

B. I. G.

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

60931

# COMPTES RENDUS

DES

# SÉANCES

TOME XXIII  
(1934 — 1935)



MONITEUR OFFICIEL ET IMPRIMERIES DE L'ÉTAT  
IMPRIMERIE NATIONALE  
BUCAREST  
1940



Institutul Geologic al României

Pour tout échange des publications de l'Institut Géologique  
de Roumanie s'adresser à la

*Bibliothèque*

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

1, *Chaussée Kiseleff*

Bucarest (II)



Instituțutul Geologic al României

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

# COMPTES RENDUS

DES

## SÉANCES



TOME XXIII  
(1934 — 1935)

MONITEUR OFFICIEL ET IMPRIMERIES DE L'ÉTAT  
IMPRIMERIE NATIONALE  
BUCAREST  
1940



Institutul Geologic al României



# COMPTES RENDUS

DES SÉANCES

DE

L'INSTITUT GEOLOGIQUE DE ROUMANIE

---

Séance du 7 décembre 1934

La séance est ouverte sous la présidence de M. G. MACOVEI, directeur.

Avant de passer à l'ordre du jour, M. MACOVEI constate avec satisfaction que le programme de travail sur le terrain a été exécuté presque entièrement. Il regrette de n'avoir pas eu la possibilité, à cause de son programme personnel, de visiter tous les géologues dans leurs régions. Ses travaux ne lui ont permis de voir que M. M. PAUCĂ, dans les Monts du Bihor et MM. GHIȚULESCU et SOCOLESCU qui ont entrepris un levé détaillé du Quadrilatère aurifère.

Il remercie, enfin, les membres de l'Institut qui ont rempli leur tâche avec tant d'exactitude et d'entrain.

— M. G. RUSSO. — Les éléments de base des travaux gravimétriques à l'aide du pendule <sup>1)</sup>.

---

<sup>1)</sup> Le manuscrit n'a pas été reçu à la rédaction.



## Séance du 14 décembre 1934

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. D. GIUȘCĂ. — Note préliminaire sur la genèse du gisement aurifère de Săcărâmb <sup>1)</sup>.

## Séance du 11 janvier 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. ȘT. GHICA-BUDEȘTI. — La transgression tertiaire sur le bord des Carpates méridionales entre l'Olt et le Vâlsan <sup>2)</sup>.

Au cours des recherches que nous poursuivons depuis cinq années dans les Carpates méridionales, nous nous sommes occupés des schistes cristallins. La question que nous désirons présenter ici concerne une région qui est en connexion cartographique avec l'objet principal de nos recherches; c'est pourquoi nous nous limitons seulement à relever certaines observations sans songer à traiter cette question d'une manière complète.

La présence des dépôts tertiaires dans les vallées de l'Olt, de l'Argeș et dans la Valea Doamnei a été reconnue par GR. ȘTEFĂNESCU dès 1872 et en 1884 SABBA ȘTEFĂNESCU <sup>3)</sup> mentionne les dépôts du Bassin de Titești. En 1898 M. MRAZEC et MURGOCI <sup>4)</sup> s'occupent des dépôts du bassin sédimentaire de Brezoi. En 1899, REDLICH <sup>5)</sup> décrit les fossiles trouvés dans les calcaires récifaux à l'embouchure du Lotru. Le Bassin de Titești a été étudié

<sup>1)</sup> Publiée dans *Buletinul Laboratorului de Mineralogie Generală al Universității*, Vol. I, București, 1935.

<sup>2)</sup> Cette note est une traduction abrégée de la communication tenue à la séance de l'Institut. Nous avons cru qu'il était convenable de ne pas changer son caractère de narration, d'autant plus que des recherches ultérieures ont apporté beaucoup de précisions sur lesquelles il convient de ne pas anticiper.

<sup>3)</sup> ȘTEFĂNESCU SABBA. Memoriu relativ la geologia jud. Argeș. *Anuarul Bir. Geol.* 1883—84, Nr. 5.

<sup>4)</sup> MRAZEC L. Asupra vârstei Brechiei de Brezoiu. *Bul. Soc. de Științe*, An. XIII. Buc. 1904.

<sup>5)</sup> REDLICH M. Geologische Studien im Gebiete des Olt- und Oltetzthales in Rumänien. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XLIX, 1899.



ensuite par M. I. P.-VOITEȘTI dans sa thèse<sup>1)</sup>; c'est également M. VOITEȘTI qui a étudié avec certain détail le Bassin de Brezoi<sup>2)</sup>. Je tiens à mentionner enfin un croquis de carte publié en 1910 par MURGOCI, dans une brochure imprimée comme guide pour une excursion de l'École des Ponts et Chaussées, lequel donne de cette région l'image la plus fidèle et la plus suggestive parue jusqu'à ce jour.

La carte géologique 1:1.500.000 montre le Bassin de Brezoi avec la couleur du Crétacé supérieur et le bassin de Titești à contour ovoïde avec la couleur de l'Eocène.

D'après tous ces travaux et d'autres beaucoup plus récents, à l'E de la dépression topographique de la Loviște réapparaîtrait le cristallin. La nature de ce cristallin nous intéressait vivement étant donné que son caractère devait permettre de résoudre certaines questions de tectonique. Dans un travail tout récent, M. STRECKEISEN<sup>3)</sup> avait en effet admis, en reprenant ainsi une hypothèse de M. VOITEȘTI, que la «Nappe de la Leaota» se retrouverait jusque dans la vallée de l'Olt avec les mêmes caractères pétrographiques. C'est pourquoi nous avons entrepris avec M. GHERASI et M. GIUȘCĂ une excursion dans la vallée du Topolog. Partis de Perișani nous montâmes à Mâglele. Dans la forêt nous ne parvenions pas à saisir la limite du Tertiaire et du cristallin. Puis nous sommes descendus dans la vallée du Topolog sans rencontrer autre chose que des blocs épars, si bien que nous avons admis que des dépôts de terrasses recouvraient tout. Ce n'est que lorsque nous quittions cette région pour monter vers le fond de la vallée que nous avons rencontré un affleurement de roches qui n'étaient certes ni des schistes cristallins, ni des dépôts de terrasses: c'était des schistes dont le facies a immédiatement rappelé à M. GHERASI les dysodiles de l'Oligocène. Cette observation posait un problème fort important et plus tard je suis

<sup>1)</sup> VOITEȘTI I. P. Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique gétique. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. III, f. 2, 1909.

<sup>2)</sup> VOITEȘTI I. P. Pânza conglomeratului de Bucegi în Valea Oltului cu date noi asupra structurii acestei văi în regiunea Carpaților meridionali. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII, 1914.

<sup>3)</sup> STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI (1931), București 1934.



retourné dans la vallée du Topolog. J'ai pu trouver dans la Valea Piscăriei un affleurement de grès identiques à ceux de l'Éocène de Călimănești. Dans la forêt séculaire entre le Topolog et l'Argeș les affleurements font totalement défaut jusqu'à une certaine limite vers le N où apparaissent les schistes cristallins. Dans la Valea Glodului et dans la Valea Călugăresei apparaissent des affleurement très peu découverts de conglomérats mal cimentés et le lit des rivières est rempli de blocs arrondis et de sables. Ces blocs sont très variés et on y trouve toutes les variétés de roches qui constituent le versant méridional de la crête du Făgăraș. Dans la Vallée de l'Argeș il n'existe pas d'affleurements de schistes cristallins entre le tunnel et la Valea cu Pești; par contre, des sables forment de hautes falaises en plusieurs endroits. M. REINHARD les a indiqués sur sa carte et les considérait quaternaires. A l'E de l'Argeș, dans la Valea Lupului, nous avons retrouvé des conglomérats semblables à ceux de la Valea Călugăresei, beaucoup mieux visibles, découverts souvent sur plusieurs mètres. Dans la Valea Limpede, on trouve de très grands affleurements de conglomérats qui ressemblent beaucoup au Burdigalien, ainsi que des couches d'argiles grises probablement miocènes. Sur les lignes de crêtes et sur les croupes arrondies, les affleurements manquent aussi dans cette région. Cependant vers le Nord, à partir d'une ligne qui passe par Poiana Mărăcine, Poiana Paltinului, apparaissent les schistes cristallins.

Entre la Valea Limpede et la Valea Vâlsanului il n'y a que quelques kilomètres. Les recherches de M. VOIȚEȘTI ont montré que là les couches eocènes sont en transgression tout autour du Gneiss de Cozia qui affleure pour la dernière fois au Vârful Cheii. Ces grès se retrouvent plus au Nord mais il ne tardent pas à être recouverts par les conglomérats de la transgression miocène.

Dans ces conditions il nous semble nécessaire d'admettre que, entre les bassin de Titești et les Câmpiile Vâlsanului, il existe une dépression remplie de dépôts sédimentaires. Si la limite N n'est pas encore bien nettement placée par suite du manque d'affleurements, la limite S est marquée dans la topographie par l'imposante faille qui borde la chaîne des Gneiss de Cozia. Cette chaîne se dresse sur près de 80 km de longueur et culmine au Narăț au dessus de Brezoi, au Vf. Cozia, à Poiana Spinului, au



Vf. Frunții à la Măgura Arefului, au Ghițu. Le précipice si bien marqué dans la morphologie coïncide certainement avec une faille géologique d'une longueur de plus de 70 km et d'un rejet qui peut dépasser 1000 m: à Brezoi par exemple l'Eocène est à 300 m d'altitude, tandis que sa base est au sommet du Narăț à 1.400 m. Dans le bassin de Brezoi on peut observer aussi que les couches de grès et de conglomérats plongent de 50 à 70 degrés vers le Sud et buttent contre la faille.

Nous allons voir que la stratigraphie est loin d'être encore bien connue, et elle sera difficile à préciser par suite du manque d'affleurements. C'est également pour cette dernière raison que l'on a ignoré jusqu'à ce jour l'extension du bassin.

*Stratigraphie des dépôts dans le Déroit de la Loviștea.* Dans le bassin dont nous venons d'indiquer l'aire d'extension et auquel nous proposons de donner ce nom, les dépôts les plus anciens que l'on connaisse appartiennent au Sénonien. C'est en effet l'âge que les fossiles décrits par REDLICH permettent d'attribuer au calcaires de Gura Lotrului. Mais on ne saurait affirmer s'ils sont en place ou s'ils forment des blocs dans des conglomérats. Cependant M. VOITEȘTI a décrit le Sénonien marneux de Gura Văii lui Stan, du Vasilatu, de la Valea Călineștilor et de Izvorul Știubeiului. REDLICH indique sur son esquisse de carte, et à juste titre, la présence du Sénonien récifal et marneux au dessus de Găujani. Cet affleurement est omis sur les cartes plus récentes. Nous avons retrouvé des calcaires récifaux aussi à Cărbunăriile. Ceci nous permet de considérer la limite septentrionale du bassin de Titești comme une bordure de transgression de la mer sénonienne sur les schistes cristallins que le paroxysme mesocrétacé venait de soulever.

C'est donc le Sénonien qui marque le début de la transgression; il est développé sous le facies récifal à Hippurites et sous le facies marneux à Céphalopodes et Inocérames; gréseux parfois, on ne le trouve pas sous l'aspect de couches rouges à l'intérieur du bassin bien que, à quelques kilomètres de là, à Priporu, nous ayons trouvé de semblables marnes rouges.

Au Sénonien fait suite une imposante série de conglomérats. Dans le Bassin de Brezoi ils ont attiré dès longtemps l'attention



par suite des dimensions considérables de leurs éléments constitutifs; entre autres ces blocs de calcaires sénoniens. Pour ces blocs on pourrait admettre que ce sont des récifs et alors que les conglomérats sont également sénoniens. Le présence de blocs de gneiss non moins immenses nous conduit à admettre qu'il s'agit d'un conglomérat bréchiforme provenant du dépôt des blocs descendus par les torrents de crêtes voisines dans la cuvette tertiaire. M. VOITEȘTI incline à attribuer à ces conglomérats un âge danien sans avoir cependant de preuves paléontologiques évidentes; l'Eocène ne se trouverait pas dans le Bassin de Brezoi proprement dit. Nous ne pensons pas cependant qu'il faille séparer ce bassin du bassin de Titești. Entre Jghiabul Albioara Drăgănești, Gura Lotrișorului et Muchia Vetrii Rele on peut suivre une bande, assez étroite il est vrai, mais continue, de dépôts conglomératiques qui permettent de rétablir la continuité de ces deux bassins. Cette bande dont nous avons levé la limite avec détail est assez étroite étant comprise entre la faille de la Cozia et l'anticlinal de Valea Bețelului, gura Băiașului.

Dans le Bassin de Titești, les conglomérats éocènes sont moins grossiers à blocs mieux arrondis; ceci provient probablement de différences locales dans les conditions de sédimentation et n'implique pas un différence d'âge. Dans ce bassin on trouve aussi des grès, des sables et aussi des marnes et des argiles qui occupent surtout le centre de la cuvette dans lesquels M. VOITEȘTI a recueilli des Nummulites et d'autres fossiles caractéristiques. Dans la Valea Topologului, au S de l'embouchure de la Valea Rudei (V. Rudarilor) apparaissent des schistes qui ressemblent assez bien au dysodiles de l'Oligocène des Subcarpatés de Munténie, à ceux de Suslănești par exemple; ils sont en contact immédiat avec les Gneiss de Cumpăna mieux visibles dans la Valea Iedului.

Dans la vallée du Vâlsan l'Eocène est gréseux, bien stratifié au N des « Chei » tandis qu'au S, sur le cristallin de Cozia se trouve un gros banc de conglomérats bien cimentés, et une puissante série de grès, à blocs de calcaires.

On sait qu'entre l'Oligocène et le Méditerranéen on ne peut admettre, en Munténie, une continuité de sédimentation.

C'est au Burdigalien que la transgression marine se manifeste à nouveau. Elle a été mise en évidence par M. VOITEȘTI pour



toute la région à l'E du Vâlsan et nous croyons qu'elle s'étend aussi dans la région entre le Vâlsan et la Valea Călugăreasa. Nous considérons toutefois qu'ils serait prématuré de parler de la stratigraphie des dépôts miocènes aussi longtemps que je ne connais que quelques affleurements disparates de conglomérats grossiers et de marnes grises.

*Tectonique.* Le paroxysme orogénique dans les Carpates méridionales est mésocrétacé. En tous cas dans la région centrale il est antesénonien ainsi que le démontre la présence du Sénonien transgresif sur le cristallin dans le Bassin de Brezoi. Mais les mouvements orogéniques ont continué et ils se manifestent par le plissement du Bassin de Brezoi. On pourrait admettre qu'il s'agit d'un simple glissement du paquet sédimentaire vers le point bas, au pied de la faille. En fait le cristallin aussi est poussé sur les dépôts sédimentaires. Dans la Valea Călineștilor le cristallin chevauche, légèrement il est vrai, le Sénonien; le pendage est d'environ 40 degrés. Dans la Valea Bețelului le cristallin du soubassement, et il n'est pas douteux que c'est le cristallin du soubassement, forme un anticlinal lequel est localement en chevauchement sur le Tertiaire, les pendages pouvant atteindre localement 70°. De semblables plissements du soubassement doivent être la règle générale; il nous semble très improbable que le fond du bassin aie conservé sa forme de cuvette.

Sur la bordure N du bassin de Titești il est évident que les calcaires récifaux marquent la limite de la transgression. Plus à l'E la bordure N du prolongement de ce bassin est mal connue; elle montre, dans la Vallée du Topolog un contact direct de l'Oligocène et du cristallin à l'embouchure de la Valea Rudei. Entre le Vâlsan et le Râul Doamnei, M. VOITEȘTI a admis un chevauchement du cristallin sur le Tertiaire, presque une nappe. Ceci ne paraît pas évident.

Le bord S du bassin est marqué par la grande faille Brezoi-Cheile Vâlsanului, dont nous avons parlé plus haut.

Il serait superflu de montrer en conclusion toutes les lacunes de nos connaissances tant sur la stratigraphie que sur l'extension du Tertiaire sur la bordure méridionale des Carpates méridionales centrales. C'est un problème qui doit nous préoccuper. Conten-



tons-nous pour le moment de montrer que là où l'on admettait l'existence du cristallin de la Nappe de la Leaota on trouve en fait des dépôts tertiaires.

### Séance du 18 janvier 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. N. PETRULIAN. — Les minerais de cobalt de la Valea lui Neguleț (Bădeni-Ungureni) <sup>1)</sup>.

— MM. EM. PROTOPOESCU-PACHE et M. ILIE. — Le forage de Basarabasca (dép. de Tighina) et considérations sur l'hydrologie souterraine de la Bessarabie <sup>2)</sup>.

### Séance du 25 janvier 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. I. GAVĂT. — Carte gravimétrique de la région Doicești-Târgoviște-Bucșani-Gura Oeniței <sup>3)</sup>.

### Séance du 1-er février 1935.

Présidence de M. SAVA ATHANASIU.

— M. N. ONCESCU. — Le synclinal de Piatra Craiului (Communication préliminaire).

La région étudiée se trouve comprise sur les feuilles 1:20.000, de Rucăr, Dragoslavele, Podul Dâmboviței. Fundățica-Strunga et la feuille autrichienne de Bran, de la carte 1:25.000. Elle est limitée, à l'W par la ligne de partage des eaux entre l'Argeșel et la Dâmbovița, à l'E par la crête de Mateiașu et, à partir de l'affleurement tithonique de Piatra Dragoslavelor, par la limite dirigée SW—NE, entre le cristallin de Leaota et les calcaires

<sup>1)</sup> Publié dans *An. Inst. Géol. Rom.*, Vol. XVII, București, 1936.

<sup>2)</sup> Le manuscrit n'a pas été reçu à la rédaction.

<sup>3)</sup> Publiée dans *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XXI, p. 22, București 1937.



tithoniques. A l'E, cette limite passe par la Valea Popei et la rivière de Poarta, et au N par la colline de Măgura-Bran.

Le relief de cette région est remarquable par les dépressions de Rucăr et de Podul Dâmboviței et par les crêtes, dirigées N-S, de Piatra Craiului et de Cozia-Piatra-Galbenă. Vers l'E se trouvent les collines à hauteurs peu variées des environs de Bran. La colline de Giuvala-Fundățica, ligne de partage entre les bassins de la Dâmbovioara et de Bârsa, est orientée W-E.

Cette contrée a été déjà étudiée, au point de vue géologique autant que paléontologique, par plusieurs auteurs, HERBICH, GR. ȘTEFĂNESCU, COBĂLCESCU, TOULA, UHLIG, SIMIONESCU, POPOVICI-HATZEG, E. JEKELIUS.

En ce qui concerne la géologie de la région, on est en présence ici de formations sédimentaires d'âge mésozoïque (Jurassique-Dogger et Malm —, et Cretacé inférieur et supérieur), constituant dans leur ensemble un grand synclinal. Ce synclinal est compris entre deux pays, cristallins: à l'W le cristallin du Făgăraș, à l'E celui de la Leaota. Nous appellerons ce synclinal, le Synclinal de Piatra Craiului. Il atteint sa largeur maxima de 18 km au NE et se rétrécit graduellement vers le SW, jusqu'à 9 km dans la région de Rucăr. Plus loin dans cette direction, le Mésozoïque ne constitue plus que de petits lambeaux à la surface du cristallin.

### Les schistes cristallins.

a) **Le cristallin de bordure** qui constitue l'encadrement du synclinal mésozoïque, n'a pas encore été levé en détail; nous nous proposons de nous en occuper dans la prochaine campagne de travail. Pour le moment, nous nous bornons à signaler la prédominance dans ce cristallin, de roches d'épizone; les chloritoschistes sont particulièrement bien développés. On y remarque des chloritoschistes à quartz, et des chloristoschistes sériciteux.

Entre Rucăr et Dragoslave, dans la Valea Poenei et passant dans les hauteurs de la rive droite de la Dâmbovița, on remarque une prédominance des chloritoschistes à quartz. Ces roches sont particulièrement développées dans la colline de Plășorul.

Dans la montagne de Vârtoapele, au-dessous de la limite des calcaires tithoniques, le quartz apparaît seul constituant un



puissant affleurement d'environ 100 m.c. Dans cet affleurement, et dans quelques autres moins importants du voisinage immédiat, les directions sont N 75° E et le plongement de 50° S. On rencontre des ségrégations quartzеuses également dans la colline qui descend de Căpitanul, vers Plăicul (rive droite de la Dâmbovitza); elles prolongent en direction les affleurements analogues de Vârtoapele (rive gauche de la Dâmbovița) et appartiennent à la même zone.

Dans cette zone de chloritoschistes, on trouve des intercalations d'amphibolites. De telles roches se rencontrent dans la Valea Pravățului sur le chemin de Dragoslavele à Nămăești, et aussi au dessous de la limite des conglomérats cénomaniens du fond de la Valea lui Ecle.

La bordure orientale, vers le massif de la Leaota, est plus variée de constitution; on y trouve, en dehors de chloritoschistes, des micaschistes et des gneiss. Ainsi, sous le calcaire tithonique de Piatra Dragoslavelor, dans le chemin vers Albescu, on remarque des micaschistes bien développés, tandis que dans la Valea Ghimbavului, avant l'entrée des défilés, on rencontre des gneiss blancs. Les mêmes gneiss blancs se trouvent aussi dans l'ensellement de Ghimbavu. L'apparition de ces roches appartenant à une zone plus profonde de métamorphisme, indique une érosion plus active à cet endroit durant le dépôt des formations du Synclinal de Piatra Craiului.

*b) Le cristallin du soubassement.* A l'intérieur de l'étendue occupée par le Mésozoïque, affleurent en plusieurs endroits, sous les formations sédimentaires, des schistes cristallins.

M. JEKELIUS a cité, dans son travail sur la géologie du col de Bran, des affleurements cristallins sur plusieurs points: dans la Valea Spârlei, dans la Valea Sbârcioarei, et dans la vallée supérieure de Moeciu. Le profil donné par l'auteur passe par ces points. J'ai eu l'occasion de lever toutes ces contrées. De ces affleurements cristallins le plus important comme surface se trouve dans la Valea Spârlei: les chloritoschistes qui s'y trouvent constituent une bande N-S longue de près de deux km, sa largeur atteignant 300 m. Cette bande cristalline supporte vers l'W les calcaires tithoniques de Piatra Coziei, à la base desquels on observe



une zone de jaspes épaisse de quelques mètres. Vers l'E, le cristallin vient en contact direct avec les conglomérats cénomaniens. La bande de cristallin disparaît sous les conglomérats, pour revenir au jour 200 m plus au S, sous les mêmes conglomérats associés à des calcaires, au fond de la Valea Strâmbei.

Le cristallin montre peu d'extension dans la Valea Sbârcioarei; il y est réduit à un ruban allongé d'environ 300 m, sa largeur ne dépassant pas celle du thalweg. A cet endroit cependant, comme M. JEKELIUS l'a montré, le sédimentaire de couverture débute par les couches doggériennes de Klaus.

Dans la vallée du Moeciu supérieur, à sa sortie des calcaires tithoniques de Cheia, le cristallin apparaît également sur une faible étendue, et supporte vers l'E le sédimentaire commençant avec les jaspes.

En dehors de ces points cités par M. JEKELIUS, j'ai rencontré le cristallin en trois autres endroits:

1. Dans le cours supérieur de Valea Izvorului, au-dessous de la route de Giuvala, se trouve un petit affleurement de chloritoschistes à direction N55°W, plongeant au N. Il supporte le Tithonique.

2. Dans la Valea Lungă, qui est parallèle à celle du Moeciu supérieur, affleure sur une longueur de 1,5 km, une bande étroite de cristallin, supportant directement les conglomérats cénomaniens. Les chloritoschistes y montrent des intercalations de schistes graphiteux à quartz. La direction en est N 60°W, avec un plongement S de 25°.

3. Dans la Valea Poarta, à 1 km de distance du pont de la chaussée de Bran à Braşov, affleurent sur une faible surface des chloritoschistes montrant une direction N 70° W et un plongement N de 30°; le petit affleurement est de toutes parts entouré par le conglomérat.

### Les dépôts sédimentaires du Synclinal de Piatra Craiului.

La sédimentation a eu lieu en deux phases distinctes. La première a duré depuis le Dogger jusque dans le Crétacé inférieur (Barrémien). La deuxième a commencé dans le Gault supérieur



pour continuer durant le Cénomaniens et jusque dans le Sénonien. Dans l'intervalle, de l'Aptien au Gault moyen, se place une époque d'exondation du bassin due aux mouvements précurseurs dans les Carpates. C'est à cette époque d'exondation que correspond la lacune stratigraphique dans la série sédimentaire.

**Jurassique.** Le *Dogger* est représentée par les grès calcaires compacts, de nuance gris-bleue, en bancs de 15 à 20 cm d'importance, connus sous le nom de « Couches de Klaus ». Dans la région déjà levée, ils se rencontrent seulement dans la Valea Sbârcioarei, où ils recouvrent le cristallin du sousbassement. Ils sont surmontés, ici comme à Strunga dans les Bucegi, par les couches de jaspe.

*Malm.* Le Callovien est représenté par des calcaires rouges en bancs puissants, à fossiles mal conservés et faisant corps avec la roche; on y reconnaît des Céphalopodes, des Lamellibranches, des tiges de Crinoides à section circulaire et pentagonale.

J'ai levé le calcaire rouge du Griul Lupului, en laissant pour une autre occasion celui cité par POPOVICI-HATZEG sous le calcaire tithonique du versant W de Piatra Craiului; celui-ci sera levé avec tout l'ensemble de ce versant.

Dans le Griul Lupului, les calcaires rouges débutent par un horizon de 3 m de conglomérats, dont les éléments consistent en grands blocs arrachés au cristallin du support. Le lever de ces calcaires rouges est assez malaisé, du fait qu'ils sont en règle générale masqués, les seuls affleurements se trouvant dans quelques vallées. Il est particulièrement difficile de tracer la limite entre ces couches et les calcaires tithoniques qui les recouvrent, limite qui ne peut être nulle part saisie avec certitude. On peut espérer de meilleurs résultats dans le versant W de Piatra Craiului, qui est découvert; c'est ici que l'on pourra mieux voir le passage au Tithonique, et résoudre en même temps la question de la position des jaspes par rapport à ces deux formations.

