
4. MAMULEA A. M., *Studii geologice în regiunea Sînpetru-Pui (Bazinul Hațegului)*. An. Com. geol., 1953, 25, 211.
5. ONCESCU N., *Geologia R.P.R.*, в *Manualul inginerului de Mine*, T. I, București, 1951.
6. PAVELESCU LAZĂR, *Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a Munților Relezatului*. An. Com. geol., 1953, 25, 119.
7. — *Studiul geologic și petrografic al părții centrale și de sud-est a Munților Poiana Ruscă*. An. Com. geol., 1954, 27, 337.
8. — *Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș*. An. Com. geol., 1955, 28, 367.
9. SOCOLESCU M., BISIR D., POPOVICI DORIN, VISARION M., *Corecții izostatice în R.P.R.* St. cercet. fizică, 1954, 5, 1—2, 91.
10. STOENESCU SCARLAT, *Măsurători gravimetrice în Poiana Ruscă*. Comunicările Academiei R.P.R., 1952, 2, 9—10, 587.
11. STRECKEISEN A., *Sur la tectonique des Carpates méridionales*. Ann. Inst. Géol. Roum., 1934, 16, 327.

М. СТАМАТИУ

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ НАСЫЩЕННЫХ РАСТВОРОВ ХЛОРИСТОГО НАТРИЯ НА МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГАЛИТА (КАМЕННОЙ СОЛИ) СОЛЯНЫХ КОПЕЙ ОКНА-МУРЕШУЛУЙ *

Старые, заброшенные соляные копи в Окна-Мурешулуй находятся под угрозой затопления просачивающимися из реки Муреш и из предгорной зоны Дялул-Банца водами. Эти, проникающие в указанные выше копи, воды растворяют — до полного насыщения — соль в кровле и стенках камер, в охранных целиках и межкамерных потолочинах, значительно понижая их прочность.

Для предохранения перекрывающей и окружающей шахтное поле площади от обвалов и оползней, могущих возникнуть вследствие обрушения охранных целиков в межкамерных потолочинах, Министерство химической промышленности издало постановление о заполнении рассолом (насыщенным раствором соли) всех этих копей. Согласно решению Технического совета Геологического комитета заполнение должно быть проведено в кратчайший срок и по мере возможности до уровня, покрывающего верхний горизонт соляного массива.

Подобные меры предосторожности были приняты на многих заброшенных копиях каменной и калиевых солей в Германии с отличными практическими результатами [1].

В литературе не имеется, однако, сведений или данных относительно влияния насыщенных растворов хлористого натрия на сопротивление каменной соли в охранных целиках, в межкамерных потолочинах, соответственно в стенках и кровле эксплуатационных камер, подвергающихся механическим усилиям.

* Опубликовано в «Buletinul științific al Academiei R.P.R., Secția de geologie și geografie», 1957, 2, 1.

Для выяснения этого вопроса были проведены лабораторные испытания, которым были подвергнуты две серии кубических, призматических и параболаидных (в виде восьмерок) образцов, изготовленных из соли различных сортов (белой, полосчатой и голубой) из соляных копей Окна-Мурешулуй. Часть образцов подвергалась испытанию в сухом состоянии (при лабораторной влажности воздуха), а другая часть выдерживалась в течение 7 дней в насыщенном растворе хлористого натрия. Считается, что такая продолжительность выдержки достаточна для проявления влияния насыщенных растворов хлористого натрия на образцы. Отмечаем также, что для этих испытаний были выбраны насыщенные растворы, так как это соответствует фактическому положению в коях, подлежащих заполнению рассолом.

Испытания проводились автором этой статьи в геотехнической лаборатории Поисково-разведочного предприятия Геологического комитета с участием работников этой лаборатории Г. Максима и Лучии Нягу.

Образцы были изготовлены техническими работниками соляных копей Окна-Мурешулуй согласно указаниям автора из каменной соли, добытой в копи имени Г. Георгиу-Деж. Как во время отбора проб соли на месторождении, так и во время их обработки были приняты меры для предотвращения растрескивания соли во избежание искажения результатов испытаний. Кроме того, перед началом испытаний образцы подвергались оптическому контролю для выявления трещин.

Излагается метод проведения этих испытаний, приводятся полученные результаты и соответствующие выводы.

ИСПЫТАНИЕ НА СЖАТИЕ

Для этих испытаний использовались образцы кубической формы с длиной ребра в 5, 10 и 15 см, изготовленные из указанных выше трех сортов соли.

Испытания производились на гидравлическом прессе в 300 т, сконструированном фирмой Лозенгаузен-Верк¹, снабженным специальным приспособлением, допускающим работу с усилиями до 50, 150 и 300 т. Нагрузка образцов производилась при помощи электродвигателя при постоянных скоростях 5—30 мм/мин. В данном случае при проведении испытаний скорость нагрузки была принята в 5 мм/мин.

Предел прочности при сжатии рассчитывался по формуле

$$\sigma_b = \frac{P_b}{F_0} \text{ кг/см}^2,$$

где P_b — нагрузка, соответствующая моменту разрушения, в кг;
 F_0 — начальное сечение образца в см².

Всего было произведено 113 испытаний, результаты которых приводятся в таблицах 1 и 2.

¹ Данные машины: Losenhausenwerk, Düsseldorfmaschinenbau A. G. Düsseldorf-Grafenberg (ГФР); Höchstbelastung 300 t; Masch.-Nr. 14018; Baujahr: 1952.

Таблица 1

Предел прочности при сжатии кубических образцов белой, полосчатой и голубой солей с ребром длиной в 5, 10 и 15 см