Les calcaires rouges du Griul Lupului ont la même direction que les calcaires tithoniques qui les recouvrent: direction N 20°E, plongement 30° vers l'E.



La détermination et la révision des matériaux paléontologiques de cet étage, comme de toutes les formations géologiques de la région, fera l'objet de prochaines recherches.

**Oxfordien.** Représenté par des jaspes, l'étage constitue des dépôts peu importants, en couches de 5 à 10 cm d'épaisseur. Ces jaspes sont de couleur rose ou rouge et se trouvent, dans les affleurements, toujours à la base des calcaires tithoniques qui les recouvrent en concordance. J'ai eu la possibilité de bien les séparer et lever, dans la Valea Spârlei, dans celle du Moeciuc supérieur et dans la Valea Sârcioarei.

Les jaspes apparaissent au début de la Valea Spârlei, au dessus du cristallin et à la base des calcaires tithoniques, se laissant suivre sur une distance de plus de 1 km; ils y constituent une zone de quelques mètres seulement. Ils sont discordants par rapport au cristallin et supportent en concordance les calcaires tithoniques; leur direction est N 20° E et le plongement W de 40°.

Dans le Moeciuc supérieur, ils affleurent à la sortie des gorges que cette vallée s'est aménagée dans les calcaires tithoniques, près du village de Cheia. Les jaspes se trouvent dans la rive droite de la vallée, tandis que vis-à-vis, dans la rive gauche, affleure le cristallin; ils supportent en concordance ici-aussi le Tithonique.

Dans la Valea Sârcioarei, les dépôts de jaspe s'appuient en concordance sur les couches de Klaus.

**Tithonique.** Les calcaires tithoniques représentent la formation la plus répandue de la région. Ils sont développés sur une épaisseur de 700 à 800 m, et constituent les collines et les crêtes les plus importantes, Piatra Craiului, la colline de Cozia, Piatra Dragoslavelor, Ghimbavul, Giuvala, Fundăța, etc.

C'est au grand développement des calcaires que la région doit son relief karstique caractéristique; la fréquence des parois abruptes dans les versant W et E de Piatra Craiului, les gorges pittoresques de la Dâmbovița, Ghimbavu, Dâmbovicioara, Crovul, Prăpastia, les nombreuses grottes qui s'y trouvent, en sont la conséquence.

Les calcaires tithoniques montrent leur plus grande ampleur dans l'W et le SE de la région.

Dans leur plus grande partie, ils s'appuient directement sur le cristallin. Cependant, en quelques endroits, ces calcaires ont



à leur base des formations sédimentaires plus anciennes; j'ai déjà énuméré ces points.

En dehors de cette puissante masse de Tithonique, il y a vers le SW le lambeau de Mateiaşul, qui est pincé en synclinal dans le cristallin; il y constitue une klippe complètement isolée du reste du Tithonique grâce à l'érosion profonde de la Dâmboviţa.

Une klippe tithonique semblable, se trouve dans la partie orientale de la région, dans la montagne du Clăbucetu; celle-ci aussi est pincée en synclinal dans le cristallin.

Je dois rappeler aussi les mamelons de Tithonique qui apparaissent dans la masse des conglomérats cénomaniens, à Ciocanul et dans le village de Rucăr.

**Crétacé. Berriasien.** Les calcaires tithoniques de couleur grise passent graduellement à leur partie supérieure à un horizon de calcaires blancs compacts, en couches de 15 à 20 cm d'épaisseur. Cet horizon se trouve — là où les marnes néocomiennes de couverture n'ont pas été enlevées par l'érosion —, entre celles-ci et les calcaires tithoniques. Les calcaires blancs font donc la transition entre le Tithonique et le Néocomien; ils correspondent donc au Berriasien. La limite entre les calcaires tithoniques et les calcaires blancs, ne saurait être tracée avec précision, le passage se faisant insensiblement. Au contraire, la limite entre ces derniers et les marnes néocomiennes est nette.

J'ai étudié les calcaires blancs dans le Dealul Sasului, où ils se trouvent sous le Néocomien. Ces calcaires prolongent en zone les calcaires blancs se trouvant à la sortie du village Dâmbovicioara, à droite de la chaussée conduisant vers les gorges.

On les retrouve dans la Valea Izvorului, en haut de l'Eglise de Dâmbovicioara, supportant ici-aussi le Néocomien,

En certains endroits l'érosion a enlevé les marnes néocomiennes, tout en respectant les calcaires blancs. C'est ainsi que les choses se passent dans la vallée qui descend de Dealul Popei, vers Mănecuţa.

**Néocomien.** J'ai levé comme tel le complexe marneux, qui recouvre en concordance les calcaires blancs. A leur partie inférieure, les marnes néocomiennes se présentent en assises



puissantes de nuance gris-bleuâtre. A la partie supérieure s'intercalent des marnes feuilletées de même couleur.

La séparation des différents étages du Crétacé inférieur ne pourra être faite avant une étude minutieuse des matériaux paléontologiques, et à ce moment on aura à compter avec la difficulté apportée par la distribution retrainte de ces marnes.

Les fossils étudiés par M. I. SIMIONESCU ont conduit à la conclusion de la présence certaine du Valanginien, de l'Haute-rivien et du Barrémien. L'existence de l'Aptien est problématique.

Le Barrémien clôt la première phase de sédimentation dans notre région. L'exondation durant l'Aptien, se prolongeant jusqu'au Gault moyen, ensuite l'érosion pendant le Tertiaire, ont réduit les affleurements du complexe néocomien à la faible surface qu'ils occupent aujourd'hui.

Les marnes néocomiennes affleurent sous forme de lambeaux en plusieurs endroits, dans la partie centrale de la région étudiée.

Le lambeau de Valea Cheiei se trouve dans le flanc S de l'anticlinal du Dealul Sasului.

Un autre lambeau constitue une bande étroite, qui passe sous le ségment à direction N-S de la chaussée du Dealul Sasului, continuant jusqu'à la colline de Cetățuia.

Les marnes néocomiennes occupent la plus grande surface au sommet du Dealul Sasului. Ces marnes sont séparées de celles de la bande située sous la chaussée, par une faille dirigée N-S.

Le Néocomien du Dealul Sasului continue en zone les lambeaux de marnes qui affleurent dans la Valea Zambilei, Valea Muerei-Valea Izvorului, ainsi que celles de l'entrée du village Dâmbovicioara, dans la rive droite de la rivière de Dâmbovicioara. Cette distribution par lambeaux est due au fait que, recouvertes en transgression par les conglomérats cénomaniens, les marnes affleurent seulement là où l'enveloppe de conglomérats est disparue du fait de l'érosion. Un lambeau isolé de marnes néocomiennes est celui de Gâlgoaie.

*Gault-Cénomaniens.* La deuxième phase de lithogénèse débute par un complexe d'assises conglomératiques et gréseuses. POPOVICI-HATZEG et M. SIMIONESCU sont en contradiction quant à l'âge de cette formation. D'après une liste de fossiles en bonne



partie communs, POPOVICI-HATZEG attribuait à ce complexe un âge cénomanien; pour M. SIMIONESCU il s'est déposé dans l'intervalle de temps depuis le Gault jusqu'au Cénomaniens. La question se pose d'apporter des précisions sur cette question d'âge par la révision de la faune étudiée et, éventuellement, par la trouvaille de nouvelles formes dans les gisements actuels. Du moment qu'après le dépôt du Néocomien les dépôts ont été légèrement plissés et, qu'ensuite, un relief d'érosion a pu s'y établir, une certaine durée de temps a été certainement nécessaire. On peut donc penser, au cas où il s'agirait de Gault, que celui-ci est du Gault supérieur.

À la partie inférieure de ce complexe, on trouve généralement un horizon de grands blocs de roches, jusqu'à 50 cm de diamètre, horizon qui ne dépasse pas quelques mètres. Au-dessus, les éléments du conglomérat deviennent de plus en plus petits, jusqu'à ce que la roche passe à des grès grossiers micacés, très riches en quartz. Ces grès grossiers se trouvent parfois aussi en intercalations à la partie supérieure des conglomérats.

Les éléments constitutifs de ces conglomérats, sont en majorité de nature cristalline; en certains endroits cependant, comme entre Piatra Craiului et Cozia-Piatra Galbenă, ces éléments sont en totalité calcaires: le fait est explicable par la nature, ici calcaire, du rivage de la mer cénomaniens.

Le plus grand développement des conglomérats se trouve dans la partie E et NE de la région, où ils recouvrent presque complètement les formations plus anciennes, celles-ci ne venant à l'affleurement que dans les vallées profondes. Les conglomérats constituent ici les collines se trouvant au S de Bran. À l'E de la vallée du Moeciu supérieur, ils recouvrent exclusivement du cristallin; par contre, à l'W de cette vallée, on trouve au dessous de ces conglomérats aussi des formations sédimentaires plus anciennes. À l'W des collines de conglomérats mentionnées au S de Bran, s'observe la hauteur plus importante de Piatra Galbenă-Cozia, constituée par des calcaires. Entre celle-ci et Piatra Craiului, se remarque encore une zone de conglomérats pincée en synclinal. Cette zone se relie vers le Sw vers le village de Ciocanul, à la masse puissante des conglomérats de l'E, la liaison plus septentrionale, par Dealul Popei de la carte HATZEG, n'étant pas exacte.



Les conglomérats sont moins développés dans le SW de la région; leur épaisseur a été ici à l'origine plus faible et l'érosion les a enlevés en plusieurs endroits; aujourd'hui on n'en trouve que des lambeaux à la surface des formations sédimentaires plus anciennes. De pareils lambeaux de conglomérats se rencontrent près des villages de Fundăţica et de Fundata, dans des dépressions des calcaires tithoniques, et dans la vallée d'Urdărita également sur les calcaires. Ceux du Dealul Sasului, sont transgressifs sur le Néocomien. Dans le mont Plaiul Mare, dans le village de Podul Dâmboviţei et à Pleaşa Posada, ils recouvrent les calcaires tithoniques. Bien développés à l'W et NW de Rucăr, ils y sont transgressifs à nouveau sur le cristallin. Au N de Rucăr, le lambeau du Dealul Maldăr, comme ceux du Piscul Iei et du chemin Căpitanul-Plăicul ont été détachés par l'érosion du grand affleurement du bassin du Rucăr. Je dois citer enfin une dernière apparition des conglomérats, au SW de la région dans la Valea Pravăţului, elle aussi transgressive sur le cristallin.

*Turonien.* Les grès grossiers du Cénomaniien supportent en concordance les marnes sénoniennes. Le passage entre les deux a lieu graduellement, par un horizon de grès micacés, bleuâtres, à grain fin. La concordance de stratification entre les grès grossiers, les grès bleuâtres et les marnes sénoniennes, d'autre part le passage graduel d'une formation à l'autre, montrent bien la continuité de la sédimentation. Il s'ensuit que le Turonien y est représenté. Il est possible que l'étage soit constitué par les grès bleuâtres; mais l'absence des fossiles empêche une affirmation précise.

Ces grès bleuâtres de transition sont bien développés dans la Valea Măguricea, où ils surmontent en concordance le Cénomaniien. Dans Valea Preotului, où on les trouve au-dessus du Cénomaniien, ils supportent le Sénonien. Ils affleurent également sous le Sénonien dans la Valea Rovine, à l'E de Rucăr.

*Sénonien.* Il est représenté par des marnes sableuses brunes, feuilletées, à traces d'Inocérames. POPOVICI-HATZEG y a cité *Inoceramus lingua*. On peut étudier ces marnes en plusieurs localités: dans la Valea Preotului, au-dessus des grès de transition, dans les hauteurs à l'E de Rucăr (entre le village et Piatra



Posada); à la partie occidentale de la dépression de Podul Dâmbovița, où la concordance entre ces marnes et le Cénomaniens est particulièrement visible; enfin, dans la Valea Pravățului, où les marnes sont également concordantes avec le Cénomaniens.

### Tectonique.

Les nouveaux problèmes que j'avais à résoudre dans cette région étaient, d'un côté le lever de détail au 20.000-e des différentes formations, de l'autre la poursuite des lignes tectoniques de cette contrée essentiellement caractérisée par une tectonique de failles. Je noterai donc ici quelques résultats à ce dernier point de vue :

Dans les dépôts mésozoïques de ce synclinal de Piatra Craiului, encadré par les masses cristallines rigides de la Leaota et du Făgăraș, les phénomènes d'orogénèse se sont manifestés avant tout par la formation de plusieurs lignes de failles. Les dépôts ont joué suivant la verticale le long de ces failles. La région se trouve découpée par des failles en plusieurs compartiments, qui ont glissé les uns par rapport aux autres. Les plis sont à peine esquissés.

Voici quelques lignes de failles que j'ai pu y suivre :

I. La dépression de Rucăr est marquée à l'E par une faille, passant sous l'escarpement du calcaire tithonique de Scărișoara. Les grès cénomaniens sont déplacés suivant la verticale. Cette faille que l'on peut bien suivre se dirige SE-NW; elle sépare le bloc tithonique de Pleșa-Posada, soulevé par rapport au complexe gréseux et conglomératique cénomaniens et aux marnes sénoniennes affaissés dans la dépression de Rucăr.

II. La faille de Valea Preotului à une direction perpendiculaire par rapport à la précédente. Elle limite la dépression du Rucăr vers le N. Son parcours est facile à suivre, entre les calcaires tithoniques de la rive gauche, et les marnes et les grès de transition à droite de la vallée.

III. La faille de la Valea Măguricea (qui descend de la colline de Măguricea vers l'embouchure de Valea Preotului), passe avec une direction N-S entre la paroi calcaire du Tithonique de la rive gauche, et les grès de transition à gauche de la vallée.



60931

IV. Une autre faille, celle-ci à direction NW-SE, longe le flanc oriental de Pleaşa-Posada. Elle fait la limite entre le Tithonique de Pleaşa et les marnes sénoniennes de la dépression de Podul Dâmboviței, en bordant vers l'W cette dépression.

V. À l'E de la dépression de Podul Dâmboviței, s'observe une faille à direction SE-NW, passant entre le Tithonique et les grès cénomaniens. Cette faille est plus apparente au débouché des gorges de la Dâmbovicioara (entre le confluent avec la Dâmbovița et l'entrée des gorges). Le complexe cénomanien de l'entrée des gorges, est descendu de 200 m par rapport aux conglomérats de Plaiul Mare.

VI et VII. Le Dealul Sasului forme un compartiment soulevé par rapport à ceux qui l'avoisinent; il constitue un petit horst, délimité par deux failles verticales à direction N-S. La faille occidentale est très nette au coude de la chaussée passant sous le sommet de la colline, où la paroi de calcaires blancs berriasiens se trouve au dessus des marnes néocomiennes. Ces marnes, qui prolongent en zone celles du Dealul Cetăței, ont une direction N-S et un pendage E, tandis que les calcaires bleus de la paroi de la chaussée, ainsi que les marnes qu'ils supportent au sommet du Dealul Sasului, ont une direction W-E et un plongement N de  $15^\circ$ .

La faille du flanc oriental met en contact latéral direct les marnes néocomiennes avec le Tithonique; les deux formations montrant des directions différentes.

Ces failles disparaissent vers le N sous les grès et les conglomérats cénomaniens, qui ne sont pas disloqués.

La faille du flanc W, peut être à nouveau observée au delà des conglomérats de Valea Orătiilor. Elle met en contact latéral les calcaires blancs qui, à l'entrée du village de Dâmbovicioara supportent les marnes néocomiennes, avec les calcaires tithoniques des gorges de la Dâmbovicioara. Ensuite, elle se cache à nouveau sous les conglomérats de la rive gauche de cette rivière.

La faille du flanc oriental, passe sous les conglomérats du cours supérieur de la Valea Orătiilor, apparaît dans la Valea Zambilei, fait une flexure dans la Valea Muerei et passe à nouveau sous les conglomérats; elle ressort plus loin et fait la séparation entre les calcaires blancs de la muraille, et les marnes néocomiennes,



au coude de la chaussée à l'entrée du village de Dâmbovicioara. Elle se prolonge au delà, entre ces marnes de la rive droite et les calcaires tithoniques de la rive gauche de la Dâmbovicioara.

VIII. Le horst de Dealul Sasului est bordé vers le S par la faille, à direction W-E, de Valea Cheiei; il y a là un contact anormal évident, entre les marnes néocomiennes à droite, et les calcaires tithoniques à gauche de la vallée.

Le compartiment de Dealul Sasului apparaît faiblement plissé en une série d'anticlinaux et de synclinaux, à direction E-W. Les marnes néocomiennes de Valea Cheiei se trouvent dans le flanc S de l'anticlinal de Dealul Sasului. Les marnes néocomiennes qui affleurent au sommet de celui-ci, dans la chaussée, se trouvent dans le flanc N de cet anticlinal. Les marnes néocomiennes décrivent ensuite un synclinal, en englobant les conglomérats cénomaniens de Valea Orătiilor, pour ressortir dans le flanc S de l'anticlinal du village de Dâmbovicioara. Les marnes néocomiennes de Gâlgoaie sortent du flanc N de cet anticlinal.

IX. Dans la Valea Izvorului, à 200 m à l'E du chemin Dâmbovicioara-Ciocanul, les calcaires blancs et les marnes néocomiennes qu'ils supportent ont une inclinaison de  $50^{\circ}$  W, par rapport à celle de  $20^{\circ}$  W des calcaires tithoniques à 100 m en amont. La dislocation des assises est très évidente ici, et fait ressortir la présence d'une faille entre les calcaires tithoniques et les calcaires blancs. Cette faille disparaît ensuite sous les conglomérats cénomaniens, en se reliant à la faille séparant le cristallin des jaspes dans la Valea Spârlei.

X. Une dernière faille se remarque dans la Valea Urdărita. Elle est prouvée dans le profil ici annexé par la dislocation de sens différent des assises (les calcaires du versant droit de la vallée ont une direction N  $10^{\circ}$  E et une inclinaison  $70^{\circ}$  W, tandis que ceux de gauche sont dirigés N  $25^{\circ}$  E, plongeant de  $35^{\circ}$  à l'E); aussi, par la dénivellation entre les conglomérats de la vallée Urdarita et ceux de Fundăţica. Cette faille se prolonge vers le N, passant entre les calcaires tithoniques et le cristallin qui affleure dans la Valea Izvorului, sous la chaussée de Giuvala. Il y a peut-être de la relie à la faille constatée dans la Valea Sbârcoarei, où se trouve un autre affleurement du cristallin du sousbassement. M. JEKELIUS prolonge cette faille dans la Valea lui Nene.



La discordance des conglomérats cénomaniens par rapport au Crétacé inférieur et au Jurassique supérieur, et le fait que certaines failles disparaissent sous les conglomérats, lesquels ne sont pas disloqués, prouvent que la tectonique de failles de la région est antécénomaniennne. Quelques-unes des failles, nées avant le Cénomanienn, ont joué cependant après le dépôt du Crétacé supérieur, de sorte qu'en plusieurs endroits les dépôts cénomaniens et sénoniens sont eux-mêmes faillés.

L'âge des failles et des plis de la région est essentiellement crétacé moyen (Aptien). Le mouvement orogénique de l'Aptien a déterminé le retrait de la mer; durant l'exondation qui a suivi, l'érosion a attaqué de préférence les dépôts les plus récents et les moins résistents. C'est ainsi que s'explique la faible extension actuelle des marnes néocomiennes.

La formation de ce relief d'érosion a été suivie à la fin du Gault par la transgression marine qui s'est continuée pendant le Cénomanienn et jusque dans le Sénonienn.

Le Crétacé supérieur s'est déposé dans une mer transgressive, qui a recouvert de ses dépôts le relief déterminé par l'érosion durant le Crétacé moyen. Dans les régions déprimées, l'épaisseur des dépôts crétacés supérieurs est grande; ainsi, dans la zone à l'E de la hauteur de calcaires tithoniques de Cozia — Piatra Galbenă, dans les collines au S de Bran.

Les mouvements orogéniques durant le Néozoïque, ont déterminé un nouveau jeu des dépôts le long de certaines failles antécénomaniennes. Dans ces cas seulement on trouve le Cénomanienn et le Turonien faillés. C'est alors aussi, que naissent les dépressions de Rucăr et de Podul Dâmboviței.

L'exondation qui a eu lieu au Néozoïque a eu pour effet le décapage intense des dépôts du Crétacé supérieur, et la remise en valeur en quelque sorte de l'ancien relief précénomanienn.

L'enveloppe de conglomérats, qui était moins épaisse dans les endroits soulevés à la fin du Gault, a pu être facilement enlevée. Il est possible même que certains reliefs importants, comme, Piatra Craiului p. ex., aient constitués des îles dans la mer cénomaniennne.

Les petits affleurements de calcaires tithoniques qui apparaissent sous forme de mamelons en pleine couverture cénomaniennne,



sont aussi des hauteurs de l'ancien relief précénomanién, qui ont résisté aux attaques des vagues; les affleurements de calcaires tithoniques du bassin de Rucăr, du Ciocanul, du village de Peștera, sont dans ce cas.

L'érosion durant le Néozoïque a mis en évidence aussi, par la disparition de l'enveloppe de Crétacé supérieur, les lignes de dislocation antécénomaniennes. Dans certains endroits cependant, les conglomérats cénomaniens non dérangés recouvrent ces failles.

Le jeu des compartiments délimités par ces failles a provoqué la naissance des deux dépressions de Rucăr et de Podul Dâmboviței, dépressions qui ont été accentuées dans la suite par l'érosion dans les marnes sénoniennes et les conglomérats du Cénomanién.

\* \* \*

On peut donc affirmer, en conclusion, que le sédimentaire du Synclinal de Piatra Craiului s'est déposé en deux phases distinctes: Dogger-Néocomien et Gault supérieur-Sénonien. On y observe deux mouvements orogéniques: le mouvement orogénique précurseur des Carpates, durant l'Aptien-Gault, et le mouvement orogénique dans le Néozoïque, qui s'est fait moins sentir dans ce bassin que le premier.

Le résultat des mouvements orogéniques, a été la dislocation par failles des dépôts, les plis étant peu accentués.

### Séance du 8 février 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. ȘT. GHICA-BUDEȘTI fait un rapport sur: H. DE CIZAN-COURT. — Plissements disharmoniques et diapirisme. I. Sur quelques types de plis disharmoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.* t. III, 1933, fasc. 7—8, p. 659—672. II. Sur la tectonique des terrains salifères. *Ibid.*, t. IV, 1934, fasc. 1, 2, 3, p. 181—200. Paris 1934.



## Séance du 15 février 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. D. PREDA. — Observations sur la région pétrolifère du Nord de l'Italie <sup>1)</sup>.

## Séance du 22 février 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. TH. KRÄUTNER. — Observations géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin du Maramureș.

Les premiers levers du Massif du Maramureș sont ceux de H. ZAPALOWICZ <sup>2)</sup>; ils datent de 1886. L'auteur séparait dans ce massif, comme aussi dans le Nord de celui de la Rodna, plusieurs groupes de roches cristallines.

Dans le premier prédomine le groupe moyen de micaschistes, établi par ZAPALOWICZ. Suit au-dessus, le groupe supérieur des calcaires cristallins, surmonté à son tour par le groupe supérieur des micaschistes, constitué par des micaschistes à quartz, des gneiss et des amphibolites. Ce dernier groupe est développé sur une faible étendue dans le SW. Dans le groupe moyen des micaschistes affleurent, d'après le même auteur, quelques massifs de gneiss (dans la Valea Vaserului — Greben — et à Pop Ivan).

La distinction de la série des gneiss par rapport à celle des micaschistes dans le groupe moyen a été établie par ZAPALOWICZ d'une manière très sommaire. Il ne dit rien des rapports tectoniques entre les deux séries; cependant, on peut déduire de sa carte, que la série des gneiss affleure dans le noyau d'un grand anticlinal de la série des micaschistes.

Le Massif du Maramureș a été étudié plus tard par M. REINHARD et I. ATANASIU <sup>3)</sup>. Ces auteurs y mentionnent pour la première fois des roches porphyrogènes (porphyres écrasés).

<sup>1)</sup> Publiée dans *C. R. Inst. Géol. Roum.*, t. XXI, p. 214. Bucarest, 1937.

<sup>2)</sup> ZAPALOWICZ H. Eine geologische Skizze der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, XXXVI. Wien, 1886.

<sup>3)</sup> REINHARD M. u. ATANASIU I. Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII. București, 1927.



Nos études dans les Monts de Rodna et le Massif du Maramureş<sup>1)</sup> ont montré que la division en groupes du cristallin, conçue par ZAPALOWICZ, ne peut être maintenue. Il n'est guère possible d'envisager une subdivision du cristallin épizonal en trois groupes distincts. Il en est de même de l'idée de l'auteur d'attribuer les calcaires cristallins à deux groupes distincts, bien que l'on rencontre des calcaires cristallins dans les différents horizons du cristallin épizonal. Aussi bien dans les Monts de Rodna, que dans le Massif du Maramureş, il n'y a qu'une seule série cristalline épizonale qui renferme dans sa partie supérieure des intercalations de quartzites noirs et de calcaires cristallins.

Dans cette série, qui ressemble beaucoup à la série de Tulgheş décrite par I. ATANASIU, on rencontre parfois des injections de gneiss oeillés, qui développent autour d'elles, dans les roches cristallines, des auréoles de métamorphisme mésozonal.

Dans les Monts de Rodna, la série cristalline épizonale est chevauchée par une série mésozonale.

Un point très intéressant était d'établir les rapports tectoniques et pétrographiques de la série des gneiss de ZAPALOWICZ, avec la série des micaschistes du groupe moyen. Il était à préciser, si les massifs de gneiss de ZAPALOWICZ correspondent à la série charriée des Monts de Rodna ou s'il ne s'agissait pas plutôt de gneiss d'injection dans la série cristalline épizonale, analogues aux massifs de gneiss de Valea Rebrei et de Valea Anieşului, dans les Monts de Rodna.

Il résulte de nos études que les gneiss de Valea Vaserului, de Noviciori et de Greben se présentent comme des gneiss typiques d'injection, et que ces massifs sont du point de vue tectonique analogues aux massifs de gneiss de Valea Rebrei et de Valea Anieşului.

La roche la plus typique du massif de gneiss de Valea Vaserului est un gneiss oeillé appelé par ZAPALOWICZ «gneiss de Greben». Ce gneiss constitue, dans le Mont de Noviciori, le Greben et dans la vallée du Vaser, plusieurs lames injectées dans la série des micaschistes de ZAPALOWICZ. Dans la zone de contact on observe

---

<sup>1)</sup> KRÄUTNER TH. Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIX, Bucureşti 1938.



un métamorphisme plus intense des micaschistes, qui arrivent à montrer des caractères typiquement mésozonaux. On y remarque surtout des gneiss à plagioclase et biotite qui, vers l'extérieur, passent à des paragneiss et des schistes à grenat et staurotide. Plus loin vers l'extérieur, ces gneiss et ces schistes s'appauvrissent en plagioclase, en passant à des schistes à biotite et à muscovite. Peu à peu la biotite disparaît à son tour, et la série typiquement épizonale, avec ses micaschistes, ses schistes chlorito-sériciteux, etc., reprend.

Il nous semble cependant que le métamorphisme mésozonal, autour des lames de gneiss oillé, n'est pas dû uniquement aux gneiss. Il est probable que l'injection de ces gneiss s'est faite suivant des zones anticlinales, dans lesquelles les roches étaient déjà touchées par un métamorphisme général plus intense, à caractères de mésozone; HARKER a déjà émis cette idée pour des cas semblables.

L'extension de la zone de gneiss est passablement exagérée sur la carte présentée par ZAPALOWICZ. Tandis que dans la région du Greben et de Noviciori, les gneiss oillés montrent un très beau développement, au N de ces massifs, dans la Valea Vaserului, on n'en trouve que des lames étroites, alternant avec les roches mésozonales de l'enveloppe de ces gneiss. Plus au Nord encore, on ne rencontre que d'une manière exceptionnelle des roches à caractère mésozonal; les pentes élevées de la Valea Vaserului elle-même sont constituées encore par les schistes chlorito-sériciteux de la série cristalline épizonale.

Tout ceci confirme les analogies déjà indiquées avec les Monts de Rodna, plus précisément avec les massifs de gneiss de Valea Anieşului et de Valea Rebrei.

Il y a cependant quelques différences. Ainsi, les roches de la région injectée de Valea Vaserului, montrent très fréquemment un caractère nettement diaphtoritique. La diaphtorèse se manifeste en premier lieu par la chloritisation complète de la biotite, conduisant à des gneiss chloriteux et des chloritoschistes à grenat; ensuite, par la décomposition et la disparition du feldspath plagioclase. Du fait de cette diaphtorèse, la limite entre les roches mésozonales et le groupe épizonal s'efface; elle devient incertaine. Les roches de la partie extérieure de la zone de contact,



c'est-à-dire les schistes contenant peu de biotite, sont particulièrement affectés par la diaphtorèse, qui les transforme en chloritoschistes; ceux-ci ne peuvent être distingués, au point de vue pétrographique, des chloritoschistes de la série épizonale. Il en est de même des gneiss plagioclasiques qui, en perdant par diaphtorèse leur feldspath (lequel est saussuritisé et sericitisé), passent à des schistes sériciteux à albite; ces schistes ne peuvent être distingués des roches analogues de la série épizonale.

Nous n'avons que peu d'observations personnelles sur les gneiss du mont Pop Ivan, situé dans le N du massif cristallin; cela du fait que cette montagne, intéressée par la ligne de frontière, ne se trouve que pour une faible partie en territoire roumain. Il résulte de mes observations, ainsi que des descriptions locales très détaillées de ZAPALOWICZ, que les rapports pétrographiques et tectoniques sont les mêmes que ceux observés dans la Valea Vaserului. Les gneiss ocellés injectés, de Pop Ivan, sont très semblables à ceux du Greben. Dans la Valea Crivei, on peut noter un passage lent et insensible entre les différents termes de la série mésozonale et épizonale. Ici aussi nous trouvons des signes de diaphtorèse. Un synclinal de calcaires cristallins se trouvait probablement compris dans l'enveloppe de contact des gneiss, dans la vallée de Bieli potok.

Les amphibolites sont très rares dans la zone de contact des gneiss injectés. On en trouve quelques affleurements dans la Valea Vaserului, à Lunca Balmoş (au débouché de la Valea Rea); aussi, aux environs de l'embouchure de la Valea Noviciorului.

La série cristalline épizonale du massif cristallin du Maraş montre, comme il était à prévoir, une grande ressemblance avec la série épizonale des Munţii Rodnei et des Carpatés orientales en général. Elle est surtout constituée par des schistes chlorito-sériciteux, de roches porphyrogènes, des schistes quartzeux, des phyllades et des calcaires cristallins. J'ai eu l'occasion de trouver des roches porphyrogènes, en dehors de celles mentionnées par REINHARD et ATANASIU <sup>1)</sup>, à Luhi, au Sud de Pecialu-Petrosu, au Muntele Baniţa, à Obcina Bardului et, plus à l'E, au N de

<sup>1)</sup> REINHARD et ATANASIU, loc. cit.



Măcărlău, dans la colline conduisant vers Piatra Arsă. Quelques gneiss psammitiques affleurent, en liaison étroite avec ces roches porphyrogènes, au Mont Banița et dans la Valea Vaserului, entre Novețiu et Jneapăn.

Les calcaires cristallins se trouvent développés suivant deux zones; l'une plus étroite à la bordure SW du massif (Valea Pești, Plaiu et Rozusny), l'autre plus étendue, à l'W. Ils sont par contre absents dans la partie centrale du massif. Si nous considérons que les calcaires cristallins appartiennent aux niveaux supérieurs de la série épizonale, il s'ensuit que la distribution de ces roches aussi met en évidence le grand anticlinal du Massif du Maramureș; c'est dans son cœur qu'affleurent les gneiss d'injection précités. La direction et les plongements des couches appuyent cette manière de voir. Il est cependant certain que nous n'avons pas à faire à un anticlinal simple, mais à un vaste anticlinorium de plis et d'écailles secondaires.

Le plissement est très intense dans la partie orientale du massif. Dans la Valea Vaserului, à Jneapăn, se trouvent pincés dans le cristallin des grès et des schistes calcaires et sableux, bleuâtres, qui sont à peine touchés par le métamorphisme. ZAPALOWICZ les a considérés comme faisant partie du faciès quartzitique clastique des calcaires cristallins. REINHARD et I. ATANASIU sont enclins à les attribuer plutôt au Crétacé (? Aptien). J'ai eu l'occasion de trouver des roches semblables, également pincées dans le cristallin, dans un zone étroite de la Valea Făina Mare, et dans la crête du Suligul, où affleurent des grès durs bleuâtres. ZAPALOWICZ mentionne pour sa part quelques écailles de Crétacé, pincées dans le cristallin.

Le Massif du Maramureș est aussi pauvre en roches filoniennes basiques, que les Munții Rodnei. Je n'y ai remarqué qu'un seul filon, de camptonites - monchiquites, dans la Valea Vaserului, à 1½ km en amont de Novețiu, à l'endroit appelé La Huk.

1. Gneiss d'injection et série mésozonale. a) Gneiss œillés d'injection. Les gneiss œillés d'injection sont des roches à schistosité prononcée, à structure lépidoblastique —



porphyroblastique, dans lesquelles le feldspath potassique constitue habituellement des yeux, ou des lentilles, de dimensions plus marquées, mais pouvant se trouver aussi en masses irrégulièrement délimitées. Le tissu fondamental qui entoure les feldspaths est très fin; il contient peu de plagioclase; le quartz est plus abondant, tandis que la séricite est beaucoup plus fréquente.

Au microscope, le feldspath potassique se présente sous la forme de gros « yeux », en contraste avec la substance fondamentale et il est, dans la plupart des cas, frais. Il montre de petites inclusions de grains arrondis de quartz, du plagioclase, du mica et de la chlorite; il est souvent taché par un pigment fin de nuance brune. Dans certains cas, on peut observer la lamellation du microcline, mais qui n'est jamais bien nette. Plus souvent on remarque, dans le feldspath potassique, des structures perthitiques. Là où le feldspath potassique ne constitue pas des yeux bien individualisés, il se présente sous la forme de masses irrégulières, entourant le quartz et le plagioclase. On le trouve aussi en grains xénomorphes de faibles dimensions. Les macles sont très rares; une seule fois j'ai remarqué une macle suivant la loi de Manebach.

Le plagioclase se trouve en grains plus petits que le feldspath potassique et, dans la majorité des cas, il est séricitisé. Le plagioclase est maclé suivant la loi de l'albite, avec un contenu en anorthite de 7 à 10%. Il montre de petits grains de quartz en inclusions. Comme produits de désaggrégation et de saussuritisation, on y trouve, à côté de la séricite, de petites écailles de zoïzite et d'épidote. Le plagioclase participe à la constitution de la masse fondamentale, qui montre souvent des signes de cataclase. Le tissu fondamental est constitué par du quartz, du plagioclase, de la séricite et de la muscovite. Le quartz est souvent cataclastique, et y constitue parfois des lentilles et des couches homogènes.

Ces gneiss montrent très souvent les marques d'une diaphtorèse. Originellement ils contenaient de la biotite; mais celle-ci à été transformée par diaphtorèse en chlorite; celle-ci se trouve en écailles, accompagnées par de petits grains de minerai noir (magnétite). Comme éléments accessoires, on trouve encore dans



ces gneiss, du zircon, du rutile, de l'épidote (autour des feldspathes séricitisés), de l'apatite et de la zoizite.

b) Gneiss à plagioclase et biotite (Paragneiss). À l'œil nu, ces gneiss sont des roches à structure lepidoblastique, constituées par des grains de quartz et de plagioclase et par des paillettes plus grosses de biotite ou de chlorite, celle-ci forment des zones étendues autour des plagioclases, séparant des zones constituées par le quartz et le feldspath. Au microscope, on peut constater que le feldspath potassique est très rare, ou manque presque complètement. Il s'y rencontre très rarement sous forme de grains irréguliers, montrant des inclusions de petits grains de quartz. Ces roches présentent des types qui ont encore un apport, bien que très faible, de feldspath potassique, et qui passent à leur partie inférieure aux gneiss œillés déjà décrits. Comparées à ceux-ci, elles en diffèrent, si l'on met de côté l'absence des yeux de feldspath, par la présence de la biotite en grandes paillettes. Le plagioclase y a un contenu de 10% d'anorthite. Il consiste en gros individus, qui montrent souvent des lames de macles polysynthétiques suivant la loi de l'albite et du péricline; elles sont très séricitisées et saussuritisées. Les plagioclases contiennent, en inclusions, de petits grains de quartz et du grenat. La biotite constitue de grandes paillettes parallèles à la direction de la schistosité. Ces paillettes sont disposées en couches continues, séparées entre elles par des couches formées par le feldspath et le quartz. La biotite est le plus souvent transformée en chlorite. Parfois on peut observer, dans une seule et même coupe mince, toute la gamme des transformations depuis la biotite jusqu'à la chlorite. Cette dernière est souvent farcie par des aiguilles caractéristiques de sagénite. Le grenat se trouve en petits grains, le plus souvent inclus dans le feldspath. Il est souvent transformé en épidote et calcite. Le quartz constitue des lentilles ou des couches plus importantes et homogènes; en outre il contribue, à côté du feldspath et du mica, à la constitution du tissu fondamental. La biotite se trouve bien des fois en porphyroblastes. La muscovite et la séricite sont en petites paillettes, accompagnées par le quartz, et constituant des lits continus, parallèles à la schistosité de la roche. Dans ces lits, on trouve également de la biotite en petites



paillettes. Comme éléments accessoires, il faut citer le grenat, l'apatite, le zircon, le rutile, l'épidote, la titanite, la calcite, et le minerai.

La diaphtorèse modifie ces minéraux d'une manière très caractéristique. Ainsi, le quartz passe en solution et cristallise à nouveau, constituant des lits et des lentilles des quartz pur. D'autre part, les plagioclases sont séricitisés et saussuritisés; de la séricite et de l'épidote se constituent à leurs dépens. La biotite se décolore et se transforme jusqu'à donner de la chlorite. En liaison avec cette modification, apparaît du minerai noir qui accompagne la chlorite. Le grenat disparaît également pour donner naissance à de l'épidote, de la chlorite et de la calcite.

c) Paragneiss à biotite, staurotide et grenat. Micaschistes à grenat. Nous décrivons sous ce titre, en premier lieu, les roches développées à partir des paragneiss à biotite, par l'accentuation de leur teneur en grenat, et par l'apparition de la staurotide. Comme les précédentes, ces roches aussi se présentent sous le faciès diaphtoritique. Les gneiss à biotite, grenat et staurotide passent insensiblement, par perte de leur plagioclase, à des schistes à staurotide et à des micaschistes à grenat. Le feldspath des paragneiss correspond à un albite-oligoclase, à 10% An environ. Le plagioclase montre des macles polysynthétiques d'après la loi de l'albite (010). Dans les variétés diaphtoritiques, le plagioclase est complètement séricitisé et saussuritisé. Le staurotide se trouve très rarement et en très petits individus. Le grenat y présente par contre un grand développement, arrivant à imprimer à ces roches une structure porphyroblastique. Dans les variétés diaphtoritiques le grenat n'est pas à l'état frais; il apparaît crevassé, les crevasses étant remplies par du quartz et de la chlorite. On y remarque parfois des pseudomorphoses du grenat par une substance indéterminable, consistant en très petits grains. La biotite est en petites paillettes, ou en lames de dimensions plus considérables, des porphyroblastes, d'après la structure qui est plus proche de celle d'un hornfels, ou plutôt lépidoblastique. La muscovite accompagne constamment la biotite. Dans les variétés diaphtoritiques, la biotite se trouve en voie de transformation en chlorite, transformation qui est dans la plupart des cas complète.



Dans certains cas, la biotite se décolore, arrivant à ressembler beaucoup à la muscovite. De petites paillettes de muscovite et de séricite constituent parfois un feutrage très fin autour des porphyroblastes de grenat. Ce feutrage résulte, dans sa plus grande partie, de la transformation des feldspaths. Le quartz montre habituellement un aspect frais, constituant des lentilles et des lames homogènes. Les éléments accessoires, consistent en petits grains de rutile, de zircon et de zoïzite.

La diaphtorèse dans ces roches montre les mêmes caractères que dans les gneiss à plagioclases et biotite.

*d) Schistes à biotite et muscovite.* Ces schistes diffèrent de ceux que je viens de décrire par l'absence du grenat, et par leur teneur moindre en biotite. On les trouve habituellement à la partie externe des auréoles de contact des gneiss injectés et passent vers l'extérieur, par disparition complète de la biotite, à des micaschistes et des séricitoschistes à caractère épizonal. Au microscope, ils montrent de petites paillettes de biotite qui sont les dernières traces du métamorphisme mésozonal, déterminé par l'injection des gneiss. La biotite associée à la muscovite, se trouvent souvent en concrescence parallèle, en paillettes parallèles à la schistosité de la roche. Les paillettes de muscovite dépassent en nombre et en dimensions celles de biotite. Entre les lits continus formés par les micas, on en trouve d'autres constitués presque exclusivement par du quartz; celui-ci apparaît écrasé suivant la direction de la schistosité. Les éléments accessoires sont représentés par l'apatite et le zircon, en petits grains, accompagnés par un peu de minerai noir. Les effets de la diaphtorèse y sont très faibles; on ne peut en mentionner que quelques noeuds de séricite provenant du feldspath.

*e) Amphibolites.* Les amphibolites sont constituées par de longs prismes et des aiguilles de hornblende verte, parallèles à la direction de la schistosité. Ce sont des roches à schistosité bien marquée. Dans la plupart des cas, la hornblende n'est pas fraîche, mais en voie de transformation en un minéral analogue à la chlorite. L'influence de la diaphtorèse peut donc être établie aussi dans le cas des amphibolites. Parmi les prismes et les aiguilles de hornblende on trouve parfois un plagioclase très séricitisé et saussuritisé. Dans ce dernier cas, se présentant au débouché du



Noviciorul, les feldspaths sont remplis par un mélange de fins grains d'épidote, de zoïzite et de calcite. La zoïzite et l'épidote se trouvent aussi en grains plus gros, à l'extérieur des plagioclases saussuritisés. La hornblende est accompagnée par le sphène. Les crévasses transversales de la roche sont remplies par de la calcite.

2. **Schistes cristallins de type épizonal.** Parmi les roches du groupe épizonal, les roches dites « porphyrogènes » présentent un intérêt particulier. C'est d'elles seules que nous nous occuperons pour le moment.

*Roches porphyrogènes* (leptites, groupe blanc de I. ATANASIU).

a) **Gneiss à albite.** À l'œil nu, les gneiss à albite se présentent comme des roches à schistosité nette, blanchâtres, qui contiennent du quartz et beaucoup de feldspath en grains et en masses irrégulières, de grandes lamelles de muscovite et, sur les surfaces de schistosité, de petites paillettes de séricite. Au microscope on peut y remarquer des masses plus considérables et irrégulières d'albite, à 5% An., montrant des lames de macles polysynthétiques d'après la loi de l'albite. À côté de ces masses plus grandes, le feldspath est représenté aussi par des individus de dimensions plus faibles. Le tissu fondamental, qui ne se distingue pas nettement par rapport aux grandes masses d'albite, est un peu cataclastique et constitué par du quartz et par du feldspath albitique subordonné. La muscovite y constitue des lames plus considérables et parallèles à la schistosité; elles se trouvent englobées dans des zones constituées par de la séricite. Comme minéraux accessoires, de l'apatite.

b) **Roches porphyrogènes à feldspath potassique.** **Porphyroïdes.** Ces roches sont caractérisées en premier lieu par la présence de masses plus étendues de feldspath potassique qui, au microscope, montrent souvent une structure tachetée, appelée « Pfllockstruktur », provenant probablement d'une séparation à partir d'un mélange antérieur, suivie d'une albitisation du feldspath potassique. On peut remarquer dans le feldspath potassique des masses irrégulières d'albite, qui déterminent la dite structure. Le feldspath potassique montre fréquemment des inclusions de petits grains de quartz. Les macles



y sont très rares; une seule fois j'ai remarquée la présence d'un macle d'après la loi de Baveno. La structure caractéristique du microcline est également très rare.

À côté du feldspath potassique, on trouve aussi du plagioclase, qui se présente en individus plus gros et presque toujours séricitisés. Le plagioclase est entouré par un fin tissu de quartz et de séricite. Le quartz est cataclastique, souvent broyé jusqu'à se présenter sous la forme d'un sable (Sandquartz). Dans le tissu fondamental, on trouve aussi du plagioclase subordonné, mais qui dans la majorité des cas est complètement séricitisé. La muscovite est en grandes lamelles, développées surtout au voisinage du feldspath potassique. On n'y remarque pas de la biotite; mais il semble que la chlorite, qui se trouve en petites paillettes, provient de sa transformation. En dehors du tissu fondamental, le quartz forme aussi quelques lentilles et lits homogènes, constituées par des agrégats de grains à contours dentelés.

c) *Gneiss psammitiques*. Dans les gneiss psammitiques, le rôle du feldspath est subordonné. Il se trouve dans la masse fondamentale de la roche en association avec le quartz, formant ensemble de petits grains irréguliers. Le plagioclase se présente en individus relativement grands, constituant souvent des agrégats. Ils sont maclés polysynthétiquement, d'après la loi de l'albite et du péricline. Dans la constitution de la masse fondamentale le quartz est prédominant. Il est représenté par de petits grains entremêlés de grains de feldspath potassique. Le quartz est très souvent cataclastique (Sandquartz). La séricite est très rare. À côté d'elle, on peut observer un mica légèrement verdâtre, presque incolore, en paillettes de dimensions plus faibles; ensuite, de la chlorite en plus grande quantité et en paillettes parallèles à la schistosité. Accessoirement de l'apatite, de la zoïtite en très petits grains et, surtout dans le voisinage des paillettes de chlorite, de petits grains de minerai noir.

Au N de Măcărâu, sur la pente qui monte vers Piatra Arsă, on trouve une roche blanche, schisteuse, qui montre à l'œil nu des grains plus petits de quartz et de feldspath, ainsi que de petites paillettes de séricite et de muscovite. Le microscope y fait voir une mosaïque de quartz et d'albite. Les grains d'albite



sont plus gros que ceux de quartz, et les paillettes de muscovite et de séricite sont disposées parallèlement à la schistosité. La roche a un aspect frais.

Dans le Mont Banița, ces gneiss apparaissent en liaison étroite avec les roches porphyrogènes proprement dites, ainsi que le cas se présente dans la région de Tulgheș; c'est ce fait qui avait déterminé I. ATANASIU à considérer ces gneiss psammitiques comme appartenant au groupe des roches porphyrogènes.

### 3. Roches filoniennes basiques, Camptonites — Monchiquites.

La roche trouvée dans la Valea Vaserului, près de la localité dite « La Huk », montre à l'œil nu un aspect compacte, presque homogène, noirâtre et microcristallin. On y remarque quelques phénocristaux, plus gros et foncés, à limites irrégulières, d'un minéral qui ne peut être déterminé sans l'aide du microscope. Celui-ci montre qu'il s'agit d'olivine et de pyroxène, les deux altérés. Les phénocristaux sont entourés par une masse microcristalline; mais leur altération fait qu'ils ne contrastent pas assez avec la masse fondamentale de la roche. Les phénocristaux d'olivine sont complètement transformés en serpentine — antigorite — qui est entourée par des amas d'un minéral analogue à la chlorite. Ce minéral pénètre aussi à l'intérieur des pseudomorphoses de serpentine, surtout le long des crevasses. De cette manière, les pseudomorphoses en question peuvent disparaître complètement et c'est pourquoi elles ne sortent pas bien en évidence sans l'emploi du microscope.

Les phénocristaux de pyroxène sont également altérés; ils sont parfois complètement transformés en chlorite. Dans les pseudomorphoses de chlorite d'après le pyroxène, se trouvent de petites paillettes brunes, à biréfringence élevée et extinction droite à caractère positif dans la zone principale, et qui pourraient bien correspondre à la biotite. On observe ces paillettes aussi dans la pâte fondamentale. Ces pseudomorphoses contiennent également des agrégats de grains de calcite qui remplissent parfois complètement la place du cristal de pyroxène. C'est un phénomène de substitution secondaire.

La pâte microcristalline est constituée par de fines paillettes de chlorite, de zoïzite, de biotite en grande quantité, du minerai noir



et des grains plus gros de titanite. Il y a aussi de la calcite en masses irrégulières plus étendues. On peut déduire de cette description qu'il s'agit d'une roche très altérée, qui ne saurait être déterminée d'une manière bien exacte. Elle semble faire partie de la famille des camptonites ou des monchiquites.

— M. M. PAUCĂ fait un rapport sur: K. KREJCI-GRAF. — Ölogeologie als Grundlage einer methodischen Lagerstätten-Suche. *Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. Pal.* Bd. 73 Abt. B. H. 2. 1935.

### Séance du 1-er mars 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. SABBA ȘTEFĂNESCU. — **Sur la mesure des résistivités apparentes par la méthode de la spire circulaire <sup>1)</sup>.**

— M. T. P. GHIȚULESCU et M. SOCOLESCU. — **Les gisements sédimentaires d'or, d'âge tertiaire, dans les Monts Apuseni.**

Dans la région Roșia Montană — Bucium apparaît une série de gisements d'un caractère tout différent de ceux généralement rencontrés dans les Monts Apuseni. Ils se présentent comme dépôts sédimentaires, interstratifiés dans le complexe tertiaire de la région. Leur caractère général est celui des placers aurifères fossiles connus dans les diverses régions du monde. Citons ceux de Californie et d'Australie qui ont donné lieu à des exploitations importantes.

Les gisements que nous faisons connaître à cette occasion ont donné lieu à des exploitations d'une importance et d'un développement réduits, qui ont eu lieu à des époques assez lointaines. Si du point de vue économique ils offrent jusqu'à ce jour peu d'importance, ils présentent au contraire un intérêt particulier au sujet de certains problèmes métallogéniques posés par la région.

Etant donné que jusqu'à présent ces gisements n'ont pas été mentionnés dans la bibliographie, nous croyons nécessaire d'insister sur leurs rapports géologiques et de montrer leur structure.

<sup>1)</sup> Publié dans *Beiträge zur angew. Geophysik*. Bd. V, H. 2, 1935.



**La structure géologique de la région.** Le soubassement de la région est constitué par des dépôts fortement plissés de Flysch crétacé, appartenant aux deux complexes que nous avons séparés dans une communication antérieure <sup>1)</sup>. Au-dessus reposent en discordance, des sédiments appartenant au Crétacé supérieur, ayant l'aspect connu dans la Valea Arieşului et qui occupent des surfaces assez importantes. Le Tertiaire y est représenté par des dépôts riches en matières volcaniques; on peut y distinguer deux séries:

a) sédiments plus anciens, dans lesquels prédominent les tufs et les brèches rhyolitiques, qui comblent le bassin d'effondrement de Roşia Montană et le bassin de Frasin (Bucium-Şasa);

b) dépôts plus récents dans lesquels prédominent les tufs et les brèches andésitiques, recouvrant les dépôts précédents et qui sont, à leur tour, recouverts par des laves andésitiques. On trouve parmi ces sédiments, des grès, des conglomérats, des sédiments argileux tufacés et plus rarement des argiles. Ils ont une puissance généralement réduite; parfois à la partie inférieure certains amas atteignent jusqu'à 5 mètres d'épaisseur. Ces sédiments sont subordonnés comme épaisseur aux dépôts pyroclastiques. Les gisements dont nous nous occupons ici sont représentés par l'horizon de grès et de conglomérats appartenant à cette série. On rencontre des dépôts semblables, à la base des andésites, qui constituent les collines d'Orlea, Gârda, Brădicelul, Islazul, Botul, Vârşi, Coltoiu, Rotunda, Curmătura, Citerile, Ghergheleu, Poeni, etc.

En ce qui concerne les éruptions volcaniques tertiaires nous pouvons également les séparer en deux séries:

I. Éruptions de rhyolites, de dacites et d'andésites quartzifères, propylitisées et généralement kaolinisées. Ces dernières sont représentées tant par des dépôts pyroclastiques, tels que tufs, brèches et laves, que par des massifs formant les necks des volcans Cetatea et Cârnicul de Roşia-Montana, Frasinul et Conţul de Bucium-Şasa, Vulcoi, Corabia de Bucium-Poieni, etc. Ces roches propylitisées, souvent kaolinisées et parfois minéralisées,

---

<sup>1)</sup> T. P. GHIŢULESCU, M. SOCOLESCU et D. GIUŞCĂ. Études géologiques et minières dans le Quadrilatère aurifère. *C. R. Inst. Géol. Roum.* t. XXII, p. 74. Bucureşti, 1938.



sont caractérisées par une altération hydato-pneumatolytique plus ou moins intense. Dans ces roches, ou bien dans leur voisinage immédiat, on connaît des gisements aurifères filoniens importants.