Размеры кубов в см	Сорт соли	Состояние образцов	Значения кажущегося удельного веса $\gamma_a \left(\frac{\text{г}}{\text{см}^3} \right)$, определенного						Значения предела прочности при сжатии				Примечания
			Непосредственным измерением			На весах Вестфал-Мора			σ_b (кг/см ²)				
			мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.	общая средняя	
5	белая	сухое	2,111	2,144	2,128	—	—	—	199	349	275	Общая средняя сух. = 287 влажн. = 327	соль полосчатая в сухом состоянии: $\sigma_b \perp = 282$ кг/см ² то же в влажном состоянии: $\sigma_b \perp = 316$ кг/см ² и $\sigma_b \parallel = 262$ кг/см ² со σ_b средним $\parallel = 289$ кг/см ²
		влажн.	—	—	—	2,124	2,149	2,136	285	383	340		
	полосч.	сухое	2,076	2,156	2,115	—	—	—	229	344	282		
		влажн.	—	—	—	2,109	2,145	2,124	241	353	289		
	голубая	сухое	2,110	2,156	2,136	—	—	—	246	340	304		
		влажн.	—	—	—	2,112	2,145	2,134	308	398	351		
10	белая	сухое	2,123	2,141	2,133	—	—	—	317	379	352	Общая средняя сух. = 335 влажн. = 329	соль полосчатая в сухом состоянии: $\sigma_b \perp = 296$ кг/см ² то же в влажном состоянии: $\sigma_b \perp = 317$ кг/см ² и $\sigma_b \parallel = 289$ кг/см ² со σ_b средним $\parallel = 303$ кг/см ²
		влажн.	—	—	—	—	—	—	320	354	334		
	полосч.	сухое	2,121	2,157	2,133	—	—	—	283	309	296		
		влажн.	—	—	—	—	—	—	253	327	303		
	голубая	сухое	2,139	2,148	2,145	—	—	—	315	380	357		
		влажн.	—	—	—	—	—	—	321	373	349		
15	белая	сухое	2,131	2,160	2,153	—	—	—	307	357	333	Общая средняя сух. = 328 влажн. = 362	соль полосчатая в сухом состоянии: $\sigma_b \perp = 332$ кг/см ² $\sigma_b \parallel = 282$ кг/см ² со σ_b средним = 307 кг/см ² то же в влажном состоянии: $\perp = 326$ кг/см ² и $\sigma_b \parallel = 312$ кг/см ² со σ_b средним $\parallel = 319$ кг/см ²
		влажн.	—	—	—	—	—	—	400	415	409		
	полосч.	сухое	2,131	2,158	2,145	—	—	—	265	341	307		
		влажн.	—	—	—	—	—	—	298	347	319		
	голубая	сухое	2,143	2,160	2,151	—	—	—	324	356	344		
		влажн.	—	—	—	—	—	—	346	370	358		

Примечание: \perp — образцы, к которым усилия машины приложены перпендикулярно слоистости;

\parallel — образцы, к которым усилия машины приложены параллельно слоистости.

Объемный вес, определяемый непосредственным измерением, меньше фактического вследствие несовершенства изготовления образцов.

По данным, находящимся в таблицах 1 и 2, можно установить следующее:

— Предел прочности при сжатии кубических образцов, подвергнутых испытанию в сухом и влажном состоянии, возрастает с увеличением размеров ребра независимо от сорта соли. Это подтверждает результаты предыдущих испытаний, произведенных автором [2], [3].

Таблица 2

Сводные результаты испытаний на сжатие

Размеры ребра куба в см	Сорт соли						Кубич. сухие образ.	Кубич. влажные образцы
	Белая		Полосчатая					
	Кубич. сухие образ.	Кубич. влажн. образ.	Кубич. сухие образцы		Кубич. влажные образцы			
			\perp	\parallel	\perp	\parallel		
кг/см ²	кг/см ²	кг/см ²	кг/см ²	кг/см ²	кг/см ²	кг/см ²	кг/см ²	
5	275		282				304	
	$\frac{266+}{270++}$	340	$\frac{275+}{278++}$	—	316	262	$\frac{317+}{310++}$	351
	352		296				357	
10	$\frac{298+}{325++}$	334	$\frac{364+}{330++}$	255	317	289	$\frac{350+}{353++}$	349
	333		332				344	
	$\frac{347+}{340++}$	409	$\frac{367+}{349++}$	282	326	312	$\frac{375+}{359++}$	358

Примечания:

- \perp — образцы, к которым усилия машины прилагались перпендикулярно слоистости;
 \parallel — то же параллельно слоистости;
 + — результаты предыдущих произведенных автором испытаний [2];
 ++ — среднее предыдущих и настоящих испытаний.

— Голубая соль обладает более высоким пределом прочности при сжатии в сухом и влажном состоянии, чем полосчатая и белая соли; белая соль имеет низкий предел прочности при сжатии, причем разница между средними значениями предела прочности этих двух сортов соли (белой и голубой) составляет примерно 13%. Разница между прочностью белой, полосчатой и голубой солей обусловлена различной петрографической структурой этих сортов соли [4].

— Предел прочности при сжатии кубических образцов, выдержанных предварительно в насыщенном рассоле, несколько выше (4—16%), чем сухих образцов тех же размеров и сортов соли.

Максимальная прочность отмечается при испытании кубических образцов с ребром в 5 см, но она уменьшается с увеличением размеров куба.

Это повышение прочности объясняется отложением мелких кристаллов из насыщенного раствора хлористого натрия в порах и неровностях на поверхности образцов, что подтверждается увеличением веса (около 1%) выдержанных в рассоле кубических образцов относительно их исходного веса. Эти отложения можно увидеть на поверхности кубов под лупой даже невооруженным глазом.

Из произведенных испытаний на сжатие можно вывести следующее практическое заключение: межкамерные целики соляных копей, подверженные статическому воздействию усилий на сжатие, повышают в некоторой степени показатели предела прочности при сжатии. Однако, если в этих целиках имеются глинисто-мергелистые прослойки или включения, то присутствие таковых заметно понижает сопротивление сжатию и устойчивость охранных целиков, так как глинисто-мергелистые породы в насыщенном рассоле размокают. Заполнение насыщенным рассолом заброшенных копей рекомендуется вообще для предохранения охранных целиков от инфльтрационных вод.

ИСПЫТАНИЕ НА ИЗГИБ

Этим испытаниям подвергались образцы призматической формы с квадратным поперечным сечением (6×6 см), длиной в 25 см¹, изготовленные из белой, полосчатой и голубой солей.

Испытания производились на универсальной разрывной машине типа „Тониндустрие“² для испытания на сжатие, растяжение, изгиб и срез с прилагаемым усилием до 4000 кг.

Образцы подвергались испытанию на сосредоточенный изгиб при расстояниях 20 и 10 см между опорами.

Предел прочности при изгибе (рис. 1) рассчитывался по формуле

$$\sigma_{\text{изг}} = \frac{3}{2} \frac{P_1}{bh^2} \text{ кг/см}^2,$$

где

- P — усилие, действующее в момент разрушения образца в кг;
- b — фактическая ширина поперечного сечения образца в см;
- l — расстояние между опорами, в см;
- h — фактическая высота поперечного сечения образца в см.

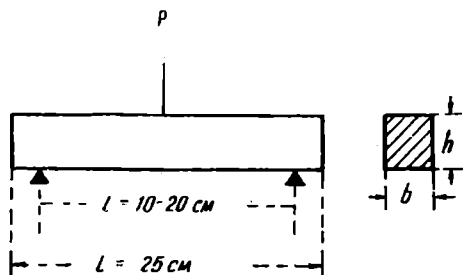


Рис. 1. — Схема испытания на изгиб.

¹ Указанные теоретические размеры фактически невыполнимы при изготовлении испытательных образцов.

² Данные машины: Chemisches Laboratorium für Tonindustrie, Prof. Dr. H. Seger u. E. Kramer, Kom. Ges., Berlin Friedenau. Höchstleistung 4 t; Masch. — Nr.: 8790; Baujahr: .1952.

Всего произведено 135 испытаний, результаты которых приведены в сводной таблице 3.