II. Éruptions d'andésites et de basaltes. Les andésites sont surtout représentées par des laves accompagnées à la base, de brèches pyroclastiques et de tufs en alternance — ainsi que nous l'avons démontré ci-dessus — avec des dépôts sédimentaires proprement dits. Les dépôts pyroclastiques et sédimentaires contiennent des éléments roulés ou brisés, provenant des rhyolithes, dacites et andésites quartzifères de la série précédente, ce qui précise leurs rapports d'âge. Les massifs d'andésite appartenant à cette série constituent les necks des volcans Rotunda de Roşia Montană et Citera, Poieni, Ruginoasa, Geamăna etc., de Bucium Muntar. Ces andésites ainsi que les dépôts pyroclastiques qui les accompagnent, se trouvent à l'état frais, sans aucune trace d'altération hydato-pneumatolytique.

Les basaltes qui forment Detunata Goală et Detunata Flocoasă, appartiennent vraisemblablement à la même série, étant donné leurs rapports avec les dépôts sédimentaires tertiaires et le fait que les plus récents de ces dépôts ne contiennent pas des éléments de basalte.

Dans les roches éruptives de cette série on ne connaît pas de gisements filoniens. Les gisements sédimentaires aurifères dont nous nous occupons plus bas se trouvent intercalés entre leurs dépôts pyroclastiques.

**Description des gisements sédimentaires.** *Gisements de Roşia Montană, Vârtoş-Cârpeniş.* Ces gisements se trouvent dans le Dealul Gârdul au NW de Roşia-Montană sur le versant Sud du ruisseau de Vârtoşul. Ils sont traversés par les galeries Barbara à Jeruga et par celle de Zănoaga.

La galerie Barbara à Jeruga se trouve dans le ruisseau de Vârtoşul. Elle présentait, lors de nos recherches, une longueur d'environ 100 m et était approximativement dirigée vers le S. La galerie a une section peu commune; environ 4 m de largeur. Elle suit un plafond résistant de brèche andésitique et montre la coupe suivante dans les sédiments tertiaires, presque horizontaux (fig. 1).



À la partie supérieure, sous la brèche andésitique, se trouve un paquet, 50 cm d'épaisseur, constitué d'une alternance d'argiles gréseuses à menus conglomérats andésitiques; ce paquet repose sur un banc de grès argileux d'environ un mètre d'épais-

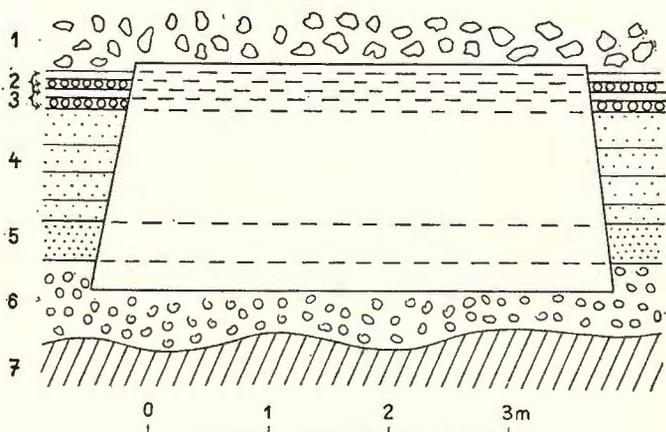


Fig. 1. — Coupe de la galerie Barbara Jeruga.

1, brèche andésitique; 2, argile gréseuse 3, conglomérat andésitique; 4, grès argileux; 5, sable aurifère; 6, conglomérat friable; 7, schiste crétacé.

seur; plus bas suit, une couche d'environ 30 cm d'épaisseur, constituée de sable fin, faiblement cimenté, qui contient des paillettes d'or dans presque toute sa masse et surtout vers la base. Ces paillettes sont généralement menues, mais on en rencontre aussi de plus grandes, de quelques millimètres de diamètre. Elles sont aplaties, parfois arrondies, semblables à celles que l'on rencontre fréquemment dans les placers aurifères. L'or a une finesse de 22—24 carats. Le sable contient aussi de la magnétite, dans une proportion relativement élevée et même une petite quantité de pyrite en grains plus ou moins arrondis. La pyrite est par endroits oxydée, formant des tâches jaunâtres dans le sable. Sous cette couche de sable aurifère, se trouve une couche de gravier grossier, partiellement consolidé, à éléments plus ou moins roulés, dans laquelle on rencontre aussi de l'or en granules, mais dans une bien moindre proportion. Les dépôts décrits ci-dessus reposent en discordance sur les schistes et les grès crétaqués supérieurs, qui affleurent dans le ruisseau de Vârtop.



La galerie d'ouverture a un profil trapezoïdal, taillé au ciseau, ce qui indique qu'elle est assez ancienne. Son profil large montre qu'elle a servi à l'exploitation. Elle est rouverte aujourd'hui, mais le contenu relativement faible des sables aurifères ne permet pas une exploitation rémunératrice.

La galerie Zănoaga (fig. 2), se trouve située à un niveau supérieur à celui de la précédente et à environ 200 vers le SW. Elle est dirigée vers le SE et inclinée dans le même sens. La section de la galerie également taillée au ciseau, mesure 4 m de largeur et environ 3 m de hauteur. Le profil ouvert par cette galerie montre une succession de brèches andésitiques, conglomérats andésitiques, tufs et argiles tufacées, qui contiennent des intercalations

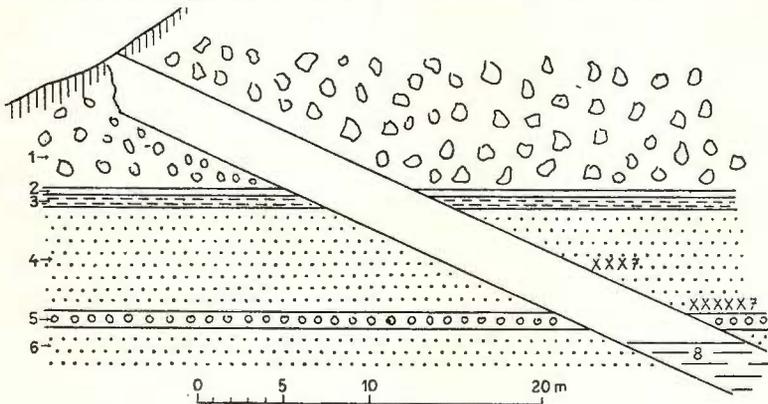


Fig. 2. — Coupe par la galerie Zănoaga.

1, brèche andésitique; 2, argile tufacée; 3, tuf; 4, grès tufacé;  
5, conglomérat andésitique; 6, grès; 7, couche aurifère; 8, eau.

de couches sableuses faiblement aurifères. En lavant à la batée ces sables, on trouve de rares paillettes d'or, un peu de pyrite et beaucoup de magnétite. Les paillettes d'or sont granuleuses et d'une grande finesse. La couche aurifère qui a fait l'objet de l'exploitation, se trouve, d'après les indications des mineurs de la région, plus bas; elle est aujourd'hui inondée. Elle a de même été rencontrée aussi par d'autres galeries situées à des niveaux inférieurs par rapport à celui de la galerie de Zănoaga; ces galeries sont aujourd'hui éboulées, aussi n'en voit-on plus que les remblais. Nous ne saurions affirmer avec précision si le gisement exploité ici est identique à celui décrit dans la galerie Barbara.



*Les gisements de Poeni, Bucium-Muntar.* Au N du village Poeni de Bucium Muntar, on rencontre la colline de Poeni, constituée par un culot d'andésite. Les laves se sont étendues vers le SE, jusqu'au village de Giurcuesți, recouvrant une épaisse couche constituée par des brèches, des tufs andésitiques à intercalations de grès et des conglomérats. Près du village de Poeni, dans la colline contournée par le chemin qui descend vers Lupșa, on voit des traces de travaux miniers assez développés. À l'E de cette colline et en lisière du chemin, on rencontre la galerie de Poeni qui pénètre vers l'W dans les schistes crétacés. A quelques dizaines de mètres de son ouverture, la galerie s'engage dans un conglomérat reposant sur les schistes crétacés et constitué par des éléments roulés d'andésite quartzifère propylitisée, de dacite et de schistes crétacés. Son ciment de couleur cendre clair, est argileux, gréseux, faiblement tufacé et contient des paillettes d'or. Ces paillettes sont généralement menues, leur diamètre pouvant aller jusqu'à 1 mm; elles sont arrondies, à formes allongées et aplaties; leur contour est irrégulier. La finesse de l'or est d'environ 22 jusqu'à 23 carats. Le conglomérat ne présente pas une stratification régulière; il donne plutôt l'impression d'une accumulation de matériel alluvionnaire. Nous y remarquons, ainsi que nous l'avons déjà dit, des galets d'andésite quartzifère à amphiboles, kaolinisés, qui constituent une bonne partie de la masse du conglomérat. Nous observons également des éléments provenant d'une dacite — ou peut-être rhyolithe — très kaolinisée, à grands cristaux bipyramidés de quartz. L'or semble avoir été répandu sans aucune régularité dans cette masse alluvionnaire. Elle a été exploitée en plusieurs points, probablement plus riches, d'où la présence d'excavations irrégulières.

On trouve dans le voisinage de cette mine, de nombreuses autres traces de travaux miniers aujourd'hui abandonnés et éboulés.

*Le gisement de Hărăguș.* À la base de la colline de Hărăguș, sur le territoire de la commune de Bucium Muntar et Lupșa, on trouve des gisements aurifères sédimentaires intercalés, dans les dépôts sédimentaires et pyroclastiques, à la base des laves andésitiques qui forment le sommet de cette colline.



Les rapports géologiques représentés dans la coupe ci-dessous se présentent comme suit (fig. 3):

Sur les schistes crétacés supérieurs, plissés, reposent en discordance, un paquet de couches sédimentaires tertiaires, presque

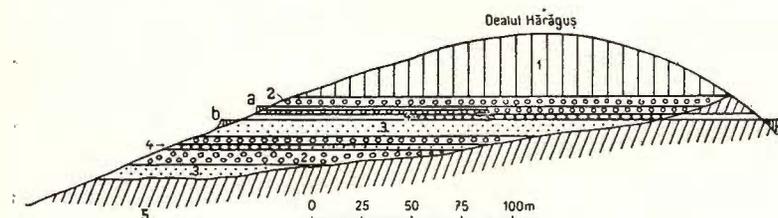


Fig. 3. — Coupe du Dealul Hărăguș.

1, laves andésitiques; 2, brèches andésitiques; 3, tufs, sables conglomératiques; 4, sables aurifères; 5, schiste crétacé; a, Galerie Sf. Gheorghe; b, Baia la Tăul lui Paulea.

horizontales, constituées de brèches andésitiques, de tufs andésitiques, de sables et de grès conglomératiques, avec de rares intercalations argileuses. Ce paquet de couches constitue un horizon ayant jusqu'à 40 m d'épaisseur, recouvert par des laves et des conglomérats andésitiques qui n'ont souffert aucune altération.

Le principal gisement se trouve sous les laves andésitiques; il est constitué par une couche de sable, à blocs arrondis d'andésites, de grès et de conglomérats crétacés, d'environ 1,2—1,5 m d'épaisseur. Il est intercalé entre des tufs et des brèches andésitiques. Dans ces sables de couleur grise à taches jaunâtres et surtout vers la base, on trouve des paillettes d'or. Ces paillettes sont généralement menues, et bien arrondies; mais on en trouve également, de la dimension d'un grain de maïs, ou aplaties, jusqu'à ½ gr. L'or est d'une grande finesse: 21—23 carats.

Ce gisement, qui représente un placer aurifère fossile typique, a donné lieu, dans un passé relativement éloigné, à une exploitation assez intense. Il a été ouvert par la galerie de Baia la Tăul lui Paulea, située sur le flanc N de la colline de Hărăguș, à la cote 1025 m. Elle est dirigée vers le S, ayant une longueur d'environ 40 m. Les travaux d'exploitation de la couche aurifère partent de cette galerie et s'étendent horizontalement. À cause des éboulements, la surface sur laquelle s'étendaient ces travaux ne peut être aujourd'hui estimée avec précision, mais elle dépasse



vraisemblablement quelques centaines de m<sup>2</sup>. La couche de sable aurifère a été exploitée dans toute son épaisseur, sous le plafond résistant de brèches andésitiques; des piliers de soutènement ont été cependant laissés par endroits. La tradition dit que le premier exploitateur, Boc Paulea, y a extrait d'importantes quantités d'or. Par la suite, l'exploitation a été abandonnée pendant 40 ans. La seconde exploitation n'a plus donné d'heureux résultats et les travaux ont de nouveau été abandonnés.

Des explorations ont été effectuées au cours de ces derniers temps par la galerie Sfântul Gheorghe de Ghergheleu, située à 17 mètres au-dessus de la précédente. Rouverte aujourd'hui, sur une longueur d'environ 100 m, la galerie se maintient dans la brèche andésitique stérile.

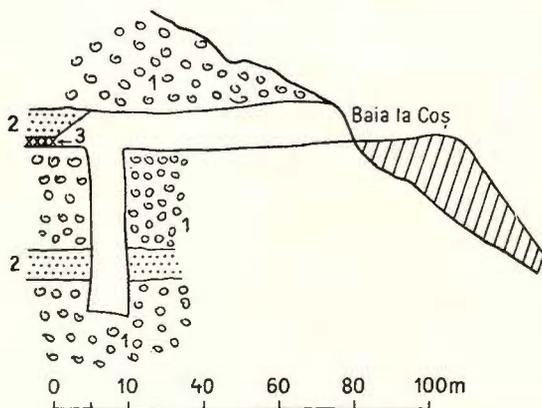


Fig. 4. — Coupe de la région de Păltiniș.  
1, brèche andésitique; 2, sables conglomératiques;  
3, sables jaunes aurifères.

Une autre couche de sable conglomératique, qui contient de l'or, affleure sous le gisement de la mine Tăul lui Paulea. De même, sur le flanc S de la colline de Ghergheleu, on trouve des traces de travaux anciens, aujourd'hui éboulés, qui, selon les indications des mineurs de la région, ont ouvert des gisements aurifères sédimentaires présentant le même caractère.

*Le gisement de Păltiniș.* Nous devons également signaler l'existence de certains gisements de même nature dans la colline de Păltiniș (Citera Neagră), située dans le voisinage de Detunata Goală. A la base de cette colline se trouvent des dépôts sédimentaire de sables conglomératiques, contenant de rares paillettes d'or. Ces dépôts ne sont aujourd'hui accessibles que dans un puits, à Baia Coșului, de sorte que nous ne pouvons nous rendre:



exactement compte de leur extension. Il résulte de la coupe que nous présentons ci-joint, que ces gisements présentent les caractères de ceux précédemment décrits (fig. 4).

**Considérations générales sur la genèse des gisements sédimentaires.** De ce qui a été exposé ci-dessus il résulte, que les gisements décrits représentent des placers aurifères fossiles d'âge tertiaire, conservés sous la couverture protectrice de certaines coulées d'andésites. Ils sont, à ce point de vue, très ressemblants aux gisements similaires de Californie et d'Australie.

Une première question qui se pose en relation avec la genèse de ces placers fossiles, est l'origine de l'or qu'ils contiennent.

Il résulte des rapports géologiques esquissés dans la première partie, de même que de la description des gisements, que ces derniers se sont formés d'une manière concomitante ou bien même au début du dépôt des tufs et brèches volcaniques de la seconde phase éruptive, et toujours avant la mise en place des laves et des massifs andésitiques.

La conclusion logique est que l'or de ces placers fossiles provient du remaniement de certains gisements primaires, formés antérieurement à l'éruption des andésites de la seconde phase.

En considérant les relations géologiques de la région, nous concluons que seuls les filons aurifères que nous connaissons à Roşia Montană, Bucium etc., en relation avec les éruptions de rhyolites, dacites et andésites quartzifères propylitisées, peuvent constituer la source de l'or des placers décrits. Le fait que l'on trouve dans ces placers des quantités plus ou moins importantes de ces roches toujours kaolinisées et propylitisées, parfois même minéralisées, constitue un argument en plus.

**Conclusions métallogéniques sur la minéralisation dans la région.** Ainsi que nous l'avons affirmé au début, les placers fossiles que nous avons découverts et décrits, s'ils ne présentent pas un intérêt économique de premier ordre, ont néanmoins, une importance particulière pour la solution de certains problèmes qui se posent en relation avec la minéralisation de la région.

L'un de ces problèmes consiste à situer la phase de minéralisation par rapport aux phases d'éruption. Jusqu'à présent aucun



argument n'existait pour la détermination des rapports réciproques, si bien que les prospecteurs pouvaient être induits à considérer plusieurs hypothèses.

Une première serait celle de l'existence de plusieurs phases de minéralisation, en relation avec les diverses phases d'éruption.

Une seconde hypothèse est celle que la minéralisation de la région s'est formée au cours d'une dernière phase finale, postérieure à toutes les éruptions.

Les placers aurifères fossiles présents dans la région de Roşia Montană donnent une solution du problème pour cette région, à savoir que la minéralisation est en rapport avec la phase éruptive des rhyolites, des dacites et des andésites quartzifères, comme un dernier produit de la différenciation de cette phase; c'est en même temps un phénomène antérieur aux dernières éruptions de la région, c'est-à-dire aux éruption d'andésites et de basaltes.

### Séance du 8 mars 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— MM. MIRCEA D. ILIE et M. PAUCĂ. — **Observations sur le Pliocène entre les vallées du Râmnicul Sărat et du Trotuş.**

Nous nous proposons de présenter ici quelques observations relatives au Pliocène compris entre les vallées du Râmnicul Sărat et du Trotuş. Nous nous sommes occupés de cette question en 1933 et 1934, lors d'études faites en commun en vue d'une monographie du pétrole et du Pliocène.

Les dépôts néogènes de la région de grande courbure des Subcarpathes appartiennent à un facies néritique, représenté par des marnes, des argiles, des grès fossilifères et des tufs andésitiques. Dans la région située au N du Milcov, tout le Pliocène est constitué par une série monotone de grès et de sables à faibles intercalations argileuses, assez pauvre en fossiles, raison pour laquelle il est malaisé de tracer les limites entre les quatre étages.

Ayant poursuivi le développement du Pliocène dans chacune des deux vallées transversales W-E de cette région, nous avons constaté l'existence d'une continuité de sédimentation du Méotien



au Levantin supérieur. Cette continuité existe également entre le Sarmatien et le Méotien situé à l'E de la faille péricarpatique, région qui, durant tout le Néogène, accusait un affaissement plus accentué que la région à l'W de cette faille. Il n'y a ici, ni de modification pétrographique, ni présence de conglomérats qui nous autorisent à admettre l'existence d'une transgression méotienne à l'E de la faille péricarpatique.

La limite entre le Sarmatien et le Méotien ne saurait être tracée uniquement sur des critères d'ordre pétrographique. Elle est plutôt indiquée par l'absence de bancs calcaires à grandes Mactres, qui montent habituellement jusque dans le Sarmatien le plus supérieur et aussi par la présence d'Unionidés qu'on rencontre dès la base du Méotien. Comme la distance qui sépare les derniers bancs à Mactra des premiers bancs à Unio, ne mesure que quelques dizaines de mètres, la limite entre le Sarmatien et le Méotien peut être tracée avec une précision suffisante.

À notre avis, les lambeaux méotiens de Vârful Lacului et ceux situés entre les villages d'Andreiaş appartiennent en réalité au Sarmatien inférieur, et les différences d'aspect proviennent des phénomènes d'altération. L'interprétation d'ordre tectonique, telle qu'elle résulte de la carte dressée par M. MATEESCU en 1927, ne correspond pas à la structure générale de cette région.

Dans la vallée de Râmnicul Sărat, la limite entre le Méotien et le Pontien est indiquée par la présence de *Paradacna abichi*. Plus au N, il est malaisé de tracer cette limite en raison de l'absence presque totale de fossiles.

Dans les vallées, profondément creusées et pourvues d'excellents affleurements, de la Putna, de la Şuşiţa et du Trotuş, on peut observer la même continuité de sédimentation, entre le Sarmatien et le Méotien et entre tous les autres étages du Pliocène que dans le département de Râmnicul Sărat. Lorsqu'on longe ces vallées de l'W à l'E, on constate qu'à partir du Sarmatien, qui se présente verticalement ou même légèrement renversé vers l'E sur le Méotien, les autres étages, tout en gardant une concordance parfaite, plongent d'autant moins vers l'E qu'ils sont plus récents. Mais, contrairement à ce qui se passe dans le S et



le N de la région considérée, c'est-à-dire dans les vallées de Râmnicul Sărat et de Troțuș — où le Levantin inférieur se rapproche fortement de l'horizontale — dans la région centrale, comprise entre le Milcov et la Șușița, le Levantin inférieur présente un pendage vers l'E d'environ 45°. Dans cette région, les pendages du Levantin commencent à décroître d'une façon sensible et à se rapprocher de l'horizontale seulement après que le facies des graviers de Căndești présente son maximum de développement.

Malgré cette continuité de sédimentation, qui caractérise les dépôts pliocènes des Subcarpathes de la grande courbure, il n'y aurait plus selon, M. MATEESCU, de Pontien dans la vallée de la Putna, l'extrême apparition de cet étage vers le N étant représentée par une lentille située sur la droite du ruisseau Milcov, à l'W de Vulcăneasa. Toujours selon cet auteur, en partant d'ici vers le N, le Méotien double sa largeur et vient en contact direct avec le Dacien. En réalité, le Pontien se prolonge aussi dans la région au N du Milcov, mais il change de facies, devenant entièrement sableux et gréseux. En ce qui concerne la région entre le Milcov et la Putna, les limites Méotien-Dacien, Dacien-Levantin inférieur et Levantin inférieur-Levantin supérieur, telles qu'elles figurent sur la carte de M. MATEESCU, ne correspondent pas à la réalité; elles ne tiennent aucun compte des fossiles connus déjà par GH. BOTEZ.

Un autre problème qui intéresse grandement le Pontien du Râmnicul-Sărat, est la présence de Prosodacnes de petite taille, que M. MATEESCU rapporte au Dacien. L'apparition de bancs à petits Prosodacnes dans le Pontien et le fait qu'ils figurent sur la carte comme Dacien, ont provoqué des difficultés dans l'interprétation de la tectonique. C'est ainsi qu'on peut s'expliquer la présence de lentilles de Dacien au milieu du Pontien du Râmnicul Sărat, près du village de Jitia, en les interprétant sur ladite carte, soit comme des fonds de synclinaux de Dacien pincés dans le Pontien, soit comme des crêtes anticlinales, si l'on tient compte de leur apparition dans des thalwegs. La structure géologique de la région et les conditions paléogéographiques nous empêchent toutefois d'admettre l'existence de ce Dacien pincé entre les dépôts pontiens. En effet, le Pontien — tout comme le reste du Pliocène de cette région — n'est



pas constitué par plusieurs plis parallèles, parmi lesquels de pareils synclinaux de Dacien pourraient se trouver pincés; il se présente sous forme d'une série monoclinale, accusant un pendage vers l'Est. À notre avis, les complications d'ordre tectonique n'existent pas sur le territoire de Jitia et proviennent uniquement de ce que les Prosodacnes du Pontien ont été injustement interprétées comme dénotant le Dacien.

Dans le bassin supérieur de la Valea Neagră, en raison de difficultés techniques rencontrées par l'auteur, celui-ci a séparé sur sa carte deux anticlinaux de Pontien qui disparaissent au N de cette vallée sous le Dacien. Nos recherches pour retrouver ces plis se sont avérées vaines.

Une autre question qui se pose dans la région considérée est celle des relations entre le Levantin inférieur et le Levantin supérieur. Selon M. MATEESCU, les deux horizons du Levantin se trouveraient tantôt en continuité de sédimentation, tantôt en discordance, cette dernière étant provoquée par une érosion suivie de transgression. Si l'on compare en effet les pendages de la base du Levantin à ceux des graviers de Căndești, on observe une différence de 20 à 30° qu'on ne peut constater que sur une distance de 2 à 3 km; la différence d'altitude est de 200 mètres ou davantage. Cette différence angulaire provient cependant de la phase de plissement du Levantin supérieur mais qui n'a été accompagnée ni de l'exondation, ni de l'érosion de la région externe des Subcarpathes de la courbure.

Sur la bordure E de la région considérée, entre la Putna et le Râmnicul Sărat, les crêtes des collines figurant sur la carte de M. MATEESCU sont recouvertes par les dépôts de la terrasse supérieure, qui l'élève de 100 à 400 m et même davantage. Cette différence d'altitude tellement accusée entre les limites inférieure et supérieure d'une terrasse nous a incités à nous occuper aussi de cette question. Nous avons constaté que les dépôts de terrasse présentent un développement réduit seulement à la bordure E la plus extrême de cette région. Dans les régions plus élevées de l'W, les graviers appartiennent au Levantin supérieur. Le relief de ces crêtes est donné par plusieurs surfaces qui s'inclinent faiblement vers l'E et dont les pendages correspondent à ceux des couches du soubassement; elles représentent des surfaces



structurales dues aux bancs fortement cimentés des graviers de Căndești, où l'érosion s'est arrêtée.

De ce que nous venons de dire résultent les conclusions suivantes:

1. Le Pliocène de la courbure des Carpates présente une sédimentation continue, qui commence au Sarmatien.

2. Au point de vue tectonique, la région entière présente l'aspect d'une série de couches monoclinales. Les plis des environs de Jitia et du cours supérieur de la Valea Neagră n'existent pas.

3. Il n'existe pas non plus de lambeaux de Méotien dans la région des villages d'Andreiaș.

4. Le Pontien se prolonge aussi au N du Milcov jusqu'au Troțuș, changeant toutefois de facies et devenant gréseux.

5. La limite entre le Levantin supérieur et le Levantin inférieur ne correspond nulle part à une surface d'érosion.

6. La terrasse supérieure de la bordure de la Plaine Roumaine entre les ruisseaux Râmnicul Sărat et Putna représente en majeure partie une série de surfaces structurales.

#### BIBLIOGRAPHIE

- MATEESCU ST. I. Recherches géologiques sur le versant extérieur de la région de courbure sud-est des Carpates roumaines. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, București, 1937.
- BOTEZ G. Communication préliminaire des études géologiques faites dans le district de Putna. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, t. IV, Bucarest 1916.

### Séance du 15 mars 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. O. PROTESCU. — Etude géologique et paléobiologique de l'ambre roumain. I. Les inclusions organiques de l'ambre de Buzău <sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Publié dans *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III, p. 65. București, 1937.



## Séance du 22 mars 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. T. P. GHIȚULESCU — Les gisements de diatomite dans la région de Cavna-Mineș-Mineșel (départ. d'Arad).

On connaît, dans le bassin tertiaire du Crișul Alb, des dépôts de diatomite, en partie mentionnés dans les études géologiques de I. PETHÖ<sup>1)</sup> et L. LÓCZY<sup>2)</sup>. I. PANTOCZEK<sup>3)</sup> a minutieusement étudié certains de ces dépôts, du point de vue paléontologique.

Nous nous occuperons dans le présent travail, de quelques affleurements de dépôts de diatomite de la région Cavna-Mineșel, que nous avons étudiés à la demande de l'Institut Géologique, au cours de la campagne de l'an dernier.

**Considérations générales sur la géologie de la région.** I. PETHÖ s'est occupé de près de la structure géologique de cette région. LÓCZY et PETERS l'ont envisagée aussi, mais plus sommairement; contentons-nous donc d'en mentionner les principaux caractères.

Le soubassement de la région est constitué de roches métamorphiques, notamment de phyllites, puis de quartzites et de micaschistes. Ces roches affleurent par lambeaux d'étendue réduite. Par endroits elles sont intensivement altérées sous l'effet des phénomènes volcaniques. Ça et là apparaissent sur le cristallin, de petits lambeaux de grès quartzitiques: LÓCZY leur attribue l'âge triasique et PETERS, l'âge liasique. La région est pour la plupart recouverte de dépôts tertiaires, appartenant au Miocène et au Pontien. Le Miocène y est représenté par le Méditerranéen supérieur et par le Sarmatien.

Le Méditerranéen supérieur est constitué de dépôts marins, représentés vers leur partie inférieure, par des argiles sableuses compactes, par des graviers et des sables; à la

<sup>1)</sup> I. PETHÖ. Geologische Studien in den nördlichen Ausläufern des Hegyes Drocsa Gebirges an dem linken Ufer des Weissen Körös. *Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. für 1887.*

<sup>2)</sup> L. LÓCZY. Über die geologischen Aufnahmen in den Komitaten Arad, Csanád und Temes. *Jahresber. d. k. ung. geol. Anst. für 1886.*

<sup>3)</sup> I. PANTOCZEK. Beiträge zur Kenntnis der fossilen Bacillarien Ungarns, II. Teil. Brackwasser-Bacillarien. Nagy-Topolcsány, 1889.



partie supérieure, on remarque des couches de calcaire de Leitha, des tufs calcaires et des sables tufacés. Une partie de ces dépôts contiennent des matières, tufacées, volcaniques. Ces dépôts sont surmontés d'un horizon consistant surtout en volcanites: tufs, brèches, agglomérés et laves, résultant d'éruptions de volcans à pyroxène et andésite. On retrouve dans la région, les cratères de ces volcans. Les volcanites contiennent en intercalations des argiles plastiques, des sables fins et des couches de diatomites, situées vers la partie inférieure de ce complexe pyroclastique.

Basé sur une riche faune provenant des calcaires de Leitha et des tufs calcaires, déterminée par PETERS, LÓCZY et PETHÖ, on a attribué à tous ces dépôts un âge méditerranéen supérieur.

Le Sarmatien y serait représenté, selon PETHÖ, par des calcaires à Cérithes formant des lambeaux, reposant ça et là sur les tufs andésitiques et étant recouverts à leur tour par des dépôts pontiens.

Nos observations montrent cependant qu'au moins une partie des dépôts pyroclastiques, attribués au Méditerranéen supérieur, appartient en réalité au Sarmatien. On trouve en effet, dans le ruisseau d'Oșița de Mineșel, entre les brèches andésitiques, une intercalation de diatomite, qui contient une faune sarmatienne. M. JEKELIUS qui a bien voulu l'examiner, a déterminé: *Cardium* aff. *vindobonense* et *Cardium* cfr. *suessi*

M. PAUCĂ, très familiarisé avec la faune miocène du bassin de Beiuș, a reconnu: *Trochus* sp. et *Rissoa inflata*.

Ces formes indiquent le Sarmatien. La forme *Rissoa inflata* est caractéristique pour le Sarmatien inférieur, ainsi que le démontre M. PAUCĂ dans ses travaux sur le Bassin Néogène du Beiuș<sup>1)</sup>.

Cette observation, détermine une extension des limites du Sarmatien dans la région et introduit un changement d'âge pour une partie au moins des éruptions volcaniques.

Le Pontien est largement répandu dans la région. Il y est représenté par des marnes calcaires, sableuses et par des sables argileux, fins ou grossiers, de couleur cendré jaunâtre, très fossilifères. PETERS, LÓCZY et PETHÖ y ont déterminé une riche faune.

<sup>1)</sup> M. PAUCĂ. Le Bassin Néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XVII. București, 1936.



Les dépôts du Méditerranéen supérieur et du Sarmatien sont largement plissés. Les pendages mesurés atteignent jusqu'à 30°.

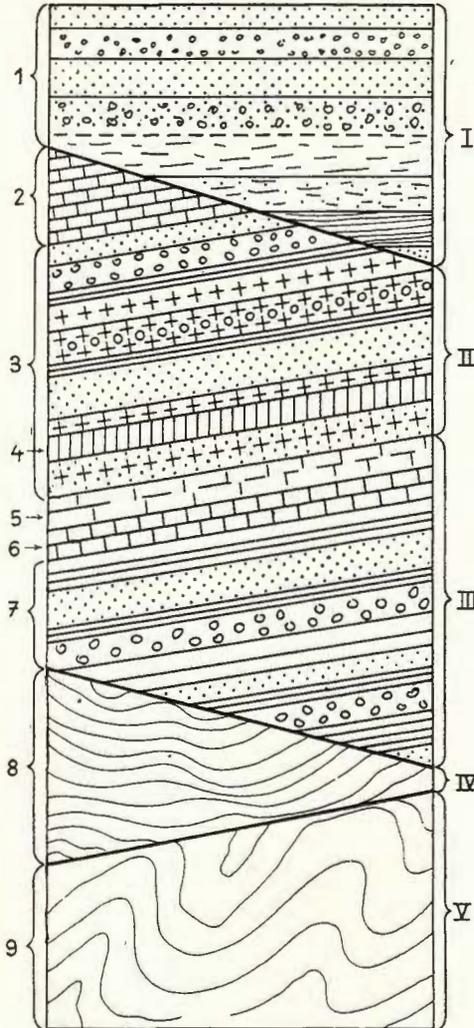


Fig. 1. — Coupe stratigraphique schématique dans la région Cavna-Mineș-Mineșel.

I, Pontien; II, Sarmatien; III, Méditerranéen supérieur; IV, Trias (?) Lias (?); V, cristallin.

1, sables-graviers, marnes argileuses; 2, calcaires à Cérithes; 3, dépôts pyroclastiques d'andésites à pyroxène; laves, brèches, tufs; 4, diatomites; 5, tufs calcaires; 6, calcaires de Leitha; 7, sables, graviers, argiles; 8, grès quartzeux; 9, phyllites, quartzites, micaschistes.



Les dépôts pontiens sont disposés d'une manière presque horizontale. Nous remarquons de même, qu'ils recouvrent directement des divers dépôts : schistes cristallins, divers horizons du Méditerranéen supérieur, tufs volcaniques et calcaires sarmatiens. Ce fait, aussi bien que la différence angulaire, indique l'existence dans cette portion du bassin du Criş, d'une discordance entre le Miocène et le Pliocène, semblable à celle que M. PAUCĂ a signalée dans le bassin de Beiuş <sup>1)</sup>. Nous y remarquons également la présence de nombreuses failles qui sillonnent la région, et produisent des dislocations plus ou moins importantes.

La figure précédente représente une coupe schématique à travers la région, indiquant les rapports stratigraphiques et tectoniques des formations constitutives (fig. 1).

**La description des dépôts de diatomite.** L. LÓCZY fait remarquer dans son travail <sup>2)</sup>, la présence d'intercalations de schistes à Diatomées, parmi les tufs andésitiques de la Valea Bremia (Cavna), sans toutefois en faire la description. I. PETHŐ a mentionné un gisement de schistes à Diatomées dans la partie supérieure de la Valea Satului, de Mineş (Felmanes), intercalé vers la base des dépôts pyroclastiques, parmi des tufs plus fins. Enfin I. PANTOCSEK a étudié du point de vue paléontologique, plusieurs dépôts de diatomites de la région, à savoir :

Un dépôt de tuf trachyte-andésitique, dans la Valea Bremia de Cavna; c'est probablement le même que LÓCZY a mentionné dans son travail. Il y a décrit : *Navicula bacillifera*, n. sp., *N. Lóczyi* n. sp., *Cocconeis biharensis* n. sp., *Grammatopuera hungarica* n. sp., *Triceratium Lóczyi* n. sp., *Melosira* et *Biddulphia*.

Il a étudié dans le même travail, deux dépôts de « Klebschiefer », situés respectivement dans Cavna et Mineş, dont la position topographique ne nous est cependant pas connue.

Au cours de nos recherches, nous avons examiné en dehors des dépôts de diatomites signalés par les auteurs précédents, dans la Valea Bremia de Cavna et sur le versant de la Valea Satului de Mineş, les gisements suivants, inconnus jusqu'ici dans

<sup>1)</sup> M. PAUCĂ. Die vorpontische Erosion am Ostrand der Pannonischen Senke. *Bul. Soc. Geol. Rom.*, vol. II. Bucureşti, 1937.

<sup>2)</sup> L. DE LÓCZY. Loc. cit.



la bibliographie: dans la Valea Bârzovița de Mineș, dans la Valea Oșița et dans Dâmbul Strigomului de Mineșel.

Nous nous occuperons ci-après de ces affleurements, aussi bien que des principaux caractères de ces gisements.

*Cavna.* Le gisement de Valea Breミア Mare et de Breミアuța. Dans la Valea Breミア Mare, à une distance d'environ 1700 m à l'E du confluent de la Breミアuța, affleure sur la rive droite, un puissant dépôts de diatomite (fig. 2).

Le toit en est constitué par une brèche andésitique et des tufs andésitiques, fins, gris, à intercalations de tufites argileuses. Le gisement est constitué par des bancs, disposés de haut en bas, de la manière suivante:

120 cm. diatomite	10 cm. de tuf sableux blanc.
10 » tufite	40 » de diatomite
40 » diatomite	10 » de tuf sableux, cendré, compact
15 » tufite	
240 » diatomite à minces intercalations de tuf andésitique cendré.	? » diatomite sous le niveau de la vallée.

Au total, l'épaisseur réduite du dépôt de diatomite est d'environ 4,30 m, au-dessus du niveau de la vallée. La puissance du banc de diatomite sous le niveau de la vallée n'a pas été déterminée, mais elle ne paraît pas être importante.

Le gisement, compris entre des tufs et des brèches andésitiques, est dirigé vers N 55° W et incliné d'environ 12° NE. Ce gisement continue vers le NW, dans la colline Câmpul Mare; on l'y retrouve dans le ruisseau Breミアuța sous la cote 232. L'affleurement qui se trouve ici, correspond au gisement, du point de vue de la structure, de la direction et de la position. Cette région étant disloquée par de nombreuses failles, la continuité ne peut être affirmée qu'à la suite d'un examen minutieux.

Dans ce gisement, la diatomite présente les caractères suivants:

Une masse généralement blanche, à intercalations d'un jaune clair ou d'un vert clair, à l'aspect tufacé, rarement terreux, kaolineux, ou se présentant comme une craie. Les bancs sont composés de couches distinctes, souvent à structure finement stratifiée. La consistance de la roche est réduite; elle peut être facilement



brisée au marteau, et se débite en plaques. Les plaques ont une certaine résistance, mais elles peuvent être facilement cassées à la main. La cassure est irrégulière et schisteuse.

La roche est très friable. La poudre, extrêmement fine, laisse sur la main une poussière blanche, adhérente, pareille à la craie,

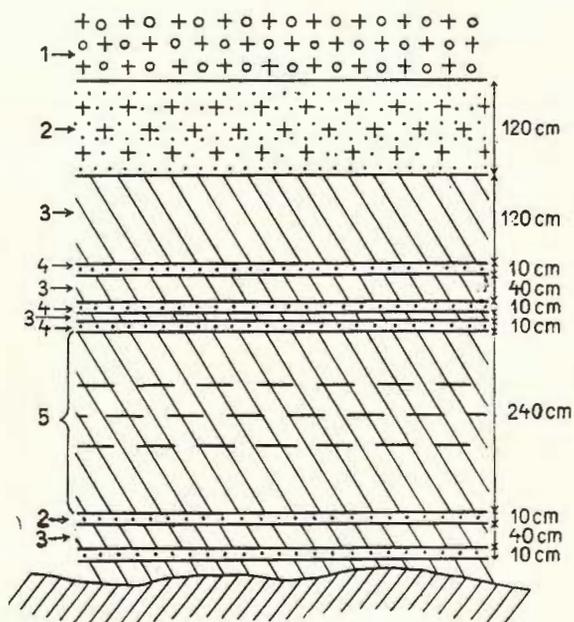


Fig. 2. — Coupe schématique du gisement de la Valea Bremia Mare.

1, brèche andésitique; 2, tuf andésitique; 3, diatomite; 4, tuffite;  
5, diatomite à intercalations tufacées.

au kaolin ou au talc. Frottée ou humectée, elle se réduit facilement en une poudre fine siliceuse. Elle est caractérisée par une densité fort réduite, généralement inférieure à 1. En l'examinant de près, on observe une structure spongieuse, aux pores très fins.

Sous le microscope, la diatomite se présente comme une masse amorphe, qui contient des impuretés de matière tufacée, argileuse ou de grains arrondis de quartz.

Les Algues sont constituées de silice amorphe, sans aucun caractère cristallin. En ce qui concerne la détermination paléontologique, nous nous référons à l'étude de I. PANTOCSECK. Nous



n'y remarquerons que la prédominance des formes allongées, telles que: *Navicula bacillifera*, *N. Lóczyi*, *Biddulphia*, *Triceratium*, etc. Ces formes assurent — selon la remarque de DAMMER — une structure à propriétés techniques supérieures par rapport à celles de la diatomite caractérisée par des formes arrondies.

En ce qui concerne les qualités d'ordre technique, nous publierons dans le chapitre suivant, quelques observations sur les propriétés physiques<sup>1)</sup> de la diatomite.

*Mineaşul de Sus*. Le gisement de la Valea Bârzoviţa. — Les affleurements que nous avons reconnus sont situés dans la Valea Bârzoviţa, presque au niveau de la côte 264 sur la colline Câmpul Lalii. Trois affleurements y sont ouverts; le profil ci-dessous montre leurs positions et leurs formes (fig. 3).

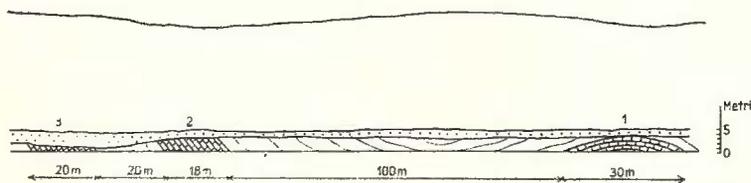


Fig. 3. — Coupe schématique de la Valea Bârzoviţa.

Il résulte des rapports géologiques que les affleurements 1 et 2 appartiennent à la même couche de diatomites. D'ailleurs la structure des gisements respectifs est très ressemblante. Cette couche se compose de bancs de diatomite, alternant avec de minces intercalations de tufs volcaniques, qui représentent ensemble environ  $\frac{1}{5}$  de l'épaisseur du gisement.

La diatomite présente un aspect plus terreux que celui du gisement précédent; il est généralement d'un blanc jaunâtre, à tâches noirâtres ou verdâtres. Certains bancs présentent un caractère schisteux; ils sont blancs et se séparent en couches minces. Dans l'affleurement 2, le gisement atteint en épaisseur 5,5 m dont 4 m représentent de la diatomite assez pure. Dans l'affleurement

<sup>1)</sup> L'étude chimique de ces diatomites est entreprise par M-me E. ZAMFIRESCU du laboratoire de chimie de l'Institut Géologique, qui s'occupe également de l'étude des propriétés techniques du matériel.



No 1, qui se trouve dans l'axe de l'anticlinal, 3 m seulement de l'épaisseur totale sont mis au jour.

Le 3-e affleurement est situé dans la vallée, un peu au NW de l'affleurement No. 2. Mais à cet endroit il n'y a plus qu'une épaisseur d'environ 50 cm de diatomite qui soit encore au jour au dessus du niveau de l'eau; vu que l'affleurement est couvert d'une couche d'environ 2 m de sol et d'alluvions. Cet affleurement correspond à une couche de diatomite située au dessous de l'affleurement précédent. Son épaisseur est d'environ 13 m, dont seulement une faible part représente de la diatomite pure. Le gisement contient de fréquentes et fortes intercalations de tufs et de tufites. La diatomite est d'une qualité inférieure; elle contient une importante proportion d'impuretés inorganiques et organiques. Les deux couches de diatomite sont comprises entre des dépôts piroclastiques de tufs, de brèches et de laves andésitiques.

Le gisement du Dealul Vârful Graniții. Aux sources de la Valea Bârzovița et à proximité des sources de la Valea Satului de Mineșul de Sus, apparaît une couche de diatomite. C'est probablement la même couche que nous avons mentionnée dans le travail de I. PETHÖ.

Ce gisement a été ouvert par les habitants de la région, par quatre puits de 3 jusqu'à 4 m de profondeur. Ces travaux font constater que la couche est comprise entre des tufs andésitiques plus fins. Dans les puits la diatomite atteint 1 m environ d'épaisseur, tandis que les couches qui la recouvrent arrivent à 2 ou 3 m de puissance.

L'aspect de la diatomite est fort semblable à celui des affleurements 1 et 2, de la Valea Bârzovița. Il se présente comme une masse d'aspect terreux, à stratification indistincte, d'un blanc jaunâtre. On y observe au microscope, des impuretés sableuses, ainsi que des éléments tufacés. Les formes d'Algues allongées y prédominent.

*Mineșel.* Le gisement du ruisseau Oșița. Entre les collines de Vârful Râtului et de Mălăiște et le ruisseau Oșița, affleure un autre gisement de diatomite. Les rapports géologiques se présentent comme dans le profil ci-joint (fig. 4). La couche de diatomite est comprise entre des brèches andésitiques. Elle a été



disloquée par deux failles, l'une à direction N 30° W, et pendage de 60° E, l'autre à direction N 25° E et pendage de 70° E. La longueur du gisement entre ces deux failles est d'environ 6 m et l'épaisseur, d'environ 2 m. Il a été touché par deux excavations, de 2 jusqu'à 3 m de profondeur.

Le gisement se compose de 3 bancs. Le supérieur est constitué par une diatomite d'un blanc immaculé, très friable, tendre, de

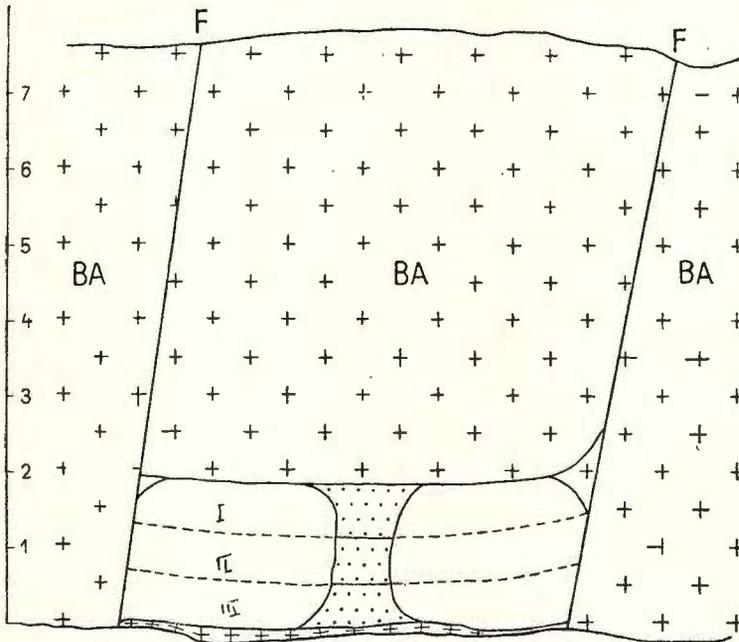


Fig. 4. — Coupe du gisement d'Oșița.

BA, brèche andésitique; F, faille; I, diatomite blanche; II, diatomite argileuse fossilifère; III, diatomite jaunâtre fossilifère.

très petite densité. Elle semble être d'une qualité exceptionnelle. Ce banc surmonte un autre, constitué par une diatomite argileuse, d'un blanc verdâtre, contenant un peu d'argile, s'amollissant à l'humidité. Sa structure est un peu plus compacte et moins friable. Le troisième banc, c'est-à-dire l'inférieur, consiste en une diatomite un peu plus pure, blanche, légèrement jaunâtre. Sa structure est spongieuse, la roche étant friable. Les deux derniers bancs sont fossilifères; la faune justifie, comme nous l'avons montré,

l'âge sarmatien du gisement, ainsi que de tout le paquet de dépôts pyroclastiques qui le recouvrent.

La qualité de la diatomite des bancs supérieurs et inférieurs, notamment du premier banc, est exceptionnelle. L'intérêt économique est cependant diminué par les dislocations déjà signalées.

Le gisement de Dâmbul Strigomului. On rencontre dans le versant gauche du ruisseau Surluț, immédiate-

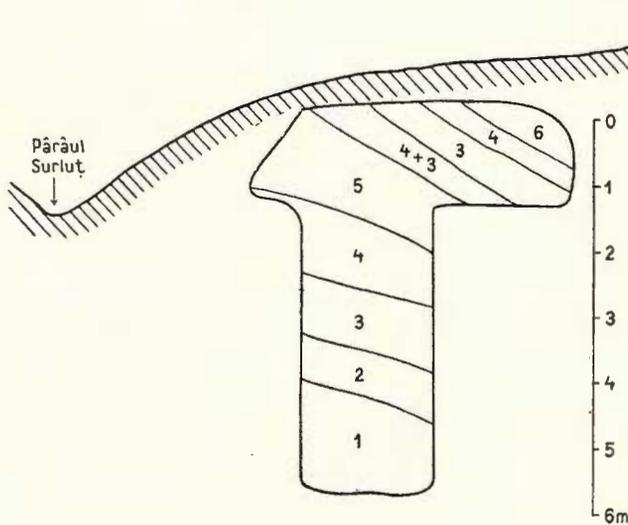


Fig. 5. — Coupe schématique du puits au Dâmbul Strigomului.

- 1, argile molle plastique marron; 2, argile plastique jaunâtre; 3, brèche andésitique à taches d'oxyde; 4, argile verdâtre à diatomite; 5, diatomite jaune argileuse; 6, diatomite blanche.

ment au-dessous du sol, un gisement de diatomite. Il affleure dans le lit du ruisseau, parmi les couches de tufs et de brèches andésitiques. Il est également atteint par une galerie et un puits, creusés dans le même versant. La structure de ce gisement diffère de celle des autres par l'altération intense due aux eaux superficielles.

Le gisement se compose de deux intercalations de diatomite, parmi des argiles, des tufs et des brèches andésitiques, ainsi qu'il ressort du schéma ci-dessous. Toutes ces roches ont été plus ou moins colorées et imprégnées de matières apportées par les eaux superficielles.



Toutes les argiles contiennent des Algues siliceuses. Certaines d'entre elles, en raison des quantités importantes de ces Algues, peuvent être appelées « argiles à diatomite ». On trouve dans ces argiles des traces de Cardiacées.

La diatomite de la couche inférieure est argileuse. Elle se présente comme une masse terreuse de couleur blanche, jaunâtre, verdâtre, plus compacte et moins friable que la diatomite de bonne qualité.

La diatomite de la couche supérieure est schisteuse et offre l'aspect d'une masse terreuse, tendre; elle est blanche à taches noirâtres ou marrons, dues aux eaux d'infiltration. Ce n'est que cette dernière couche de diatomite qui pourrait offrir un intérêt économique. Son épaisseur exacte n'a pu être déterminée avec précision dans les affleurements et dans les travaux mentionnés, cette couche se trouvant près de la surface. La puissance ne semble pas dépasser un mètre.

**Considérations générales sur les conditions de formation de la diatomite.** Les rapports géologiques montrent que tous les gisements occupent la même position stratigraphique, vers la partie inférieure des dépôts pyroclastiques. Nous avons l'impression qu'il y a continuité au moins partielle entre ces gisements. Il a été démontré d'autre part que la diatomite du ruisseau d'Oșița contient une faune marine sarmatienne. Il en résulte que les gisements de diatomites connus sont d'âge sarmatien et qu'ils ont été déposés dans la mer, ainsi que le montre la faune mentionnée.

Une autre observation d'ordre général: les gisements de cette région sont associés aux dépôts pyroclastiques, dûs aux volcans d'andésites à pyroxène. Dans un travail sur les diatomites du bassin Brașov-Baraolt <sup>1)</sup>, M. PREDA a fait ressortir, sur la base d'une documentation complète, qu'en général les gisements de diatomite se rattachent aux dépôts pyroclastiques basiques.

Cela semble être une loi générale; dans tous les cas, la relation est vérifiée pour les principaux gisements du monde.

---

<sup>1)</sup> D. M. PREDA. Les gisements de diatomite du bassin pliocène de Brașov-Baraolt. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, t. XX.