Таблица 3

Предел прочности при изгибе призматических образцов белой, полосчатой и голубой солей

Сорт соли	Состояние образца	Значения предела прочности при изгибе $\sigma_{изг}$ (кг/см ²) Расстояние между опорами $l = 10$ см $l = 20$ см					
		мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.
Белая	сухое	13	32	21,1	7	16	10,4
	влажное	3	18,5	11,3	1	10,2	58,
	сухое \perp	23	45	32	17	33	25
Полосчатая	сухое $<$	15	25	21	13	21	17
	\parallel	19	28	22	11	22	16
	влажное \perp	13	36	28	10	29	20
	$<$	14	17	15	4	6	5
Голубая	сухое \parallel	15	21	17	7	10	8
	сухое \perp	35	47	41	16	22	18
	влажное \perp	15	33	21	5	20	10,4

Примечания:

- \perp — образцы, к которым усилие машины прилагалось перпендикулярно слоистости.
 $<$ — то же, наклонно к слоистости.
 \parallel — то же, параллельно слоистости.

Испытания на изгиб показывают, что прочность образцов, выдержанных в насыщенном рассоле, падает до примерно 50% от прочности сухих образцов.

Это значительное понижение прочности, по всей вероятности, возможно лишь на образцах сравнительно небольших размеров, как например использованные при испытаниях призматические образцы (с поперечным сечением около 36 см²). В случае образцов больших размеров или межкамерных потолочин, соответственно, кровли месторождения, подвергнутых статическому воздействию усилий на изгиб, это понижение прочности, по нашему мнению, является гораздо меньшим.

Это понижение прочности при изгибе можно объяснить понижением силы сцепления кристаллов соли (рис. 2) вследствие проникновения рассола в поры и пустоты, расположенные в массе соли [5]. Глубина проникновения насыщенного рассола зависит от степени пористости соли, от формы, размеров и сообщения между порами и пустотами, а также и от гидростатического давления рассола на поверхности образцов, соответственно стенок и кровли камер на охранные целики, на межкамерные потолочины и пр. Вследствие того, что поры и пустоты в массе соли заполнены воздухом, а в некоторых месторождениях — углеводородом, проникновение в них насыщенного рассола является затруднительным и ограниченным.

Понижение предела прочности при изгибе можно считать поверхностным явлением, так как он затрагивает лишь участки образцов и межкамерных потолочин, расположенные вблизи поверхности соприкосновения с рассолом.

С практической точки зрения это явление имеет большое значение для расчета толщины межкамерных потолочин в коях, подлежащих заполнению насыщенным рассолом после отработки залежи. Поэтому

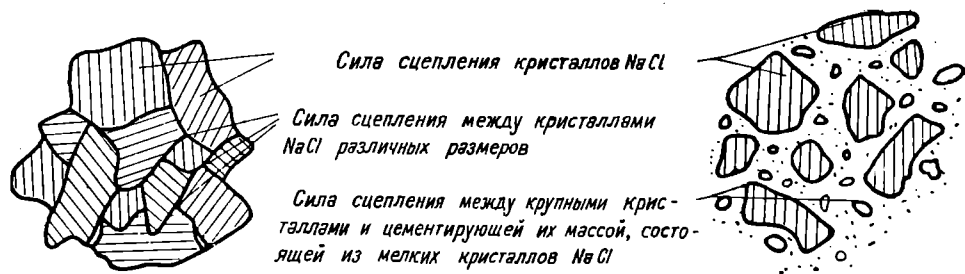


Рис. 2

потолочины должны рассчитываться с большим, чем до настоящего времени запасом прочности ($n=4-5$ вместо $2-3$).

Если потолочины содержат глинисто-мергелистые прослойки или включения, то размягчение этих рассолов намного снижает сопротивление потолочин на изгиб. Такие случаи встречаются на месторождениях в РНР (например, в коях Окна-Мурешулуй), вследствие чего их необходимо учитывать при проектировании новых разработок, где путем правильного расчета потолочин можно обеспечить необходимые запасы прочности. Таким образом, после истощения запасов этих копей они могут быть заполнены рассолом без опасности обрушения межкамерных потолочин.

ИСПЫТАНИЕ НА РАСТЯЖЕНИЕ

Для испытания на растяжение были изготовлены специальные образцы гиперболоидной формы (в виде 8) согласно действующим для испытания цементных растворов нормам со средним сечением (подверженным приложенному усилию) размером в 5 см^2 ($2,5 \times 2 \text{ см}$)¹. Часть испытаний производилась в лаборатории по испытанию сопротивления материалов Бухарестского политехнического института на машине типа Н. Михаелиса — Берлин, а другая часть в геологической лаборатории Поисково-разведочного предприятия Геологического комитета на машине типа Е. Адне — Париж. Обе машины имеют передаточное число усилия растяжения 1:50.

¹ Теоретические размеры, фактически невыполнимые при изготовлении образцов.

Предел прочности при растяжении рассчитывался по формуле

$$\sigma_b = \frac{P}{F}, \text{ кг/см}^2,$$

где

P — нагрузка в момент разрыва образца в кг;

F — среднее сечение образца, на которое воздействовало прилагаемое усилие в см².

Подробные результаты 80 испытаний приведены в таблице 4.

Таблица 4

Предел прочности при растяжении образцов белой, полосчатой и голубой солей

Сорт соли	Состояние образцов	Значение предела прочности при растяжении σ_b (кг/см ²)						
		I серия			II серия			
		мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.	
Белая	сухое	3,2	6,0	4,8	4,12	10,38	7,70	
	влажное	3,2	4,0	3,8	2,45	2,90	2,70	
Полосчатая	сухое	┘	14,1	31,8	25,4	6,60	9,55	7,70
			3,7	15,9	7,7	3,50	5,08	4,20
	влажное	┘	8,6	14,3	11,6	5,80	9,20	7,0
			3,1	3,6	3,3	4,30	6,30	4,6
Голубая	сухое	17,3	20,6	18,4	4,05	5,00	4,4	
	влажное	6,4	8,7	7,3	3,30	4,10	3,6	

Примечания:

1. В белой соли преобладали кристаллы средних (2–5 мм) и крупных (5–10 мм) размеров в образцах первой серии и кристаллы мелких (до 2 мм) и средних (2–5 мм) размеров в образцах второй серии.

2. В полосчатой соли преобладали полосы соли темного цвета, а кристаллы соли в этих полосках отличались меньшими (до 2 мм) размерами, чем кристаллы белой соли (2–4 мм) в образцах первой серии. Также в средней части образцов (в сечении которой прилагались усилия машины) второй серии соль была темного цвета с кристаллами средних размеров (1–3 мм).

В образцах второй серии преобладали полосы белой соли с кристаллами средних размеров (2–5 мм), а в средней их части преобладала белая соль (кристаллы размерами до 10 мм): соль темного цвета в подчиненном количестве состояла из кристаллов средних размеров (до 5 мм).