M. M. FILIPESCU montre également que les dépôts à diatomite de l'Oligocène subcarpatique sont liés aux tufs andésitiques, dont ils ont extrait leur silice.

Il est donc intéressant de remarquer que les conditions concernant la formation des diatomites dans la région que nous avons étudiée se laisse ramener au cas général.

**Quelques propriétés physiques des diatomites.** Nous avons décrit, pour chaque gisement en particulier, la manière de se présenter des diverses sortes de diatomites. Nous avons fait sur quelques-unes de ces roches des essais physiques, dont les résultats sont inscrits dans le tableau ci-dessous.

Nos déterminations concernaient: la densité de la roche à l'état normal, sa densité après séchage, le pourcentage d'humidité, la porosité et enfin, le poids spécifique de la roche<sup>1)</sup>. Avant de présenter les résultats, nous croyons utile de fournir quelques indications sur les méthodes employées, afin de faire ressortir la signification des résultats.

Nous avons déterminé la densité de la roche en taillant des blocs de formes géométriques régulières, dont les volumes ont été calculés avec une précision, de 10 mm<sup>3</sup>. Ces volumes ont été vérifiés de la manière suivante: on a laissé pendant 24 heures, ces blocs s'imbiber de benzol (densité 0,883), puis on a constaté à l'aide de trois pesées, qu'ils ont été imbibés jusqu'à la limite de la saturation. On a introduit les blocs ainsi imbibés, dans des vases gradués, contenant du benzol d'égale densité, et l'on a ainsi déterminé les volumes. Les résultats obtenus concordaient d'une manière satisfaisante avec les calculs géométriques.

Les pesées ont été effectués avec précision afin d'obtenir exactement la densité pour le second chiffre décimal.

On a déterminé la densité des roches à l'état naturel (telles qu'elles ont été prélevées dans le gisement), puis après séchage pendant 9 heures dans l'étuve électrique à 105°. Le séchage à l'étuve s'est effectué successivement, en quatre étapes (trois heures, deux heures, deux heures, deux heures), entre lesquelles il a été

<sup>1)</sup> Je tiens à exprimer mes remerciements à M-elle V. PAȘCA qui a bien voulu me prêter son concours dans ces recherches et à M. E. CASIMIR, le chef du Laboratoire de chimie de l'Institut géologique qui a autorisé ces recherches.



vérifié, par pesées à un milligramme de précision, que le séchage a été complet.

A cette occasion on a aussi déterminé l'humidité.

Pour déterminer la porosité, on a imbibé la roche de benzol (densité 0,883), pendant 24 heures, en vérifiant par trois pesées, qu'elle a atteint la limite de saturation. Le poids et la densité du benzol absorbé étant connus, on arrive à calculer le volume des pores. Rapportant ensuite ce volume au volume total de la roche, on obtient la porosité (P):

$$P = \frac{\text{Vol. benzol absorbé}}{\text{Vol total}} \times 100$$

En connaissant la porosité, c'est-à-dire le volume des pores (Vp), on arrive à calculer le volume occupé par le matériel constitutif. Rapportant le poids de la roche sèche (p sec) au volume du matériel constitutif, on détermine la densité de ce dernier (Dmc):

$$Dmc = \frac{p \text{ sec.}}{V_t - V_p} = \frac{p \text{ sec}}{V_t \left(1 - \frac{P}{100}\right)} = \frac{D \text{ sec}}{\left(1 - \frac{P}{100}\right)}$$

Nos essais concernent 5 échantillons de diatomites, appartenant aux divers affleurements décrits.

*Propriétés physiques des diatomites*

(La roche à l'état naturel)

	Gisement	Densité état naturel	Densité après dessèchement	Humidité %	Porosité %	Densité du matériel
1	Valea Oșița . .	0,34	0,33	5,67	77,1	1,46
2	Valea Bârzovița Afl. I . . . .	0,47	0,45	5,62	77,2	1,96
3	Dâmbul Strigomului . . . .	0,51	0,49	4,67	75,2	1,90
4	Valea Bârzovița Afl. II. . . .	0,69	0,66	3,10	68,0	2,04
5	Valea Breミア Mare . . . .	0,82	0,76	5,65	65,2	2,18

1. Diatomite blanche, à structure finement poreuse.
2. Diatomite blanche, à structure finement schisteuse.
3. Diatomite jaunâtre, à impuretés organiques et oxydes.
4. Diatomite jaunâtre, à impuretés argileuses.
5. Diatomite jaunâtre, schisteuse, à impuretés tufacées.



Nous faisons les remarques suivantes sur les résultats obtenus. La densité de la roche, aussi bien à l'état brut qu'à l'état sec, apparaît très faible pour la diatomite pure. La densité est une fonction des impuretés.

La porosité varie en sens inverse de la densité, ainsi qu'il ressort du tableau ci-dessus.

En ce qui concerne la densité de la matière solide constitutive, elle est presque constante (entre 1,90 et 2,18). Nous devons remarquer la coïncidence parfaite avec les données générales indiquées dans le Traité de Dammer. Cette coïncidence s'explique par le fait que la matière solide constitutive est pour la plupart formée d'opale, dont la densité varie de 2,1 à 2,3.

Dans un seul cas seulement nous avons établi une valeur de 1,46. Cette valeur trop basse pourrait s'expliquer par une trop grande proportion de matières organiques. Des essais sommaires qualitatifs, ainsi que la couleur blanche de la matière, démentent cette supposition. La porosité de la roche, supérieure à 77,1% déterminée par la méthode indiquée, fournirait une autre explication. Nous croyons que la porosité de la roche est supérieure; le calcul indique une valeur de 82—84%. Une partie des pores de dimensions très réduites, ne peuvent pas s'imbiber de benzol; mais il se peut aussi que ces pores constituent des inclusions dans l'opale.

## Séance du 5 avril 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. G. MACOVEI salue, au nom de l'Institut géologique, MM. I. P. VOITEȘTI, professeur de géologie à l'Université de Cluj, et V. STANCIU, professeur de Minéralogie à l'Université de Cluj, en leur souhaitant la bienvenue.

— M. I. BĂNCILĂ. — **Observations géologiques sur la Zone marginale du Flysch dans la vallée du Tazlăul-Sărat.**

Les recherches, dont je présente ici quelques résultats, font partie des travaux en vue de la monographie des gisements de pétrole de Roumanie. Elles ont trait à la Zone marginale du Flysch dans le bassin du Tazlăul-Sărat, départ. de Bacău.



Ces recherches concernent une étendue que l'on peut délimiter ainsi: à l'extrémité S, le bourg de Moinești; au N, les hauteurs de Geamăna-Fruntea Comanului; à l'W celles de Runcu-Stirigoiu; à l'E, enfin, la zone des collines subcarpatiques, le long de la ligne Valea Arinilor-Solonț-Cucuțeți-Schitul Frumoasa.

En ce qui concerne le relief, la région est dominée, à l'W par les hauteurs de Tașbuga-Runcu-Stirigoiu-Geamăna, dont l'altitude se maintient entre 1200 et 1250 m. À l'E au delà du Tazlăul-Sărat, se trouve une autre chaîne plus basse et moins continue; elle commence avec Dealul Manahia-Tăgma-Piatra Crăpată, se prolonge par Dealul Uture Mare et Uture Mic-Dealul Lacului-Obcina Teiușului, finissant avec Fruntea Comanului, où elle est profondément sciée par la vallée du Tazlăul Mare. Ces hauteurs comprises entre 800 et 1000 m, montrent par rapport aux hauteurs qui leur font face à l'E, une dénivellation de 400 à 500 m.

La région est sillonnée, dans son milieu, par la vallée relativement large du Tazlăul-Sărat, qui suit une direction NW-SE. Le thalweg de cette vallée se trouve à 600 ou 700 m, en contrebas par rapport aux hauteurs de l'W, et de 300 à 400 seulement par rapport à celles de l'E. Cette vallée reçoit de nombreux tributaires venant des contrées occidentales, vers lesquelles le bassin est plus développé; au contraire, à l'E, on n'y observe que des ruisseaux sans importance à caractère torrentiel, le bassin étant de ce côté très restreint.

L'emplacement du cours du Tazlăul Sărat, de même que son aspect asymétrique, ont été influencés, ainsi qu'on le verra dans la suite, par une importante dislocation qui l'accompagne.

Au point de vue géologique, en dehors de la Zone marginale du Flysch, la région comprend, à l'W, une partie de la Zone du Grès de Tarcău, tandis qu'à l'E, elle empiète sur la Zone Mio-cène subcarpatique. On y trouve aussi deux synclinaux de Pliocène, en prolongement de ceux d'Asău-Comănești.

*Aperçu historique.* — L'intérêt des questions qui s'y posaient et particulièrement la présence de gisements de pétrole, ont fait que la région soit étudiée par de nombreux géologues.



Les premières observations, sont dues à H. COQUAND <sup>1)</sup>, G. TSCHERMACK <sup>2)</sup>, ST. OLSZEWSCHI <sup>3)</sup> et GR. COBĂLCESCU <sup>4)</sup>. Mais les premières études systématiques, restées dans la bibliographie classique de la géologie roumaine, appartiennent à W. TEISSEYRE <sup>5)</sup> et à M. SAVA ATHANASIU <sup>6)</sup>.

Les données les plus nombreuses ont été présentées en une série de travaux par M. GROZESCU <sup>7)</sup>, dont le sujet de thèse de doctorat a été choisi dans cette région.

<sup>1)</sup> M. H. COQUAND. Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2-ème Série. T. XXIV, 1867—1868, pag. 505—570. Paris.

<sup>2)</sup> G. TSCHERMACK. Der Boden und die Quellen von Slănic. *Tschermak's M. P. M. T.* III, fasc. 4, 1880, pag. 333—335. Wien 1881.

<sup>3)</sup> ST. OLSZEWSCHI. Studien über die Verhältnisse der Petroleum-Industrie in Rumänien. — *Oesterr. Zeitschr. f. Berg. und Hüttenwesen*, No. 32-37, 39, 41. 1883.

<sup>4)</sup> GR. COBĂLCESCU. Despre origina și modul de zăcere al petrolului în general și particular în Carpați. *An. Ac. Rom. Mem. Sect. Șt.* Vol. IX (1886—1887). Pag. 1—50. București 1887.

<sup>5)</sup> W. TEISSEYRE. Geologische Reiseberichte aus den Karpathen Rumänien (Distr. Bacău). *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1896.

Zur Geologie der Bacauer Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XLVII. 1897.

<sup>6)</sup> SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpathes du distr. de Bacău. *Congr. Intern. du Pétrole. III-e. Sess. Roumanie.* (1907).

SAVA ATHANASIU. Cercetări geologice în regiunea carpatică și subcarpatică din Moldova de Sud (Raport 1908). *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1908.* pag. XVII. București, 1913.

<sup>7)</sup> H. GROZESCU. Regiunea saliferă subcarpatică din nordul județului Bacău. *D. d. S. ale Șed. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, pg. 133—134. București 1912.

H. GROZESCU. Ridicări în Subcarpații din Nordul jud. Bacău. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1911*, pg. XX. București 1914.

H. GROZESCU. Zona saliferă din Nordul jud. Bacău și raporturile sale cu Flișul paleogen. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1912*, pg. XXVI. București 1917.

H. GROZESCU. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Nord a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII, 1914, pg. 118—211. București 1918.

H. GROZESCU. Geologia bazinului superior al Tazlăului Mare. District de Neamț. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII. București 1927.

H. GROZESCU. Geologia zonei marginale a Flișului între Moinești și Piatra Neamț. *D. d. S. ale Șed. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, 1929—30, pg. 7. București 1931.



M. I. P. VOITEȘTI <sup>1)</sup> a étudié de près cette région, spécialement durant les années de la guerre, arrivant à des vues nouvelles en particulier sur sa tectonique.

M. DAVID <sup>2)</sup> a fait paraître, en 1932, une étude géographique qui touche la limite orientale de notre région.

En 1929, MM. NOTH et KREJCI <sup>3)</sup> ont publié une étude, accompagnée de nombreux profils, interprétant en particulier la structure de la vallée du Tazlăul-Sărat.

On trouve des observations d'ordre général dans l'étude de M. MACOVEI <sup>4)</sup>, sur les Carpates orientales, et de nombreuses données de détail dans son travail, sur le pétrole de la Roumanie, publié en collaboration avec M. D. ȘTEFĂNESCU <sup>5)</sup>.

J'ai bénéficié enfin de plusieurs données inédites, aimablement communiquées par M. D. M. PREDĂ.

Vu le caractère préliminaire de cette note, nous nous occuperons en premier lieu des observations sur le terrain lui-même, en laissant de côté, les opinions émises antérieurement sur le sujet, jusqu'au moment où mes observations seront suffisamment avancées et vérifiées sur une étendue plus importante.

**I. Stratigraphie.** Nous avons eu la possibilité de séparer dans le complexe de formations de cette région, les unités suivantes: le Sénonien, l'Éocène, l'Oligocène (dans lequel nous avons

<sup>1)</sup> I. P. VOITEȘTI. Descrierea geologică a regiunilor petrolifere Zemeș-Tazlăul Sărat și Stănești-Solonț *An. Min. Rom.* Vol. I, pg. 68. București 1918.

I. P. VOITEȘTI. Noțiuni de geologia petrolului, cu privire specială asupra petrolului românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. I. No. 1. Cluj 1925.

<sup>2)</sup> M. DAVID. Relieful regiunii subcarpatice din districtele Neamț și Bacău (Evoluția sa morfologică). *Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.*, T. L, 1931.

<sup>3)</sup> NOTH R. u. KREJCI-GRAF K. Tektonische Beobachtungen am Deckenrande der Moldau. Beiträge zur Kenntnis der Tektonik Rumäniens. II. *International Zeitschr. f. Bohrtechnik, Erdölbau u. Geologie.* XXXVIII. 1930. No. 10.

<sup>4)</sup> G. MACOVEI. Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *Guide des excursions (Assoc. p. l'avancement de la géologie des Carpates).* București 1927.

<sup>5)</sup> G. MACOVEI et D. ȘTEFĂNESCU. Les gisements de pétrole de Roumanie. Les Carpates et l'avant pays. III. *Karpacki Instytut Geologiczko naftowy*, pg. 31—90. Warszawa—Boryslaw—Lwow, 1935.



distingué, un horizon inférieur de schistes disodiques et ménilitiques, et un horizon supérieur de grès de Kliwa), le Miocène (représenté par l'Aquitainien, le Burdigalien et l'Helvétien), le Pliocène et, enfin, le Quaternaire (avec trois niveaux de terrasses).

*Sénonien.* Nous avons attribué au Sénonien une série de grès de nuance gris-bleuâtre, durs, en général siliceux, rarement calcaires, à grain très fin et homogène. Ils sont stratifiés en couches de 15 à 50 cm d'épaisseur et présentent sur les surfaces de stratification de très nombreux hiéroglyphes. Dans ces grès s'intercalent, sous des épaisseurs plus faibles, des grès micacés gris, schisteux, et des marnes d'un gris-jaunâtre qui se fragmentent en cubes, en montrant des pellicules noires d'oxydes.

Cette série représente les « Couches de Tissaru », décrites par MM. S. ATHANASIU et G. MACOVEI, dans la vallée de la Bistrița. Cette série montre de bons affleurements dans le ruisseau de Petrosu, à l'endroit appelé Podul Țiganului.

J'ai attribué avant tout au Sénonien, une série de marnes d'un gris-bleu, à grain fin, dures, parfois calcaires et faiblement silicifiées. On remarque toujours sur les surfaces de séparation de ces couches des grandes Fucoïdes: *Caulerpites Lehmanni* FUCHS et *Taonurus* cf. *Brianteus* C. v. FISCHER O. Plus rarement on y remarque des fragments d'Inocérames.

Parmi ces marnes dures, s'intercalent des marnes moins consistantes, de même nuance, et aussi des grès en plaquettes de 10 à 20 cm d'épaisseur, gris, avec une nuance bleuâtre, durs, et montrant des intercalations minces de conglomérats à petits éléments de schistes verts. Dans ces conglomérats on remarque, bien que rarement, des petites Nummulites.

Je n'ai pas eu l'occasion d'observer des Rosalines dans les coupes minces de ces roches.

Le Sénonien, ainsi défini, est répandu aussi bien dans la vallée Tazlăul-Sărat que dans ses affluents de droite; les plus nets affleurements se trouvent dans les ruisseaux Petrosu, Petrosu Sec, Zemeșul (à l'W des sondes), entre les confluences des ruisseaux Toplița et Ursu avec la vallée du Tazlăul-Sărat. Il apparaît toujours en anticlinaux déversés vers l'E. Le plus accentué de ces



déversements se remarque dans le Zemeş, où le Sénonien arrive à cacher sous ses dépôts l'Eocène et la plus grande partie de l'Oligocène, jusqu'au Grès de Kliwa.

Nous estimons ce complexe suffisamment défini au point de vue pétrographique, comme par sa situation tectonique; ceci rend possible sa séparation certaine, bien que des doutes avaient été exprimés à ce sujet par plusieurs auteurs, doutes basés sur l'absence de caractères paléontologiques plus parlants.

Dans notre région, le Sénonien a été reconnu et levé pour la première fois par M. H. GROZESCU, au cours de recherches commencées en 1926, avec M. D. ŞTEFĂNESCU.

*Eocène.* Cette subdivision se présente dans la région avec deux aspects caractéristiques: l'un, où prédominent les marnes, l'autre, caractérisé par le développement du Grès de Tarcău.

L'Éocène de type marneux — habituellement appelé Eocène marginal — débute par des marnes gris-bleues, pareilles à celles du Sénonien, mais moins dures, feuilletées et montrant des impressions de Fucoïdes de petites dimensions. Elles passent souvent à des marnes violacées, à stratification effacée. Dans tout ce complexe s'intercalent fréquemment des grès micacés durs à aspect curbicortical. Plus rarement s'intercalent des conglomérats à petits éléments de schistes verts, renfermant souvent des Nummulites, des débris indéterminables de Lamellibranches et de Bryozoaires.

Les intercalations gréseuses deviennent plus fréquentes à la partie supérieure de la série, et font passer celle-ci à un grès très caractéristique, de nuance blanc jaunâtre, faiblement argileux à grain très fin et relativement peu cimenté. Ce grès, se présente en bancs de 5 à 6 m et fait suite partout aux marnes, en occupant une situation synclinale. Le grès de ce type est particulièrement développé dans le colline Arşita, Chemeşu-Dealul lui Bălan, au N de la vallée du Zemeş. Il peut être facilement confondu avec le Grès de Kliwa.

L'Éocène marneux est développé surtout vers les confluent des ruisseaux compris entre Arinişul et Pârâul Coacăzei.

Le deuxième type d'Éocène, le type gréseux, débute par une série de grès d'un bleu cendré, très durs, à grain fin, calcaires, et



montrant de nombreuses paillettes de mica blanc. Parmi ces grès s'intercalent des conglomérats à éléments verts, des marnes gris-bleuâtres dures, et des marnes rouges. On peut étudier ce complexe dans le Pârâul Floacei et Pârâul Piciorul Scurt.

Cet horizon est surmonté par le grès massif dit « de Tarcău », apparaissant ici avec son aspect bien connu; celui-ci peut être suivi depuis la crête de Taşbuga, jusqu'à la Valea Asăului et, au N, vers la Geamăna. Il supporte ici un grand synclinal d'Oligocène.

Il est à remarquer que dans les vallées de Şanta, Zemeş, Arinişul, le Grès de Tarcău est surmonté par un niveau de marnes rouges et grises, molles, niveau épais seulement de 10 à 12 m. La position de ces marnes est précisée par les ménilites qui les recouvrent directement.

Ces marnes sont intéressantes par le fait qu'elles permettent de reconnaître dans l'étendue occupée par le Grès de Tarcău, connu par sa monotonie pétrographique, les aires synclinales. (On en rencontre dans la vallée du Troţuş, au confluent du Ciobănaşul).

Considéré dans son ensemble l'Éocène de la vallée du Tazlăul Sărat montre une disposition zonale de ses deux faciès, marneux et gréseux, le premier étant confiné vers l'E. En se basant sur ce fait, M. S. ATHANASIU a séparé dès 1910 la Zone du Grès de Tarcău et la Zone Marginale. Il situait la limite de ces deux zones, bien plus à l'W que nous estimons devoir le faire, près de la Valea Asăului.

D'après nos observations, la limite entre les deux zones de l'Éocène, commence dans la Valea Lucăceştilor, à l'W du Dealul Cetăţuia, et se continue avec une direction générale NW, passant par le Pârâul Petrosul Sec (Podul Țiganului), Pârâul Zemeş (au confluent de Pârâul Foltee), Pârâul lui Manole (au-dessous de Bătea Ciungei lui Niţă), Pârâul Tăciune-Pârâul Coacăzei (à l'W de la côte 785). À partir d'ici, cette limite se cache sous le Pliocène, pour réapparaître au N de Culmea Floacei.

Si l'on suit en détail, de l'E à l'W, la région de contact de ces deux zones, on constate cependant un développement graduel de l'Éocène gréseux par rapport au type marneux, sans que l'on puisse faire une délimitation absolue. La ligne qui sépare, sur la



carte, les deux types est, pour ce motif, arbitraire dans une certaine mesure. Elle est loin dans tous les cas d'avoir un caractère tectonique.

*Oligocène.* Très bien caractérisé par sa nature siliceuse, l'Oligocène montre une grande uniformité dans toute la région. L'horizon inférieur est constitué par une série de marnes noires, bitumineuses, en partie silicifiées, dures, ayant sur les faces de stratification de nombreuses écailles de Poissons. Dans les endroits où elles restent pendant longtemps exposées à l'air, ces marnes prennent, grâce aux substances bitumineuses qui les imprègnent, une croûte blanche très caractéristique, qui les rend visibles de loin. Il y en a de nombreux affleurements; mais le plus accessible et le plus net se trouve au confluent du Zemeş, au dessus de la terrasse du S, et sous le Dealul Secătura.

Dans la hauteur du Runcu, s'observe au-dessus de ces marnes un mince horizon de grès noirâtres, durs, micacés, qui blanchissent également au contact de l'air. Ces grès qui font le passage de l'Éocène à l'Oligocène, pourraient représenter les Couches de Bisericani.

Les marnes bitumineuses passent à leur partie supérieure aux ménilites, se présentant avec leurs caractères bien connus. Ces ménilites occupent des étendues énormes. Elles passent souvent aux dysodiles, riches en matières bitumineuses, qui parfois donnent naissance à de petites sources de pétrole. Elles constituent l'horizon normalement pétrolifère de la vallée du Tazlăul Sărat.

À l'endroit appelé Chilii, les dysodiles contiennent de nombreux squelettes de Poissons.

Dans la série marno-ménilitique inférieure de l'Oligocène s'intercalent parfois des conglomérats et des brèches à nombreux éléments verts. Parfois ces éléments sont de faible dimension, à ciment argileux et se désagrègent facilement; ailleurs, ils sont gros et fortement cimentés par un grès vert, dur. Les conglomérats affleurent dans la vallée du Tazlăul Sărat, en particulier au confluent du Pârăul Chiliei.

L'horizon supérieur de l'Oligocène est formé par le Grès de Kliwa, qui atteint des épaisseurs de l'ordre de 1000 m. Le Grès de Kliwa constitue, à la limite externe de la région, tous les hauts



sommets, Piatra Crăpată, Modârzăul, Uture Mare, Uture Mic, de même que la haute suite de collines déjà mentionnée de Taşbuga-Runcu-Stirigoiu. Cette dernière, bien que marquée comme oligocène par S. ATHANASIU, fut passée comme Éocène, Grès de Tarcău, sur la carte 1 : 1.500.000, à la suite des recherches de H. GROZESCU.

*Miocène. Aquitanién.* — Cet étage consiste en marnes molles, d'un brun foncé, avec une nuance bleuâtre, montrant des veines jaunâtres et rougeâtres. Mouillées pendant longtemps, ces marnes deviennent plus claires et rendent le terrain très glissant. La roche fraîchement cassée présente une stratification très fine et homogène. Dans certains endroits, elles sont accompagnées de conglomérats à éléments verts; ces éléments y sont rares et faiblement cimentés.

Un peu partout on observe des sources salées, dont la présence est liée à ces marnes, qui donnent lieu à des efflorescences salines blanches. Elles recouvrent aussi deux massifs de sel, l'un à Lucăceşti-Sălăşele, qui affleure dans la rive gauche du Tazlăul-Sărat, l'autre dans le Pârăul Vioarei, qui a été traversé par les sondages pour le pétrole.

Les sources salées s'échelonnent le long du Tazlăul Sărat, de Lucăceşti jusqu'à Chilizii, de la manière suivante: Lucăceşti, Sălăşele, Tazlău, Slatina, Poiana Sărăţica, Poiana Bălătău.

Les affleurements aquitaniens de la région jalonnent deux directions, qui sont en liaison avec la tectonique. La première est marquée par l'échelonnement des sources salées et se trouve en retrait jusqu'à 6 km, par rapport au front de la zone paléogène. Les affleurements les plus nets sont aux environs de Lucăceşti, de Balea, Sălăşele, Tazlău et Zemeş. Dans tous ces endroits, l'Aquitanién se présente avec un caractère anticlinal net. Le fait est particulièrement visible entre Lucăceşti et Sălăşele, où les marnes, en relation au fond de la vallée avec le massif de sel, sont recouvertes en voûte par les ménilites oligocènes suivies par le Grès de Kliwa. La deuxième direction d'affleurements aquitaniens accompagne, dans les vallées importantes, la limite externe du Paléogène, pénétrant dans ces vallées sous forme de golfes



profonds; ainsi, dans la Valea Arinilor, Pârâul Vioarei, Valea Stânei et Poiana Uture.

Sur toute cette direction, l'Aquitanien avec le reste du Miocène de la région, supporte l'Oligocène et plonge dessous.

**Burdigalien.** — L'étage est représenté par des conglomérats à grands blocs de roches vertes, et en particulier de calcaires blancs jurassiques, souvent exploités en vue de la fabrication de la chaux. Ces conglomérats sont moins développés dans la région, dans la Zone miocène, à l'W du village Bârzești.

**Helvétien.** — La constitution de cet étage est plus complexe. On peut y reconnaître des marnes d'un brun noirâtre ou gris-bleues, molles, à intercalations de grès micacés peu cimentés, grossiers, parfois en bancs de 2 à 3 m. Plus rarement on y observe des marnes rouges et des tufs. Dans les grès, en particulier, se trouvent de nombreuses intercalations de gypse.

L'Helvétien est très développé dans la zone des collines de l'E. En liaison avec ce fait, on peut remarquer que la limite entre le Paléogène et le Miocène présente un trajet ondulé pénétrant dans les vallées, et se retirant fortement dans les hauteurs. Il en résulte une série de boucles, qui suggère de suite l'idée d'une tectonique particulière, de chevauchement, du Paléogène.

L'Helvétien affleure aussi, bien que sur une faible surface, dans le Pârâul Sălășele: il y est constitué par des grès à gypse.

**Pliocène.** Cette subdivision est constituée, à la base, par des conglomérats et des sables dont les éléments proviennent exclusivement du Flysch. Suivent au dessus, des argiles gris-bleues et rouges à intercalations peu importantes de conglomérats, puis des grès cendrés fossilifères, a *Unio*, *Congeria*, *Helix*.

C'est avec cette constitution que le Pliocène affleure à l'W de Moinești, dans le Pârâul Ghindei, où il constitue une cuvette qui se ferme dans la Valea Lucăceștilor. Il représente la continuation du Méotien de la vallée du Trotuș, à Comănești, et se présente dans les conditions tectoniques, qui ont déjà été étudiées par MM. PREDA et I. ATANASIU <sup>1)</sup>. Plus au N, à Chilii,

<sup>1)</sup> D. M. PREDA et I. ATANASIU. Structura geologică a părții superioare a văii Trotușului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X. pg. 371—386. București, 1925.



le Pliocène affleure également sous la forme d'un petit synclinal, constitué uniquement par des conglomérats. Ceux-ci sont peu consistants; le ciment en est gréseux, de nuance verdâtre; les éléments sont gros, jusqu'à 2 ou 3 m et très peu roulés. Ils représentent probablement la base du Méotien qui affleure avec les mêmes caractères dans la vallée du Trotuş.

Le Pliocène de Chiliz a été pour la première fois signalé par MM. NOTH et KREJCI. Les dimensions de ce synclinal sont faibles (5 km long. sur 2 km larg.); son maximum de développement tombe dans la Culmea Floarei (Plaiul Baciului).

*Le Quaternaire* est représenté par trois niveaux de terrasses, nettement visibles dans la région de Lucăceşti-Moineşti, là où le Tazlăul Sărat quitte sa vallée étroite de montagne, pour pénétrer dans la dépression du Tazlăul Mare.

La plus haute de ces terrasses se trouve à 663 m, montrant une différence de niveau de 230 m par rapport à la vallée actuelle. D'une extension très restreinte, elle occupe seulement la partie supérieure du Dealul Osoiul, derrière Moineşti. De plus, elle est très dégradée et se confond dans le relief général. Son matériel consiste en blocs bien roulés, de grès éocènes et oligocènes, et son épaisseur maxima atteint 50 m. Les éléments sont de faibles dimensions, à la base de la terrasse, tandis qu'ils atteignent jusqu'à 1 cm à la partie supérieure. Cette terrasse qui est mieux découverte dans le flanc S du Dealul Osoiului, a été considérée par certains auteurs comme représentant un lambeau de Pliocène; le niveau très différent où elle se trouve, comme aussi la nature de ses matériaux excluent cette supposition. Il est possible que, si on la suivait vers le S, cette terrasse montre une correspondance avec la plus haute terrasse du Trotuş. En tous cas, elle représente le niveau d'érosion le plus ancien et le plus haut de la région; elle doit dater du Quaternaire ancien, peut-être même du Pliocène supérieur.

La deuxième terrasse se trouve à environ 180 m en contre-bas de la précédente (480—490 m); elle supporte le Târgul Moineşti. La terrasse de Moineşti commence brusquement à partir de la vallée de Lucăceşti, et se développe seulement dans la rive droite du Tazlăul Sărat, montrant une largeur de 200 à 300 m. En



suivant la vallée, on remarque que cette terrasse s'allonge et se penche légèrement pour se confondre après la confluence, avec la terrasse supérieure du Tazlăul Mare. Le substratum de cette terrasse est visible en plus d'un endroit, et on peut constater qu'elle recouvre la limite du Paléogène et du Miocène, et ensuite le Miocène seul. Son âge est bien plus récent.

La troisième et dernière terrasse se trouve à 3 m à peine au dessus de la rivière (430 m altit. abs.) et à 60 m en contre-bas de la deuxième terrasse. Elle montre une plus grande extension que la précédente, jusqu'à 1 km et également à gauche du Tazlăul Sărat. Elle se confond finalement dans la terrasse inférieure du Tazlăul Mare.

Si l'on considère l'ensemble de ces terrasses, on observe qu'elles se développent toutes à droite du Tazlăul Sărat, en commençant à peu près au même point, c'est-à-dire après la confluence du Pârâul Lucăcești. Ce fait ne saurait être expliqué, croyons-nous, en admettant un soulèvement récent de la région. Il pourrait être interprété bien mieux par un affaissement de la dépression subcarpatique dans la région du Tazlău, affaissement qui se trouverait ainsi lui-même daté au Quaternaire. D'ailleurs, le coude assez brusque vers l'E que décrit le Tazlăul Sărat dans son cours inférieur, se montre directement influencé par ce processus d'affaissement. Antérieurement, la vallée a dû écouler ses eaux vers le S, par l'actuel ruisseau d'Ulmeni, vers lequel se dirige la terrasse supérieure, et en partie la moyenne également. Ceci est appuyé par le fait que les sources inférieures de la Valea Ulmeni se trouvent au-dessous du niveau même de la terrasse de Moinești, à l'endroit où est installé l'établissement de bains.

**Tectonique.** On distingue de prime abord dans la structure de cette contrée, les deux unités bien connues : la Zone marginale du Flysch et la Zone miocène. La tectonique est évidemment conditionnée par la structure de chacune de ces zones et par les rapports qui se sont peu à peu établis entre elles.

*La Zone marginale du Flysch.* L'étude du profil conduit à reconnaître, dans la Zone du Flysch, deux sous-zones, séparées par le flanc d'un grand anticlinal de Sénonien; celui-ci commence



à Moinești, sous le Dealul Osoiu, et se continue vers le S en passant à l'W des embouchures du Petrosul et du Zemeș, jusqu'au village de Chilii-Tazlău, en suivant approximativement la vallée du Tazlăul-Sărat. Le flanc oriental de cet anticlinal correspond à une ligne importante de chevauchement, que nous appellerons, pour des raisons de commodité, la faille du Tazlăul-Sărat. Comme nous l'avons déjà dit, le Sénonien chevauche le long de cette ligne le Paléogène, en venant en contact direct avec le Grès de Kliwa. Elle est en outre marquée par de nombreux affleurements en anticlinal, des marnes aquitaniennes, au-dessous du Sénonien et du Paléogène, ou seulement par des sources salées.

À l'W de la faille du Tazlăul Sărat, les formations sénoniennes et paléogènes sont entraînées en une série de plis relativement tranquilles, montrant un déversement général vers l'E, et une direction d'ensemble N 20° W. Leurs axes synclinaux sont clairement marqués par des affleurements d'Oligocène. Parmi ceux-ci, le plus important occupe la suite de collines déjà mentionnée, Runcu-Tașbuga-Stirigoiul, qui représente la haute crête de la région, vers la Valea Asăului. On ne distingue dans cette sous-zone aucune ligne de dislocation marquante, donc aucun phénomène de chevauchement.

Ce fait, joint à la constatation, déjà relatée, du passage graduel de l'Éocène de type marneux, à l'Éocène du type gréseux, nous permet d'affirmer que la ligne séparant grosso-modo les deux aspects de cet Éocène, ne représente pas, dans la région, une ligne tectonique, mais simplement une limite de contact de deux faciès pétrographiques. Dans ce sens, l'Éocène, du moins jusqu'à la faille du Tazlăul Sărat, appartient à une seule et même unité tectonique.

À l'E de la vallée du Tazlăul Sărat, la tectonique est bien plus capricieuse. Les plis sont fortement déversés et leurs directions varient dans tous les sens. Ce que l'on peut cependant remarquer de spécial ici, est l'énorme extension de l'Oligocène, qui souvent s'élargit jusqu'à 4 et 5 km, sous la forme d'une immense plaque occupant toutes les hauteurs importantes, Piatra Crăpată-Uturu-Dealul Fagului-Fruntea Comanului. Il est rare que cet Oligocène soit interrompu par d'étroits affleurements de Sénonien et



d'Éocène. Les pendages dans l'Oligocène, en particulier dans le Grès de Kliwa, qui est confiné sur les sommets, sont faibles, parfois même complètement plats.

Un deuxième fait à remarquer dans cette sous-zone, est l'apparition, vers les thalwegs, des ménilites et des marnes miocènes, qui arrivent à pénétrer, à la bordure, sous forme de golfes.

Un troisième fait à noter, est l'apparition de l'Aquitaniens dans la vallée de Tazlăul-Sărat, apparition qui se laisse suivre au loin vers le N; elle s'y fait remarquer par de nombreuses sources salées, sources qui sortent du Sénonien, sans affleurement visible des marnes.

Le mode d'affleurement des marnes à massifs de sel, dans la vallée du Tazlăul Sărat, peut susciter des points de vue différents. Nous rappelons cependant que les profils de sondages dans la région du Zemeş montrent, sous le Paléogène, un niveau de marnes miocènes. Plus important pour nous est l'apparition nette, en anticlinal, des marnes associées au massif de sel de Bălcu-Sălăşeale, que l'on peut parfaitement suivre sur 4 km de distance. Ce fait nous oblige à admettre une interprétation similaire pour les affleurements aquitaniens moins nets des environs du Zemeş et de Tazlău-Chilii, comme aussi pour les nombreuses sources salées, qui apparaissent le long de la faille du Tazlăul Sărat, comme un témoignage de l'existence des marnes en profondeur.

Si nous tournons maintenant nos regards vers la bordure orientale de la zone du Flysch, il y a, en dehors de ce qui a été déjà dit, deux faits qui doivent surtout retenir notre attention:

1. La pénétration du Miocène, le long des vallées, sous forme de golfes profonds, qui contournent les hauteurs massives d'Oligocène plaqué.

2. Le plongement général du Miocène sous le Paléogène, et la présence fréquemment constatée d'une brèche importante à la base de ce Paléogène (Valea Arinilor, Pârăul Danciu, Pârăul Slatina).

Ces constatations nous conduisent à admettre que le Flysch se trouvant à l'E de la faille du Tazlăul Sărat, chevauche un fondement de Miocène. D'après toutes les probabilités, l'Helvétien prend lui-aussi part à la constitution de ce substratum, du moment qu'il affleure dans l'anticlinal de Bălcu-Sălăşeale.



Pour ce qui a trait à l'idée que ce substratum se prolongerait souterrainement aussi à l'Ouest de la faille du Tazlăul Sărat, nous ne pouvons faire aucune affirmation, vu l'absence de preuves dans ce sens.

*La Zone miocène.* Il résulte de ce qui a été dit jusqu'ici, que la Zone miocène, dans la portion touchant à la Zone du Flysch, présente la qualité d'un autochtone; elle y est d'ailleurs dans la plus large mesure écrasée et tourmentée.

L'affleurement en de nombreux points de cet autochtone, sous forme d'anticlinaux pincés, déversés vers l'E est un effet des plissements pliocènes dont l'existence a été prouvée dans la vallée du Trotuș, par MM. D. PREDA et I. ATANASIU <sup>1)</sup>. Comme effet des derniers plissements, la région a acquis une structure qui à un certain point de vue peut être considérée comme normale.

Dans cette éventualité et par rapport aux données détaillées du terrain, nous devrions admettre un relief postoligocène, à la surface duquel s'est étendue la transgression du Miocène inférieur, relief qui s'est conservé jusqu'à nos jours. La chose semble cependant peu probable et c'est un des motifs qui nous fait considérer que le Miocène de la Valea Tazlăului Sărat affleure en fenêtre et que la bordure du Flysch est une importante ligne de chevauchement.

A l'extérieur du Flysch, la Zone miocène présente son aspect normal et on y retrouve les caractères bien connus par les nombreuses études dont elle a fait l'objet.

## Séance du 12 avril 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. M. G. FILIPESCU. — **Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic-Bâsca Mare (Buzău).**

<sup>1)</sup> D. M. PREDA et I. ATANASIU. La structure géologique de la partie supérieure de la vallée du Trotuș. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, p. 371. București, 1925.



La présente étude est le résultat des recherches effectuées en 1933 et 1934; elle concerne la région **située** entre le Teleajen (dép. de Prahova) et les vallées du Slănic et de la Bâsca Mare (dép. de Buzău).

Étant donné le nombre considérable de problèmes que j'avais à résoudre et l'étendue assez vaste de la région, cette étude ne saurait avoir qu'un caractère préliminaire.

La région a déjà fait l'objet de nombreux travaux, soit à caractère général, soit de détail. Les plus connus sont mentionnés dans la liste bibliographique annexée à cette note.

A) **Zone interne du Flysch.** Cette zone comprend deux séries: la série des dépôts albiens et la série des dépôts sénoniens paléogènes, entre la Valea Crasna et Teliu.

*La série des dépôts albiens* comprend les trois horizons déjà connus (25, 40): l'horizon marno-gréseux à la base, suivi par l'horizon gréseux-conglomératique, surmonté à son tour par l'horizon des conglomérats de Zăganu, ceux-ci contenant de fréquentes intercalations de grès. A la base de ces conglomérats on trouve des îlots de calcaires à Caprotines considérés, soit comme des klippes de rabotage (12), soit comme ayant le même âge que les conglomérats de Zăganu (25). En me basant sur l'existence dans les dépôts de ces trois horizons, de formes comme *Puzosia Mayoriana* d'ORBIGNY, *Neohibolites minimus* LISTER, Orbitolines, Inocérames de grande et de petite taille, je les ai attribués ensemble au Vraconnien. La superposition de ces dépôts, les passages graduels d'horizon à horizon, me décident à partager l'opinion de M. D. PREDA, selon laquelle cette série est constituée par des niveaux distincts; que nous n'avons pas affaire à des faciès, ainsi que l'idée avait été avancée par M. MURGEANU (41).

*La série des dépôts sénoniens - paléogènes entre la Valea Crasna et Teliu.* Cette série, dont je me suis déjà occupé en partie à une autre occasion, est constituée par le Sénonien et l'Eocène.

Le **Sénonien** y consiste en marnes rouges et gris-blanchâtres, à Cocolithophoridés, Radiolaires, Foraminifères (*Rosalina Linnéi* d'ORBIGNY, *R. Stuarti* J. de LAPPARENT), *Globigerina*, *Rotalia*, fragments d'Inocérames; en marnes rouges et vertes,



à Foraminifères et Radiolaires; en marnes noires schisteuses et bitumineuses, très riches en Foraminifères; aussi, en tufs volcaniques, provenant d'un magma acide. J'ai déjà étudié, dans mes travaux antérieurs, les dépôts sénoniens de cette série, jusqu'à l'origine de la vallée du Telejanel. La reprise des recherches m'a permis de suivre ces dépôts, depuis l'ancienne frontière, jusqu'à la vallée du Buzăul Mic, en passant par Poiana Stâna Fetei. À partir de là, la couverture de forêts empêche l'observation; il est très probable cependant que la série se continue au moins jusqu'au tunnel de Teliu où, d'après une communication orale de M. MRAZEC, elle réapparaît.

L'existence, dans le Sénonien de cette zone, de tufs volcaniques, pose le problème de leur origine; voici ce qu'on peut dire à ce sujet :

1. Il est possible que ces tufs soient en liaison avec la zone éruptive de Hârghita-Călimani, dont les éruptions ont pu commencer dès le Sénonien.

2. Ils ont pu résulter d'éruptions locales le long d'anciennes lignes de dislocation dans le Flysch.

Dans cette question, l'Éocène du « type Șotrile », décrit antérieurement, a une grande importance; sa présence justifie l'attribution au Sénonien des marnes rouges qu'il recouvre.

**B) La Zone médiane du Flysch.** Cette zone comprend deux unités: la sous-zone d'écaillés au Nord de la dépression de Slănic, et l'Éperon de Homorâciu.

*La sous-zone d'écaillés* est constituée par l'Albien, le Sénonien l'Eocène du « type Șotrile », l'Eocène du « type Fusaru-Tarcău », l'Oligocène et l'Aquitainien.

L'Albien, consiste en dépôts qui appartiennent à l'horizon marno-gréseux; ceux-ci se laissent suivre jusqu'à la vallée de la Bâsca-fără-Cale, en affleurements soit continus, soit isolés. Les deux modes d'affleurement sont déterminés par la tectonique en écaillés de cette sous-zone.

Le Sénonien qui prend part à la structure imbriquée de cette sous-zone est représenté, entre la vallée du Telejanel et celle de la Bâsca-fără-Cale, surtout, par des marnes rouges à Rosalines,



et par des marnes gris-blanchâtres. Parmi ces dépôts, se trouve intercalé un « gravier arénacé », constitué par des éléments d'une roche éruptive à feldspaths d'un rouge-sang, depuis longtemps connue dans la bibliographie (25) et qui, d'après M. MURGEANU (qui s'en occupe dans un travail actuellement sous presse), proviendrait de la démolition d'une ancienne cordillère. Depuis la Bâscăfără-Cale jusqu'à la vallée du Siriul Mare, le Sénonien est représenté par un mélange de marnes rouges à Rosalines, avec des marnes d'un gris-noirâtre à Fucoïdes, semblables à celles du Sénonien de Moldavie, et avec des schistes noirs siliceux.

De Valea Siriului jusque dans la vallée du Buzău, le Sénonien constitue presque entièrement cette zone. Après avoir montré dans les clairières du Siriu une largeur de plus d'un km, il se rétrécit en passant à l'Est du Vârful Siriu; ensuite il descend dans la vallée de la Crasna, qu'il suit jusqu'à son confluent avec la Valea Buzăului. Dans cette région, il est presque entièrement constitué par les schistes noirs siliceux, montrant de faibles intercalations de spongolithes, de marnes rouges à accidents siliceux, et des éléments de roches éruptives (porphyres rouges).

L'analogie que ces schistes noirs du Sénonien montrent à l'oeil nu avec ceux qui, en Moldavie, ont été considérés comme barrémiens, et le fait que cette zone de Sénonien noir paraît passer par la région de Covasna, où des schistes noirs ont déjà été attribués au Barrémien, m'ont décidé à adopter l'opinion exprimée par M. PREDĂ dans la région de Tg. Ocna, d'un âge sénonien au moins pour une partie des affleurements de schistes noirs de la Moldavie.

Ce problème demande d'ailleurs encore des études.

L'Éocène, en dehors des affleurements du « type Şotrile », de la région de Măneciu-Ungureni et de la Valea Siriului Mic, montre dans cette sous-zone des affleurements de grès du « type Fusaru-Tarcău ». J'ai déjà interprété la coexistence de ces deux sortes d'Éocène, comme due à l'engrenage latéral de deux faciès contemporains. Cette question aussi, que j'essayerai de reprendre prochainement, reste pour le moment ouverte.

L'Oligocène et l'Aquitainien sont confinés dans la sous-zone d'écaillés, à l'W de la Valea Teleajenului. Ces affleurements et leurs caractères ont déjà été décrits (40).



*L'Éperon de Homorâciu* est constitué, dans la région qui nous préoccupe, par le Sénonien, l'Éocène du type Fusaru-Tarcău, l'Oligocène et l'Aquitainien.

Le Sénonien est représenté par des marnes rouges et grises, qui affleurent à Homorâciu, dans la vallée du Teleajen. Ces marnes sont depuis longtemps connues dans la bibliographie.

L'Éocène du type Fusaru-Tarcău consiste en grès micacés d'un gris noirâtre, à hiéroglyphes et Fucoïdes, en grès micacés de nuance jaunâtre, en grès grossiers et conglomérats, parfois en bancs de 2 à 3 m. Parmi ces couches s'intercalent des marnes verdâtres ou d'un rouge-cerise. Ces dépôts constituent, entre la zone des écailles et la dépression de Drajna, la plus grande partie de l'Éperon de Homorâciu.

Oligocène. En dehors des dépôts oligocènes, représentés à la base des terrains de la dépression de Slănic par des schistes bitumineux, dépôts affleurant en un synclinal, qui se ferme aux abords du Vîrful Țiganului, on trouve dans l'Éperon de Homorâciu deux traînées de schistes bitumineux à Poissons, identiques aux dysodiles typiques de l'Oligocène. J'ai provisoirement attribué ces dépôts à l'Oligocène, en les interprétant comme constituant deux synclinaux pincés dans l'Eocène.

L'Oligocène affleure également dans le flanc nord de la dépression de Drajna, où il est représenté par des schistes bitumineux, des accidents siliceux, et par le Grès de Kliwa.

Quant à l'Aquitainien, il consiste en schistes bitumineux, grès glauconieux, conglomérats et gypses. On en remarque des affleurements sporadiques dans le flanc nord de la dépression de Drajna, entre Bătrîni et Chiojdu. Un affleurement bien plus important se trouve à la base de la dépression de Slănic, à l'Est de la vallée de la Drajna, vers le Vîrful Țiganului.

**C) La Zone externe du Flysch (l'Éperon de Văleni).** Cette zone est constituée par des dépôts éocènes et oligocènes.

L'Éocène y est représenté par des grès micacés gris, à hiéroglyphes et Fucoïdes, par des marnes rouge-cerise ou noirâtres et des conglomérats verts à Nummulites. Ces dépôts se présentent sur le terrain en plusieurs bandes parallèles qui, à



l'Ouest de Valea Buzăului, disparaissent en partie sous les dépôts de la dépression de Drajna et de Șoimari. La bande affleurant à Lunca-Goidești-Alunișul est particulièrement bien développée; elle m'a fourni plusieurs fossiles: Nummulites, Ortophragmines, Mollusques, etc.

Dans la constitution de l'Oligocène, entrent des schistes bitumineux, des diatomites, accidents siliceux et Grès de Kliwa. Il est à noter que la diagenèse qui a déterminé les accidents siliceux (les « ménilites »), est plus accentuée à l'Est de la Valea Buzăului, qu'à l'Ouest de celle-ci.

J'ai autrefois soutenu (40), comme mes devanciers d'ailleurs, que l'Éperon de Văleni constitue une unité tectonique distincte, plus précisément, qu'il représente là « nappe marginale ». Dans cette contrée, j'ai eu l'occasion de constater à Nehoi, que les dépôts éocènes du type Fusaru-Tarcău, caractéristiques pour l'Éperon de Homorâciu, se trouvent aussi dans la base de l'Éperon de Văleni. Il semble donc que la zone d'écailles et les deux éperons, de Homorâciu et de Văleni, appartiennent à une seule et même unité tectonique. J'ai soutenu cette idée à une autre occasion (42); elle mérite d'être étudiée d'une manière plus détaillée.

D) **Les massifs de sel.** En étudiant les différents massifs de sel affleurant dans la région, massifs que j'ai considérés comme aquitaniens, je me suis aperçu qu'ils peuvent être attribués, d'après la nature du matériel de leur enveloppe, à deux catégories distinctes:

a) Massifs de sel à enveloppe en majorité constituée par du matériel emprunté au Flysch; ce sont les massifs de Bertea-Vulpea, de Slănic (Prahova), et de Lunca-Lopătari (Buzău), ce dernier affleurant dans l'axe d'un anticlinal de dépôts éocènes (à Nummulites) et oligocènes.

b) Massifs de sel dont l'enveloppe montre une prédominance de matériel exotique (schistes verts, schistes cristallins, granites rouges, calcaires mésozoïques, etc., le tout emballé dans une argile ferrugineuse ou manganifère). Ceci arrive pour les massifs de Lopătari-Săreni, de Pietrari-Punga, pour le massif de Rușavăț-Bădila (Sarea lui Buzău), sur le dos duquel on observe plus de 20 blocs de calcaires tithoniques, à Calpionella, Perisphinctes, Nerinées,



etc.; certains de ces blocs dépassent 1000 mc.; ensuite, le massif de Lapoș-Valea Unghiului.

J'ai montré, dans un travail actuellement sous presse, que la nature différente de ces deux sortes d'enveloppes est en rapport avec l'emplacement originel des massifs: les uns se sont constitués sur un soubassement de Flysch, lequel est arrivé à les recouvrir par la suite, par voie tectonique, tandis que d'autres ont pris naissance sur l'avant-pays de bordure; les blocs exotiques, qui se trouvent dans l'enveloppe de ces derniers, sont de nature extra-carpatique et représentent des restes de sédiments déposés sur le sel (opinion soutenue par MM. PREDA, MURGEANU et par moi-même).

E) **Les dépressions.** Pour les mêmes motifs, déjà présentés par M. MURGEANU (41), j'ai utilisé moi aussi le terme de « dépression », à la place de celui de « cuvette », pour la dépression de Slănic, la dépression de Drajna et la dépression de Șoimari.

*La dépression de Slănic* est constituée par des dépôts burdigaliens-helvétiques, bien connus grâce aux travaux antérieurs. Cette dépression se ferme périclinalement à l'Est de la Valea Drajnei, ses dépôts s'appuyant sur l'Oligocène et l'Aquitaniens de l'Éperon de Homorâciu.

*La dépression de Drajna*, montre les mêmes dépôts que la précédente; elle se rétrécit de plus en plus à l'Est de la Valea Buzăului, pour disparaître entre les vallées du Păltiniș et de la Bâscă-Mare. Cette dépression est traversée, à l'Est de Chiojdu, par un affleurement d'Oligocène (schistes bitumineux, accidents siliceux, Grès de Kliwa). Dans la région d'Ogretin-Posești on trouve, au-dessus de l'Helvétien, des dépôts tortoniens, sarmatiens et pliocènes, déjà décrits par MM. I. P. VOITEȘTI et D. PREDA (15, 25).

*La dépression de Șoimari*, entre les vallées de la Bâscă Chiojdului et du Slănic-Buzău, renferme du Burdigalien-Helvétien, du Tortonien, du Sarmatien, ainsi que le Pliocène, représenté par ses quatre étages.