3. В голубой соли, в образцах первой серии, преобладали полосы темного цвета, а в средней части образцов соль была в общем тоже темной. В образцах второй серии в средней их части преобладала белая соль с кристаллами средних (2–5 мм) и крупных (5–10 мм) размеров. Остальные части образцов (оконечности) были голубого цвета с мелкими кристаллами (до 2 мм).

4. Остальные обозначения (┘ и ┘) имеют то же значение, что и в предыдущих таблицах.

Из произведенных испытаний на растяжение вытекает, что прочность выдержанных в рассоле образцов падает примерно до 50% от прочности сухих образцов.

Надо полагать, что это понижение прочности при растяжении охватывает соответствующую массу соли в образце или потолочине (подвергающихся такой статической нагрузке) лишь на незначительную глубину от поверхности соприкосновения с рассолом.

Это можно объяснить, как и в случае понижения прочности при изгибе, понижением *силы сцепления* между крупными и мелкими кристаллами соли (рис. 2).

Размягченные рассолом глинисто-мергелистые прослой и включения, заключенные в массе соли, значительно понижают прочность при растяжении.

Вследствие этого присутствие таких прослоев в кровле камер очень опасно.

Результаты испытаний на растяжение имеют особое практическое значение. Они указывают на то, что при заполнении выработок рассолом в случае слишком малого запаса прочности на такое усилие, в эксплуатационных камерах могут произойти частичные или общие аварийные обвалы кровли в стремлении к образованию параболического свода естественного равновесия.

В случае, если кровля верхнего этажа соляной копи имеет недостаточную толщину, свод естественного равновесия может достигнуть дневной поверхности, что приведет к массивным обрушениям покрывающей и окружающей месторождение площади.

ИСПЫТАНИЕ НА СРЕЗ

Для определения предела прочности при срезе использовались тонкие призматические образцы (палочки с поперечным сечением $1,5 \times 1,5 = 2,25 \text{ см}^2$ и длиной 20 см, изготовленные из белой соли). Испытания производились на универсальной машине „Тонииндустри“, снабженной специальным приспособлением для испытания на срез образца по двум параллельным сечениям размером около $2,25 \text{ см}^2$ каждое.

Предел прочности при срезе рассчитывался по формуле

$$\sigma_{\text{срез}} = \frac{P}{2s}, \text{ кг/см}^2,$$

где

P — усилие, действующее в момент разрушения образца, в кг;
 s — сечение образца, к которому прилагается усилие $\frac{P}{2} \text{ см}^2$.

Всего было произведено 36 испытаний, результаты которых приведены в таблице 5.

Таблица 5

Предел прочности при испытании на срез образцов
белой соли

Состояние образца	Значения предела прочности при срезе $\sigma_{\text{срез}}$ (кг/см ²)		
	мин.	макс.	средн.
Сухой	22	55	38
Влажный	24	68	46

Испытания на срез показали, что средняя прочность выдержанных в рассоле образцов выше (примерно на 21 %) прочности образцов, испы-

танных в сухом состоянии. Это повышение прочности объясняется отложением мелких различаемых невооруженным глазом кристаллов на поверхности выдержанных в рассоле образцов. Можно считать, что и в этом случае влияние насыщенного рассола на повышение прочности при срезе является лишь приповерхностным и спадает, также как и в случае кубических образцов, подвергавшихся испытанию на сжатие, по мере увеличения размеров образцов.

Из всех конструктивных элементов соляной копи наибольшему воздействию усилий на срез подвергаются межкамерные потолочины. Результаты произведенных испытаний, приведенные в таблице 5, показывают, что при заполнении заброшенных соляных копей насыщенным рассолом правильно рассчитанные потолочины не подвергаются риску аварийных обрушений.

Следует отметить, что присутствие глинисто-мергелистых прослоев и включений, подвергающихся действию рассола, значительно понижает сопротивление на срез потолочин.

И в таких случаях опасность обрушения вследствие среза устраняется правильным расчетом размеров потолочин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Лабораторные испытания образцов каменной соли соляных копей Окна-Мурешулуй *кубической* формы (для испытаний на сжатие), *призматической* (для испытаний на изгиб и на срез) и *параболоидной* (восьмерки — для испытаний на растяжение), изготовленных из различных сортов соли (белой, полосчатой и голубой), подверженных испытанию в сухом и влажном виде (после выдержки в течение 7 дней в насыщенном растворе хлористого натрия), позволяют сделать следующие выводы:

1. Кубические образцы, выдержанные в насыщенном рассоле показали значения предела прочности больше на 4—16%, чем сухие образцы тех же размеров и сортов соли.

Временное сопротивление сжатию выдержанных в рассоле образцов повышалось для кубов с ребром малого размера (5 см) и понижалось для кубов с ребром больших размеров (15 см).

2. Тонкие призматические образцы (палочки), выдержанные в насыщенном рассоле, показали более высокие значения предела прочности — в среднем на 21% — при испытании на срез, чем образцы, испытанные в сухом состоянии.

3. Повышение временного сопротивления сжатию кубических образцов и временного сопротивления срезу тонких призматических образцов, выдержанных в насыщенном рассоле, по сравнению с образцами, подвергнутыми испытанию в сухом состоянии, можно объяснить отложением тонких кристаллов хлористого натрия в порах и неровностях на поверхности испытанных образцов, сцементировавших их на периферии.

4. Образцы, подвергнутые испытанию на изгиб (призматические) и для испытания на растяжение (восьмерки), выдержанные в насыщен-

ном рассоле, показали меньшие, примерно до 50%, пределы прочности, чем образцы, испытанные в сухом состоянии, несмотря на то, что на поверхности первых также были отмечены отложения тонких кристаллов хлористого натрия.

5. Понижение значений временного сопротивления изгибу и растяжению образцов, выдержанных в насыщенном рассоле, по сравнению с сухими образцами можно объяснить понижением *силы сцепления* кри-

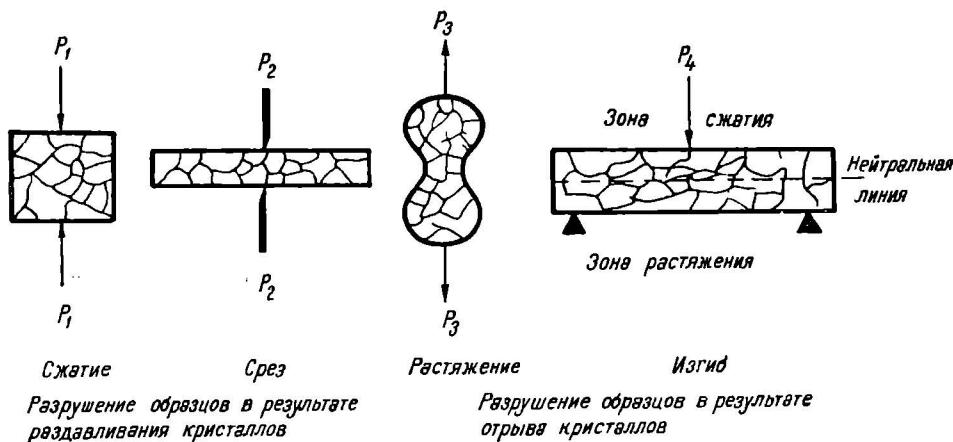


Рис. 3. — Схема разрушения образцов каменной соли, подвергнутых различным механическим усилиям.

таллов соли под действием рассола, проникшего в соляную массу образца. Это явление известно также и при испытании горных пород в сухом и в насыщенном водой состояниях.

6. Отложения кристаллов хлористого натрия на поверхности образцов, выдержанных в насыщенном рассоле, и проникновение рассола в поры соляной массы образцов дают эффекты (повышение временного сопротивления сжатию и срезу, соответственно понижение временного сопротивления изгибу и растяжению), отличные от эффектов, наблюдаемых в идентичных образцах, испытанных в сухом состоянии, вследствие того, что явления разрушения каменной соли под воздействием механических усилий также являются различными. Так, например, образцы, подвергнутые усилию сжатия и среза, разрушаются в результате раздавливания кристаллов, составляющих массу каменной соли, т.е. путем преодоления *силы сцепления* кристаллической *решетки* каменной соли и *силы сцепления* между кристаллами или между крупными кристаллами и цементом, состоящим из мелких кристаллов [6].

При испытании на изгиб и на растяжение разрыв образцов происходит вследствие отрыва кристаллов вдоль граней без разрушения их в результате преодоления *силы сцепления* кристаллов внешними механическими усилиями (рис. 3).

7. Повышение сопротивления сжатию и срезу, соответственно понижение сопротивления изгибу и растяжению выдержанных в насыщенном рассоле образцов по сравнению с образцами, испытанными в сухом состоянии, можно рассматривать как явление приповерхностное, распространяющееся на незначительную глубину в массе каменной соли, приходящей в соприкосновение с насыщенным рассолом.

8. Заполнение заброшенных соляных копей насыщенным раствором хлористого натрия является хорошим средством для устранения растворяющего действия инфильтрационной пресной воды и для сохранения межкамерных, опорных и ограждающих целиков в соляных копях, так как отложения кристаллов хлористого натрия в порах и пустотах в стенках целиков повышают сопротивление каменной соли сжатию именно во внешних частях целиков, подвергнутых усиленному сжатию.

В то же время насыщенный рассол, введенный в копь, хотя и понижает на относительно небольшую глубину сопротивление на изгиб и растяжение каменной соли в межкамерных потолочинах в кровле первого этажа, а также и в кровле эксплуатационных камер, не может вызвать значительных аварий, если соответствующие потолочины и кровли правильно рассчитаны.

ЛИТЕРАТУРА

1. G. SPACKELER, *Lehrbuch des Kali- und Steinsalzbergbaues*. VEB Wilhelm Knapp Verlag, Halle a. d. Saale, 1950.
2. M. STAMATIU, *Beiträge zur Klärung einiger Abbauprobleme bei den rumänischen Salzgruben, unter besonderer Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse und der festigkeitsmechanischen Eigenschaften des Steinsalzes*. Habilitationsschrift, Bergakademie Freiberg, 1936, M. O. Imprimeria Națională, București, 1937, 49—50.
3. — *Influența mării epruvelor în formă de cuburi asupra rezistenței de rupere la compresiunea a citorva roci naturale și artificiale*. Bul. științ. Acad. R.P.R., Sect. șt. biol., agron., geol. și geogr., 1952, 4, 2, 449, 459.
4. — *Recherches sur la structure pétrographique du sel gemme roumain*. Congrès intern. des mines, métallurg. et géol. appl., VII^e session, Paris, 1935, Section de géol. appl., 1, 313—316.
5. — *Degajările lente și erupțiile bruște de gaze în minele de sare din R.P.R. și alte țări. Cauze și măsuri de combatere*. Revista Minelor A.S.I.T., 1955, 7, 209, 218.
6. K. KEIL, *Ingenieurgeologie und Geotechnik. Grundlagen und Anwendung der Baugrund- und Baustofflehre der natürlichen Fels- und Lockergesteine*. VEB Wilhelm Knapp Verlag, Halle a. d. Saale, 1954, 25.

ÜBER DEN AUF GESTEINSPROBEN ERMITTELTEN EINFLUSS DER ANFANGSSÄTTIGUNG AN FLÜSSIGKEITEN UND GASEN AUF DIE ERDÖLFÖRDERUNG MITTELS WASSEREINSPRITZUNG *

VON

R. HAUER und D. CODREANU

Durch Anwendung des Wassereinspritzverfahrens in Erdöllagern soll, neben einem gesteigerten Förderrhythmus, auch eine bessere Ertragsziffer¹ erzielt werden. Der Erdölertrag ist ein wichtiges Kriterium zur Entscheidung, ob das Einspritzverfahren angewendet werden kann und deshalb ist auch die Bestimmung des Einflusses, welchen die physikalischen Eigenschaften des Muttergesteines und die darin enthaltenen Flüssigkeiten und Gase auf die erzielten Ertragsziffern ausüben, von besonderem Interesse. Da aber die ursprüngliche Gesteinssättigung an Erdöl, Gas und Wasser einen bisher weniger erforschten Faktor darstellen, wurden an Gesteinsproben Versuche angestellt, um die vorhandenen Daten in bezug auf die Eadertragsziffer bei Wassereinspritzung zu ergänzen.

Aus der den Verfassern bekannten Fachliteratur geht hervor, daß diese Frage unmittelbar [1], [2] und mittelbar [3] bereits untersucht worden ist. In den beiden ersten Veröffentlichungen wird erwähnt, daß in einigen Gesteinsproben, nach der Wasserwaschung, eine Abnahme der remanenten Erdölsättigung, bei gleichzeitiger Zunahme der Gassättigung vor sich geht. Dabei wird aber nicht erwähnt, daß für jedes Erdöllager ein optimaler Druck besteht, bei dem durch Unterwassersetzung die günstigste Ertragsziffer erzielt werden könnte. Nach Abschluß, im Dezember 1954, einer umfassenderen Abhandlung [7], welcher dieser

* Erschienen in „Buletinul științific al Academiei R.P.R., Secția de geologie și geografie“, 1957, 2, 3–4.

¹ Die Ertragsziffer ist durch das Verhältnis zwischen der insgesamt geförderten und der ursprünglich im Lager vorhandenen Erdölmenge gekennzeichnet.

Aufsatz entnommen ist, sind in der Fachliteratur noch weitere Veröffentlichungen [4], [5], [6] erschienen, welche dieselbe Frage behandeln. Die Schlußfolgerungen aus [4] und [5] stimmen mit den Ergebnissen dieses Aufsatzes vollkommen überein.]

VERSUCHSGERÄTE

Die Wasserwascheinrichtung (Abb. 1) wurde zweckmäßigerweise so zusammengestellt, daß die Waschversuche an kleinen und anfangs in bestimmten Verhältnissen mit Erdöl, Gasen¹ und Wasser gesättigten Gesteinsproben durchgeführt werden konnten. Der Ertrag an den einzelnen Phasen konnte unmittelbar gemessen werden.

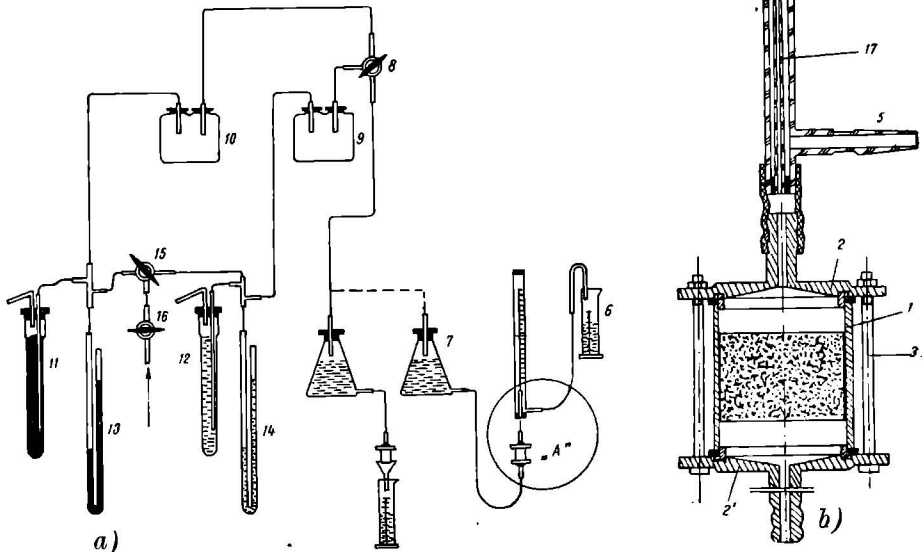


Abb. 1. — a) Wasserwascheinrichtung für Gesteinsproben. b) Teilansicht „A“.

Die zu untersuchende Gesteinsprobe wird luftdicht in den Metallzylinder 1 eingesetzt; dieser ist an beiden Enden mit den Verbindungsflanschen 2 und 2' versehen, welche mittels der Schraubenbolzen 3 angezogen sind. Die Waschung erfolgt von unten nach oben, wobei die Gesteinsprobe in senkrechter Stellung bleibt. Die Trennung und Messung der Erdöl-, Wasser- und Gasmengen erfolgt mittels der geeichten Bürette 4, die an ihrem unteren Ende mit dem seitlichen Anschlußrohr 5 versehen ist, sowie mittels des geeichten Zylinders 6. Das durch den oberen Teil der Bohrspitze austretende Erdöl-, Gas- und Wassergemisch gelangt durch

¹ Obzwar die Gesteinsproben mit Luft gesättigt waren, wird in vorliegendem Aufsatz die Luftsättigung als Gassättigung bezeichnet.

das Kapillarrohr 17 in die geeichte Bürette 4, in welcher eine Trennung des Gemisches nach dem spezifischen Gewicht der Bestandteile erfolgt. Die Gase und das Erdöl werden in der geeichten Bürette 4 abgemessen, während das aus dem Seitenrohr 5 austretende Wasser im geeichten Zylinder 6 gemessen wird. Um während der Versuchsdauer auf der Austrittsseite der Gesteinsprobe einen konstanten Druck aufrechtzuerhalten, wird der Zylinder 6 in eine, jeweils dem Erdölniveau in der Bürette 4¹ entsprechende Höhenlage gebracht. Durch Einregelung des Wasserdruckes auf der Eintrittsseite der Bohrprobe auf einen gewünschten Wert, konnten die Versuche unter einem konstanten Differentialdruck durchgeführt werden. Das Waschwasser aus Gefäß 7 wird in die Gesteinsprobe unter konstantem Druck eingespritzt, da das Gefäß 7 über den Dreiwegehahn 8 und die Puffergefäße 9 und 10 mit den Manostaten 11 und 12 und den Differentialmanometern 13 und 14 verbunden ist. Im Gefäß 7 wird der Wasserspiegel auf konstanter Höhe gehalten. Um die gewünschten Druckhöhen zu erzielen, werden der Manostat 11 und das Differentialmanometer 13 mit Quecksilber, der Manostat 12 und das Differentialmanometer 14 dagegen mit Wasser gefüllt. Die Manostate und Differentialmanometer sind durch die Dreiwegehähne 15 und 16 mit einer Druckluftquelle in Verbindung.

VERWENDETE GESTEINSPROBEN, FLÜSSIGKEITEN UND GASE

Im allgemeinen wurde eine Anzahl von vier, aus sortiertem Quarzsand bis zu 0,075 mm Körnung laboratoriumsmäßig hergestellten Gesteinsproben verwendet. Durch Bakelitzusatz wurden gut gefestigte Proben erzielt, die leichter von Erdöl als von Wasser benetzbar waren. Um den Einfluß einer etwaigen wasseranziehenden oder -abstoßenden Gesteinseigenschaft auf die Versuchsergebnisse zu bestimmen, wurden für zwei der untersuchten Gesteinsproben natürliche Bohrproben, u.zw. vorzüglich mit Wasser netzbarer Kliwa-Sandstein und gefestigter Sand verwendet.

Die hauptsächlichsten physikalischen Merkmale und Eigenschaften der verwendeten Gesteinsproben sind in Tabelle 1 wiedergegeben.

Tabelle 1

Hauptsächlichste physikalische Merkmale und Eigenschaften der Gesteinsproben

Proben Nr.	Länge	Durchmesser	Wirkliche Porosität	Absolute Durchlässigkeit	Bemerkungen
	cm		%	md	
4*	3	3,2	32,8	751	künstliche Probe
5	3	3,7	40,4	2 566	desgl.
6	3	3,5	14	333	Kliwa-Sandstein
7	2,95	3,6	17,6	343	gefestigter Sand
8	3	3,6	36,6	2 375	künstliche Probe
9	3,1	3,4	37,9	3 359	desgl.

¹ Die aus den verschiedenen spezifischen Gewichten von Wasser und Erdöl herrührenden Druckunterschiede wurden vernachlässigt.

Bei den verschiedenartigen Strukturen, physikalischen Eigenschaften und Abmessungen der Versuchsprobestücke, war für die einzelnen Proben gleicher Anfangssättigung an Erdöl, Gasen und Wasser kein gleichartiges Verhalten und Ergebnis zu erwarten. Aus gleichem Grunde ist es auch nicht zu erwarten, die erzielten quantitativen Ergebnisse, ohne weiteres, auf die natürlichen Erdölvorkommen anwenden zu können¹.

Die zur Ausgangssättigung der Probestücke verwendeten Flüssigkeiten und Gase waren Salzwasser, paraffinfreies filtrierte Erdöl und Luft. Zur Probewaschung wurde destilliertes Wasser verwendet.

VERSUCHSAUSFÜHRUNG

Die Bohrproben wurden zunächst unter 100%igem Vakuum mit Salzwasser gesättigt. Nachträglich wurde das Probestück mit Erdöl, bis zur Erreichung der gewünschten Wassersättigung ausgewaschen². Zur Erzielung einer bestimmten Luftsättigung wurde die Erdölsättigung, mittels eines durch die Gesteinsprobe hindurchgeschickten Luftstromes, mit periodischer Strömungsumkehrung vermindert.

Die Waschungen wurden unter Aufrechterhaltung eines konstanten Differentialdruckes durchgeführt. Die verbleibende Erdölsättigung wurde im Augenblick des Aufhörens des Erdölflusses bestimmt, und zwar sowohl durch Abwiegen, als auch aus der Differenz zwischen der anfangs im Probestück enthaltenen und der ausgeschiedenen Erdölmenge, wobei auch das Volumen der Poren berücksichtigt wurde. Zwecks Kontrolle wurde in einigen Fällen, nach Bestimmung der verbleibenden Erdölsättigung, noch eine dem 10—20fachen Porenvolumen entsprechende Wassermenge hindurchgeschickt, wobei die Erdölmenge nicht mehr anwuchs.

VERSUCHSERGEBNISSE UND DEREN DEUTUNG

Zwecks Bestimmung der Beziehung zwischen der ursprünglichen Erdöl-, Gas- und Wassersättigung und der nach der Waschung verbleibenden Erdölsättigung wurden 29 Versuche durchgeführt. Die ursprünglichen Sättigungsgrade an Wasser lagen zwischen 9,9 % und 67,3 %, diejenigen an Erdöl zwischen 16,4 % und 90,1 % und an Gasen zwischen 0 und 47,3 %. Die nach der Waschung erzielten Ergebnisse sind in Tabelle 2 eingetragen, in welcher die remanenten Wasser-, Erdöl- und Gassättigungsprozente, sowie die erzielte Endertragsziffer angegeben sind³.

¹ Um direkt auf natürliche Vorkommen anwendbare Ergebnisse zu erzielen, müßten die Versuche an Modellen vorgenommen werden, deren praktische, den Ähnlichkeitsprinzipien entsprechende Ausführung ein bisher nicht vollständig gelöstes Problem darstellt.

² Die Wasser- und Erdölsättigung wurde durch Abwiegen bestimmt.

³ Unter Endertragsziffer ist das Verhältnis zwischen der gesamten, durch Waschung erzielten Erdölmenge, und der gesamten, in der Bohrprobe ursprünglich enthaltenen Erdölmenge, zu verstehen.

In Abbildung 2 wurden die für die verschiedenen Proben bestimmten remanenten Sättigungsgrade, in ein ternäres Diagramm, in Abhängigkeit von den ursprünglichen Sättigungen an Erdöl, Wasser und Gasen dargestellt. Trotz der erheblichen Streuung der Darstellungspunkte, die wahrscheinlich auf die oben angeführten Gründe zurückzuführen ist, konnte die allgemeine Tendenz der Kurven gleicher remanenter Erdölsättigung festgestellt werden.

Tabelle 2
Versuchsergebnisse bei Wasserwaschung von Gesteinsproben verschiedener ursprünglicher Sättigung

Versuchs Nr.	Gest. Probe Nr.	Anfangssättigung %			Endsättigung %			Ertrags- ziffer $\frac{A \cdot N}{N} \%$
		Wasser S_{wa}	Erdöl S_{ea}	Gas S_{ga}	Wasser S_{we}	Erdöl S_{ee}	Gas S_{ge}	
1	8	23,4	66,7	9,9	56,4	34,1	9,5	48,9
2	5	22,0	66,3	11,7	57,7	34,9	7,4	47,5
3	7	53,2	16,4	30,4	75,2	13,4	11,4	18,6
4	9	11,2	48,8	40,0	59,1	29,8	11,1	39,0
5	8	9,9	55,1	35,0	56,5	30,5	13,0	44,7
6	4	21,3	37,3	41,4	60,7	24,6	14,7	34,1
7	4	41,0	37,8	21,2	65,4	23,1	11,5	39,0
8	8	41,0	44,2	14,8	68,4	25,6	6,0	42,0
9	9	43,4	32,0	24,6	57,6	19,6	22,8	38,7
10	6	37,3	41,8	20,9	66,2	24,1	9,7	42,3
11	4	10,9	68,2	20,9	55,4	32,4	12,2	52,5
12	5	21,4	51,7	26,9	54,4	28,0	17,6	45,8
13	9	34,8	46,1	18,8	60,2	25,5	14,4	45,2
14	8	40,8	38,5	20,7	65,3	22,5	12,2	41,7
15	5	47,0	27,3	25,7	72,0	18,3	9,7	32,9
16	4	58,7	21,0	20,3	81,0	12,7	6,3	39,4
17	9	11,2	41,6	47,3	58,4	29,1	12,5	29,9
18	8	12,1	44,4	43,5	62,0	26,0	12,0	41,5
20	4	11,2	65,7	23,1	53,5	34,7	12,0	47,2
21	7	47,8	40,0	12,2	64,5	22,9	12,6	47,7
22	8	19,9	58,0	22,1	57,7	29,7	12,6	48,4
23	9	12,3	59,0	28,7	58,2	30,0	11,8	49,3
25	4	46,9	31,0	22,1	64,1	21,6	14,3	30,4
26	5	67,3	20,2	12,5	69,5	18,2	12,3	10,1
27	4	38,0	62,0	0	73,2	24,8	0	60,0
28	7	30,1	69,9	0	60,1	39,6	0	43,5
29	9	28,8	71,2	0	62,0	38,0	0	51,0
30	9	26,1	73,9	0	57,8	43,2	0	41,5
31	8	9,9	90,1	0	56,6	43,4	0	51,8

Aus Tabelle 2 und Abbildung 2 können folgende Schlüsse gezogen werden:

a) bei einer gegebenen Anfangssättigung an Wasser verringert sich die remanente Sättigung an Erdöl, mit Zunahme der Anfangssättigung an Gasen.

b) bei einer gegebenen Anfangssättigung an Gasen, steigt die remanente Sättigung an Erdöl, mit Zunahme der Anfangssättigung an Erdöl.

c) bei einer gegebenen Anfangssättigung an Erdöl, verringert sich zunächst die remanente Sättigung an Erdöl und steigt dann mit Abnahme der Sättigung an Gasen.

Auf diese Weise ergibt sich, bei gegebener Anfangssättigung an Erdöl, ein bestmögliches Verhältnis zwischen Anfangssättigung an Wasser und Gasen, für welches die verbleibende Sättigung an Erdöl den geringsten Wert aufweist. Ebenso ergibt sich bei Überprüfung der in Tabelle 2 angegebenen Ergebnisse, daß bei einer bestimmten Anfangssättigung an Wasser, die Ertragsziffer mit wachsender Gassättigung abnimmt. Mit

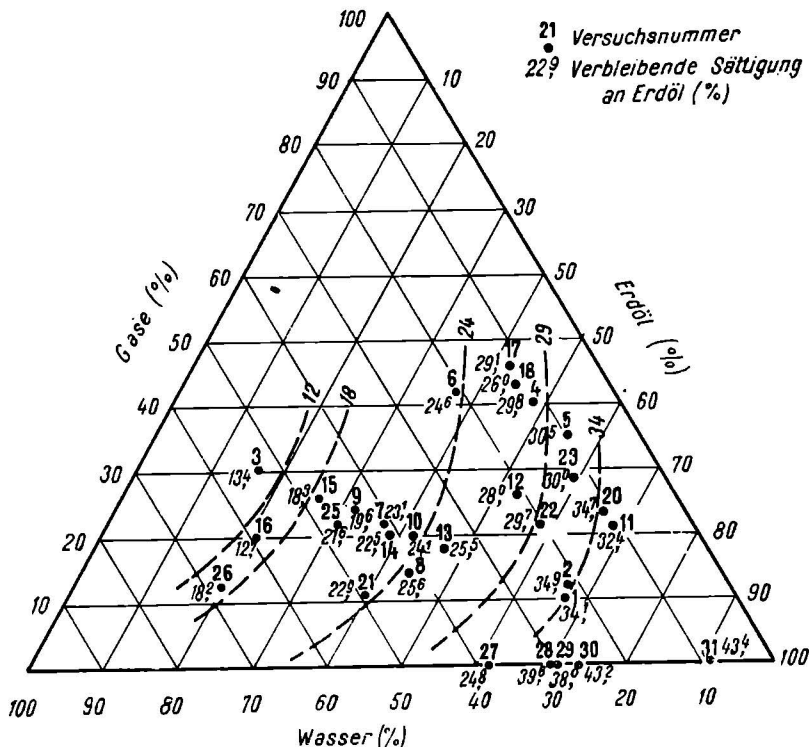


Abb. 2. — Kurven gleicher remanenter Erdölsättigung nach dem Auswaschen von an Erdöl, Wasser und Gas gesättigten Gesteinsproben.

anderen Worten verursacht, bei einer bestimmten Anfangssättigung an Wasser, die Zunahme der Anfangssättigung an Gasen, eine Verringerung sowohl der, nach der Waschung remanenten Erdölmenge, als auch des Verhältnisses zwischen der gewonnenen Erdölmenge und der zu Anfang des Versuches in der Gesteinsprobe enthaltenen Erdölmenge.

Die obigen Ausführungen legen die Möglichkeit nahe, eine erhöhte Erdölmenge durch primäre Ausbeutung des Lagers ohne den Druck natürlich oder künstlich hoch zu halten¹ und durch nachträgliche Was-

¹ Dies bezieht sich auf Lager, bei denen kein vollständiger Ersatz der Flüssigkeiten und Gase durch das vordringende Synklinalwasser festzustellen ist, oder auf Lager mit einer primären Gasdecke von beträchtlichen Ausmaßen.

serwaschung in der Endphase, zu erzielen. Das Auswaschen kann entweder durch Wassereinspritzung in einem sekundären Gewinnungsprozeß vorgenommen werden, sofern kein Synklinalwasservordringen festzustellen ist, oder aber — falls teilweise mit Wasser nachgeschoben wird — durch natürliche Überschwemmung in der Endphase, nachdem zu Beginn der Förderung das Lager große Erdölmengen ergeben hat.

Die Gültigkeit obiger Ausführungen wird durch den Volumenminderungsfaktor, auf Erdöllager von geringer Volumenminderung eingeschränkt. Das ist auf ein Anwachsen der toten Erdölmenge im remanenten Erdöl, bei gleichzeitiger Druckabnahme im Lager zurückzuführen. Wenn im remanenten Erdöl die Abnahme der durch eine vorhandene Gassättigung, erzielten Sättigung geringer als das Anwachsen des Gehaltes an totem Erdöl im remanenten Erdöl ist, werden aus einem Lager, bei dessen Überschwemmung unter geringem Druck, geringere Erdölmengen zu erzielen sein. Im allgemeinen ist für jedes Lager das Vorhandensein eines bestmöglichen Druckes¹ vorauszusehen, unter dem das Lager zu überschwemmen ist, um einen Höchstertrag an Erdöl zu erzielen.

Da bei den angeführten Versuchen noch nichts unternommen worden ist, um den Einfluß der ursprünglichen Gassättigung auf die Ertragsziffer bei Erscheinung von Wasser oder bei Anwachsen des Prozentsatzes an Verunreinigungen festzustellen, so kann deren Einfluß auf die Ergiebigkeit des Lagers bis zum Zeitpunkt, wo dieses wegen Zunahme des Gehaltes an Verunreinigungen zu einer vom technisch-wirtschaftlichen Standpunkt nicht mehr vertretbaren Höhe aufgegeben werden muß, nicht bestimmt werden.

Diese Frage kann zweckmäßigerweise den Gegenstand einer künftigen Untersuchung bilden.

Mitgeteilt den 2. Juli 1956

LITERATUR

1. C. R. HOLMGREN and R. A. MORSE, *Effect of free gas saturation on oil recovery by water flooding*. Trans. AIME, 1951, 192, 135.
2. DYKSTRA, HERMAN and R. L. PEARSONS, *The production of oil recovery by waterflood*. Secondary Recovery of Oil in the United States, API, 2. Aufl., 1950, 160.
3. В. П. ЛИСУНОВ, *Влияние вязкости на нефтеотдачу пласта*. Гостоптехиздат, 1954.
4. A. B. DYES, *Production of water-driven reservoirs below their bubble point*. Journal of Petroleum Technology, Okt. 1954.
5. DANIEL, BASS M. JR. and P. B. CRAWFORD, *Experimental waterflooding recoveries above and below the bubble point*. Journal of Petroleum Technology, Jan. 1956.
6. J. R. KYTE, R. J. STANCLIFT, S. C. STEPHAN and I. A. RAPOPORT, *Mechanism of waterflooding in the presence of free gas*. Journal of Petroleum Technology, Sept. 1956.
7. R. HAUER, D. CODREANU et al., *Elaborarea unei metode pentru studiul proceselor de împingere a fişeiului de către apă, confecţionarea unei aparaturi adecvate şi executarea experimentelor asupra mediilor poroase, executate în scopul stabilirii unor reguli fundamentale pentru procesul de împingere*. Thema 2 b/1954, LCCS Cîmpinaî Dez. 1954.

¹ Dieser Druck kann kleiner oder gleich dem Sättigungsdruck sein.

VERIFICAT
1987

PRINTED IN RUMANIA