Le Burdigalien-Helvétien y est constitué par des argiles et des marnes gris-noirâtres, des marnes blanchâtres à Globigérines, des sables, des gypses et des tufs dacitiques. En général on n'y observe pas des conglomérats, sauf à Săreni et Pietrari, où l'on en rencontre de faibles affleurements, d'âge encore incertain d'ailleurs. Cet ensemble est percé en maints endroits par des massifs de sel et par des lames d'Oligocène de toutes les dimensions.

Le Tortonien est développé au Nord de Pătârlagele, entre les vallées du Buzău et du Muscel; aussi dans la Valea Viei (17, 21, 20), où il m'a offert plusieurs fossiles: *Conus* sp., *Pleurotoma* sp., *Ancillaria* sp., *Ostrea* sp.

Le Sarmatien se présente sous la forme d'un synclinal assymétrique; son aile nord est bien développée entre la vallée de la Bâsca Chiojdului et Lacul Odăile; par contre l'aile sud est très laminée. L'étage consiste en argiles plastiques jaunâtres, à Ervilies, en marnes sableuses grises, à intercalations de sables riches en Cérithes et Ervilies, et de grès en bancs ou en concrétions sphéroïdales; on peut y récolter: *Ervilia* sp., *Cerithium* sp., *Tapes* sp. On y trouve aussi de minces assises de conglomérats, constitués par des blocs de schistes verts, de quartzites, de calcaires mésozoïques, de grès éocènes, ainsi que par des blocs de Grès de Kliwa et des accidents siliceux oligocènes.

Le Méotien n'est qu'en partie développé dans cette dépression; cela, du fait des laminages le long des lignes de dislocation. Ce sont des marnes gris-noirâtres ou jaunâtres, des sables jaunâtres ou rougeâtres, des grès peu agglomérés ou au contraire durs, en bancs ou en concrétions sphéroïdales de nuance grise, jaunâtre ou rougeâtre; ces concrétions sont parfois très ferrugineuses et corrodées. Les sables de cet étage sont riches en minéraux lourds: grenat, magnétite, straurotide, amphibole, rutile, tourmaline (indicolithe), disthène et zircon.

En ce qui concerne les restes organiques, qui sont les mêmes que ceux fournis par cet étage dans toute la Mounténie, il est à remarquer que l'espèce *Dosinia exoleta* LINNÉ, monte ici jusqu'à la limite du Pontien (Punga et village de Pănătău).

Le Pontien de cette dépression m'a donné l'occasion d'y établir trois horizons:



1. L'horizon inférieur, qui a une épaisseur de 50 à 100 m, est constitué par des argiles plastiques gris-noirâtres, des marnes sableuses et des intercalations de sables. Il m'a fourni: *Cardium* cfr. *Lenzi* HOERN, *C. aff. Abichi* id., *Valenciennesia annulata* BRUS.

2. L'horizon moyen, avec une épaisseur de 200 à 250 m, consiste en une alternance de marnes grises, de marnes sableuses, de sables parfois à stratification torrentielle, à intercalations de grès ou en concrétions, et de lumachelles sableuses. Cette série, attribuée par certains auteurs au Dacien (17, 18), se termine par des marnes sableuses à *Congeria rhomboidea* HOERN. Cet horizon renferme en outre: *Heriopsis* sp., *Unio* sp., *Cardium* sp. *Proso-dacna Sturi* COB., *Hydrobia pupula* BRUS., *H. incerta* id., *Neritina (Theodoxus) rumana* SABBA, *Melanopsis decollata* STOLICZKA, *Vivipara* sp., *Helix* sp. On rencontre fréquemment dans cet horizon des concrétions d'oxydes de manganèse; il y a aussi des fossiles dans le test est complètement substitué par ces oxydes.

3. L'horizon supérieur comprend une alternance de marnes et de sables, suivie par un paquet épais, d'environ 70 m, de « faluns » à Cardiacés, *Dreissensia* et Néritines, qui se présentent par endroits comme une lumachelle très dure. On rencontre parfois dans cet horizon des intercalations de dépôts oolithiques meubles; ainsi, entre le Vârful Pănătău et la Muchea Geroasă. Des marnes sableuses jaunâtres, à Hydrobies, Congéries et Cardiacés, terminent cette subdivision.

J'ai eu la possibilité d'identifier, dans les sables appartenant à ces trois horizons, des minéraux lourds: hornblende (très fréquente), grenat, magnétite zircon, staurotide, tourmaline et disthène (les deux derniers assez rares).

L'épaisseur totale des dépôts pontiens est d'environ 500 m. Ils constituent une bande continue, qui commence dans le Vârful Cătinei, passe à l'Est de P. T. Cătina vers la Gura Văii Benga et qui, à partir de Slabi, ferme périclinalement le synclinal de Mărunțișul-Pănătău, en passant par le Vârful Pănătăului. A partir de ce point elle se dirige vers l'Ouest, en passant par le P. T. Geroasa-Măguricea, où elle commence à se laminer, pour disparaître peu après. Elle réapparaît toutefois à Coculești, dans la Valea Buzăului, et aussi entre la Valea Bâsca Chiojdului et le Vârful Salcia.



D'après leur faune, consistant en un mélange d'espèces lagunaires et d'eau douce, on peut croire que ces dépôts se sont formés dans des conditions variables de salinité. L'existence en grande quantité des oxydes de manganèse indique l'intervention de phases quasi-continentales, qui ont permis l'altération des silicates de manganèse, point de départ de ces oxydes.

D a c i e n. Du fait des laminages le long des ailes du synclinal de Mărunțișul-Pănătău, et des phénomènes de glissement des dépôts entre la Valea Buzăului et Măguricea, le Dacien ne se présente que rarement avec ses caractères typiques.

À l'Ouest de la Valea Buzăului on rencontre des sables à intercalations de cailloutis, dont les éléments dérivent de l'Oligocène (accidents siliceux, Grès de Kliwa).

À l'Est de cette vallée, les mêmes sables à cailloutis accompagnent des marnes à débris de *Prosodacna*. L'étage est mieux représenté, entre la vallée de la Bâsca Chiojdului et Vârful Salcia, par une alternance de marnes et de sables jaunâtres, à *Vivipara uva* SABBA, *V. Woodwardi* BRUS., *V. achatinoides* DESH., *Prosodacna Haueri*, COB., *Prosodacna* sp., *Dreissensia* sp.

L'étude microscopique des sables daciens montre une proportion de 50% de grains à caractères éoliens. Comme les précédents, ces sables aussi renferment de la magnétite, du grenat, du rutile, de l'amphibole, de la staurolithe, du disthène, et du zircon.

Dans le périmètre de cette dépression, le Dacien se trouve situé, à l'Ouest de la Valea Buzăului, sur les ailes d'un synclinal, tandis qu'à l'Est de cette vallée il en occupe l'axe. Les minéraux lourds des sables, de même que la nature des éléments de cailloutis, montrent que les dépôts se sont constitués aux dépens du Flysch, plus particulièrement de l'Oligocène. L'existence en une proportion aussi élevée de grains façonnés par voie éolienne, pose la question de leur origine. Voici ce que l'on peut en penser:

a) Il est possible que ces éléments soient empruntés au Grès de Kliwa qu'ils se trouvent donc en gisement secondaire.

b) Il est possible aussi qu'ils soient contemporains du Dacien lui-même qu'ils soient dûs à un climat particulier durant le dépôt du Dacien, climat favorisant un régime de vents intenses, qui ont transporté le sable du continent, dans la lagune dacienne.



**Levantin.** Les dépôts de cet âge occupent l'axe du synclinal de Cătina-Mărunțișul.

À la base, on rencontre des marnes d'un gris noirâtre, à *Helix*, suivies par une alternance de sables et de graviers, l'ensemble étant surmonté par les cailloutis de Căndești. Ces cailloutis contiennent des blocs de granite rouge, de porphyre, de gneiss, de quartz filonien, de quarzites noirs, de calcaires silicifiés. En ce qui concerne leur origine, il est à présumer qu'ils proviennent du remaniement des conglomérats albiens.

L'épaisseur du Levantin est de l'ordre de 500 m.

Pour ce qui a trait à la séparation des différents étages du Pliocène de la région, on peut admettre les limites suivantes:

La limite Sarmatien — Méotien est faite par les marnes ou les sables à *Ervillia pusila*.

La limite Méotien-Pontien est montrée par l'assise de marnes ou de grès oolithiques, à *Congerina novorossica* SINZ.

Entre le Pontien et le Dacien, on peut estimer que la limite se trouve au-dessus des couches à lumachelles, sans pouvoir cependant affirmer avec précision son niveau exact.

Le passage au Levantin a lieu sans doute par les argiles gris-noirâtres, à *Helix*.

**F) La Zone mio-pliocène.** Au Sud de la dépression de Șoimari, cette zone est constituée par le Burdigalien-Helvétien, le Sarmatien et le Pliocène.

Le Burdigalien-Helvétien est représenté par les mêmes dépôts que dans les dépressions. Ici aussi, la position stratigraphique des conglomérats, se trouvant sur le dos des massifs de sel de Bădila, de Vallea Unghiului (26), est délicate à préciser. On rencontre des dépôts burdigalien-helvétiques entre la Valea Unghiului et la Valea Buzăului; il y a des traces de leurs éléments dans la brèche sarmatienne-helvétique, de Păcelele Mici et de Păcelele Mari, dans laquelle on trouve des blocs de gypse réduits.

Le Sarmatien de cette zone consiste, à la partie inférieure, en grès et conglomérats, passant vers le haut à des lumachelles à *Maetra*, *Tapes* et *Cérithes*. Dans la bande de Sarmatien en contact avec la dépression de Șoimari, les grès et les



conglomérats sont suffisamment fréquents. Au contraire, vers le Sud-Est, ils sont rares; les lumachelles y prédominent. Au-dessus de l'horizon à lumachelles, on trouve des marnes rubannées, vertes ou rouge cerise, qui font le passage au Méotien.

Les dépôts sarmatiens se rencontrent en bande continue, depuis la vallée du Buzău jusqu'à celle du Slănic, au contact de la dépression de Șoimari.

Au Sud de cette bande, entre Lapoș et Bădila-Pârscov, on trouve une autre bande assez large de Sarmatien, consistant surtout en lumachelles. Dans les localités appelées Pâclele Mari et Pâclele Mici, de l'axe du synclinal d'Arbănași, l'étage affleure sous la forme d'une brèche, contenant aussi, comme je l'ai déjà affirmé, des éléments helvétiques; il y est représenté par de grands blocs de conglomérats; par désagrégation, ces conglomérats donnent naissance à des graviers, qui sont très répandus autour des volcans de boue de la région; ce fait conduit certains auteurs à les considérer comme projetés par ces volcans (1, 2, 10, 27).

Dans ces conglomérats, on rencontre aussi des éléments d'accidents siliceux, empruntés à l'Oligocène.

Le Méotien. Le faciès des dépôts de cet étage varie, aussi bien dans le sens longitudinal, que dans le sens transversal.

Le Méotien est en général caractérisé par une grande fréquence de calcaires oolitiques, parfois ferrugineux ou manganésifères, ainsi que par des lumachelles à *Dosinia*, *Congéries*, *Pisidium*, etc., et qui atteignent parfois une épaisseur de 50 à 60 m.

Du point de vue stratigraphique, on peut y envisager la classification suivante:

À la base, des dépôts à *Neritina (Theodoxus) rumana* SABBA et *Congeria subcarinata* DESH.

Suit au-dessus, des dépôts à *Neritina rumana* SABBA, *Hydrobia vitrella* BRUS., *Unio subrecurvus* TEISS., *Helix* sp. Appartenant aux mêmes horizons, inférieur et moyen, on trouve des grès calcaires et des lumachelles parfois oolitiques, à *Dosinia*, *Congeria* et *Unio*. Je dois signaler aussi le fait d'avoir trouvé dans la vallée du Buzău, entre Vârful Cârnuului et Vârful Rușavăț, des grès à *Congeria novorossica* SINZ., forme qui, d'après les données actuelles, n'apparaît qu'à la limite supérieure du Méotien.



À la partie supérieure de la série, on trouve des dépôts à Céri-thes, Unionides, *Vivipara achatinoides* DESH., Hydrobies, Neritines et *Helix* sp. La limite vers le Pontien est marquée par des dépôts à *Congerina novorossica*. Le faciès des dépôts varie: dans la vallée du Buzău cette division est représentée par des marnes, dans celle du Ruşavăţ par des lumachelles; ce sont à nouveau des marnes dans la vallée du Sărăţel, tandis que dans celle du Slănic (Buzău) on trouve des grès marneux.

L'analyse du Méotien de cette zone a montré l'existence des minéraux lourds suivants: amphibole, grenat, magnétite, zircon, rutile, tourmaline, staurotide.

Le Méotien se rencontre dans la vallée du Slănic et dans le Vârful Salcia, y constituant une bande continue semblable à celle du Sarmatien. Une autre bande contourne le Sarmatien de Lapoş-Bădila; celle-ci se dédouble dans la région de Buda-Crăciuneşti, une des branches se dirigeant vers le Sud, vers Lapoş, l'autre vers l'Ouest, vers Hanul Sofronia. Nous trouvons en outre du Méotien dans l'anticlinal d'Arbănaşi, surtout développé entre Berca et Policiori. L'épaisseur du Méotien est de 250 à 300 m.

Le Pontien de cette zone est assez uniforme; il présente des caractères typiques permettant sa répartition entre trois horizons:

À la base, on trouve un ensemble argileux-marneux, à intercalations de marnes ferrugineuses riches en organismes; son importance est d'environ 150 m. On y trouve *Cardium Lenzi*, *C. Abichi*, *Valenciennesia annulata*.

L'horizon moyen dépasse 150 m d'épaisseur; il est constitué par une alternance de marnes sableuses jaunâtres, de marnes gris-noirâtres et de sables. Il présente de fréquentes intercalations de marnes ferrugineuses riches en organismes. J'y ai récolté: *Hydrobia tenuis* PENECKE, *Hydrobia* sp., *Viviparus achatinoides* DESH., *Tylopoma speciosa* COB., *Lithoglyphus rumanus* SABBA, *Melanopsis decollata* STOLICZKA, *Unio* sp., *Cardium edentulum* DESH., *Prosodacna Sturi* COB., *P. serena* SABBA, *Pontalmyra* sp., *Congerina rhomboidea* HOERN.

Suit à la partie supérieure un paquet épais de 200 m, commençant par des marnes grises et des argiles plastiques, suivies par des sables très riches en restes organiques, de véritables faluns. Cet horizon m'a fourni les espèces suivantes: *Viviparus*



*achatinoides* DESH., *Neritina* (*Neritodonta*) *Grateloupiana* FÉRUSSAC, *Phyllocardium planum* DESH., *Limnocardium* sp., *Dreissensiomya aperta* DESH., *Dreissensia corniculata* SABBA, *D. Rimestiensis* FONTANNES, *Dreissensia* sp., *Heryopsis* sp., *Congeria* sp.

L'épaisseur totale du Pontien est de l'ordre de 500 m. L'analyse microscopique de ses sables montre l'existence de nombreux minéraux lourds: grenat, magnétite, zircon, rutile, staurotide, tourmaline (indicolithe), disthène.

Le Pontien est très développé dans la bande comprise entre les vallées du Slănic et de la Bălăneasa, entre les vallées du Buzău et du Nişcov, et aussi dans l'anticlinal d'Arbănaşi.

On peut croire, d'après la nature de ses dépôts que ce Pontien représente des sédiments constitués un peu en retrait par rapport à la ligne des rivages; plus tard, celle-ci s'est restreinte, rendant possible le dépôt des faluns de la partie supérieure.

Le Dacien de cette zone montre une épaisseur assez grande, dépassant celle du Dacien de la dépression de Şoimari; elle atteint environ 650 m. On peut distinguer dans cet étage trois horizons:

1. L'horizon lignitifère inférieur, avec une épaisseur de 100 m. Il est constitué par une alternance d'argiles et de marnes charbonneuses à lignite, de marnes et de sables à Cardiacés de petite taille, semblables à ceux du Pontien. J'ai tracé la limite par rapport à ce dernier là où apparaît la première assise de marnes à intercalations de lignite encore faibles.

2. L'horizon marno-sableux et des marnes conchoïdales ferrugineuses, montre une épaisseur de 300 m, environ. Il est caractérisé par une particulière abondance de fossiles; j'ai eu l'occasion d'y récolter: *Hydrobia vitrella* BRUS., *H. tenuis* PENECKE, *Melanopsis rumanus* TOURN., *Tylopoma speciosa* COB., *T. Brusinae* SABBA, *Lithoglyphus* sp., *Neritina* (*Theodoxus*) *rumana* SABBA, *Viviparus achatinoides* DESH., *V. Muscelensis* SABBA, *V. Uvus* SABBA, *V. turgidus* BIELZ, *V. Woodwardi* BRUS., *V. rumanus* TOURN., *V. bifarcinatus* BIELZ, *Unio* (*Limnium*) *rumanus* TOURN., *Unio* sp. *Dreissensia Rimestiensis* FONT., *D. polymorpha* PALLAS, *Congeria* sp., *Pontalmyra* sp., *Stylodacna Heberti*, *Prosodacna* sp., *P. Haueri* COB., *P. rumana* FONT., *P. serena* SABBA, *P. Cobălcescui* FONT., *P. Munieri* SABBA, *P. Stefanescui* TOURN., (cette dernière



espèce englobant toutes les formes décrites par COBĂLCESCU et par TEISSEYRE, sous les noms de *P. Euphrosinae*, *P. Berti*, *P. Savae*, *P. Mrazeci*), *Limnocardium* sp., *Cardium* sp. Du point de vue pétrographique cet horizon est caractérisé par 20 à 25 répétition d'un paquet de couches consistant en marnes sableuses grises, fossilifères, d'un lit de sables important de 1 à 3 m, suivi par des marnes conchoïdales ferrugineuses, formant une couche de 0,1 à 0,3 m. À signaler la grande ressemblance entre les marnes de cet horizon et les marnes pontiennes d'autres endroits, ressemblance rehaussée par le fait que les deux renferment des Cardiacés de petite taille.

3. L'horizon lignitifère supérieur, débute par une série de marnes et d'argiles plastiques grises, à petits Cardiacés et Proso-dacna et à faibles intercalations de lignite. Après cette série, importante de 50 à 60 m, suit la vraie série lignitifère, épaisse jusqu'à 150 m constituée par une alternance de marnes grises, schisteuses, fossilifères et de véritables lumachelles. Ces dépôts m'ont fourni *Viviparus bifarcinatus* BIELZ, *Melanopsis decollata* STOLICZKA, *Neritina* sp. Parmi les marnes fossilifères, s'intercalent des couches de lignite et des sables.

Bien que M. PROTESCU (37), attribue au Levantin cette série lignitifère, je l'ai ramenée au Dacien, en me basant sur sa parfaite continuité avec des dépôts typiquement daciens; TEISSEYRE aussi d'ailleurs la considérait comme dacienne (11).

Les sables daciens de cette zone renferment des minéraux lourds: grenat, magnétite, zircon, rutile, staurotide, amphibole, tourmaline, disthène; les trois derniers y sont assez rares.

En jugeant d'après la nature des dépôts, le Dacien s'est formé à l'intérieur du lac pliocène; il faudrait excepter toutefois l'horizon supérieur, constitué très près des rivages, sinon dans des marécages et des tourbières sur le continent même; c'est ce fait qui a favorisé la formation du lignite. Le lac dacien a du être très agité, surtout dans la partie nord-orientale; ceci rend compte du fait que les coquilles y montrent un test très épais (*Proso-dacna Stefanescui* et diverses espèces de *Vivipara*).

Le v a n t i n. Les dépôts levantins de cette zone constituent deux horizons distincts: l'un argilo-marneux et sableux, à la base, et un autre supérieur, celui des graviers de Căndești.



Dans les dépôts sableux de Scărișoara, j'ai trouvé une mince assise de tuf volcanique. Comme restes organiques, j'y ai récolté quelques fragments de *Helix*, et un exemplaire de *Melanopsis Soubeirani* PORUMB.

Dans son ensemble, le Pliocène de cette zone provient du remaniement des matériaux du Flysch.

Pour ce qui concerne les limites entre ses étages, plusieurs peuvent être précisées :

La limite inférieure, vers le Sarmatien, est marquée par les marnes vertes et rouge-cerise;

La limite méotien-pontien est représentée par les dépôts à *Congeria novorossica*, de la partie supérieure du Méotien.

Il est plus difficile de préciser la limite entre le Pontien et le Dacien; je l'ai envisagée provisoirement au-dessous des marnes lignitifères inférieures.

Enfin, la limite entre le Dacien et le Levantin, peut être estimée au-dessus de la série lignitifère supérieure; plus précisément elle est marquée par les argiles bleu-noirâtres, plastiques, sans fossiles, déjà signalées.

G) **Tectonique de la région.** *Tectonique du Flysch.* Tout comme entre le Teleajen et la Doftana (40), la tectonique de cette série est caractérisée par l'existence des nappes de charriage bien connues: la nappe interne, la nappe médiane et la nappe marginale.

**Nappe interne.** Cette nappe est constituée par le Vraconien, représenté par ses trois horizons. Le front de cette nappe peut être suivi le long d'une ligne, Bertea—Mâneci—Poiana dintre Sirie et Satul Gruia, dans la vallée du Buzău.

Cette ligne marque le contact de la nappe interne avec la nappe médiane qui, sous la pression exercée par la première se présente fortement mylonitisée et affectée par une tectonique en écailles.

Entre la Valea Crasna (Vârful Măgura Nebunului) et Teliu affleure, sous les dépôts vraconniens de la nappe interne, le Séonien et l'Éocène du parautochtone.

**Nappe médiane.** J'avais avancé, dans mon travail sur la région comprise entre le Teleajen et la Doftana, l'idée que la



nappe médiane est constituée par la zone d'écailles, l'Éperon de Homorâciu et l'Éperon de Prăjani. De ces sous-unités, seules les deux premières persistent dans la région.

Dans le même travail, j'estimais que l'Éperon de Văleni, représente la nappe marginale (40). J'adoptais cependant cette idée avec des réserves; en effet, les rapports entre les deux éperons, de Văleni et de Homorâciu, sont loin d'être nets, car ils sont masqués par le Miocène et les dépôts des terrasses.

Ces rapports sont plus visibles dans la région dont il est question dans cette note; dans la Valea Buzăului, au Sud-Est de son confluent avec la Valea Bâsca, on peut constater que l'Éocène du type Tarcău de l'Éperon de Homorâciu est normalement surmonté par l'Oligocène de l'Éperon de Văleni. Au cas où ces rapports se maintiennent en profondeur aussi, il s'ensuivrait que la zone d'écailles, l'Éperon de Homorâciu et l'Éperon de Văleni appartiennent à une seule et même unité tectonique. J'ai exprimé cette idée aussi à une autre occasion (42), mais d'une manière dubitative, étant données les conditions peu favorables des observations. Depuis quelque temps cependant MM. D. PREDA et G. MURGEANU sont d'avis (communication orale), que les deux éperons appartiennent à la même unité tectonique (la nappe médiane); dans cette conception, de plus en plus partagée, la nappe médiane est constituée par l'Aptien, le Vraconnien, le Sénonien, l'Eocène et l'Oligocène. Des dépôts aquitaniens (marnes, grès à gypse et sel) affleurent fréquemment sous cette nappe, à Cătina, Pătârlagele, Murătoarea, Lunca Lopătari; ces dépôts appartiendraient à l'autochtone.

C'est ici le lieu de mentionner une divergence d'opinion, entre moi et M. MURGEANU, en ce qui concerne la tectonique du Flysch, dans les départements de Prahova et de Buzău. M. MURGEANU (41) soutient, en résumé, que la zone d'écailles appartient à la nappe interne; qu'elle représente la digitation de Comarnic, et que la dépression de Slănic s'appuie sur cette digitation. Pour ce qui me concerne, j'ai exprimé l'avis, auquel je tiens, que la zone d'écailles appartient à la nappe médiane, et que la dépression de Slănic s'appuie sur cette nappe. Je base mon opinion sur les faits suivants:



1. La ligne Comarnic-Mâneci-Crasna n'est pas un accident d'importance secondaire; dans les profils présentés par M. MURGEANU (41), elle marque un charriage de 10 à 15 km, du Vraconien sur le Sénonien-Eocène. En même temps, la ligne de Breaza, considérée par M. MURGEANU comme le vrai front de la nappe (ou, du moins, de cette digitation de Comarnic), ne saurait avoir l'importance qu'on lui prête; elle est peu apparente et, autant qu'on peut la comprendre, elle semble marquer un simple chevauchement.

2. Aux environs de Slănic (Prahova), et de Homorâciu (sur le Teleajen), apparaissent au-dessous de l'Éocène et de l'Oligocène de l'Éperon de Homorâciu, des dépôts aptiens, albiens et sénoniens—parfois le Sénonien seul—sous des faciès indentiques à ceux de la zone des écailles. D'autre part, la ligne de contact entre la zone des écailles et l'Éperon en question, est une ligne hésitante, les deux unités gardant bien des fois leurs rapports normaux.

3. À l'Est du Vârful Țiganului, là où la dépression de Slănic se ferme périclinalement, on constate que cette dépression s'appuie sur le Paléogène de l'Éperon de Homorâciu; or, sur celui-ci toutes les opinions sont d'accord pour l'attribuer à la nappe médiane.

*Nappe marginale.* Dans l'ancienne conception sur la tectonique du Flysch, que nous partageons nous aussi en lignes générales, l'Éperon de Văleni était considéré comme représentant la nappe marginale. Ainsi que je viens de l'affirmer, l'idée que cet éperon appartient à la nappe médiane, semble gagner de plus en plus, du terrain. Dans ce cas, la vraie nappe marginale ne serait pas représentée dans la région qui nous occupe, et en effet, elle commence à apparaître, dans la base de la nappe médiane, seulement au Nord de la Valea Zăbalei.

*Tectonique de la formation à sel.* Le sel joue un grand rôle dans la tectonique de la région. Après son dépôt, à la fin de l'Aquitainien, des mouvements tectoniques de grande ampleur sont survenus, qui ont donné naissance aux nappes du Flysch. Lors de ces mouvements, le sel a été pris dans le soubassement des nappes et accumulé en grandes quantités sous forme de massifs.



Il y avait du sel aussi dans les terrains aquitaniens de la nappe; mais il est probable que ce sel se trouvait, à la suite des soulèvements causés par les mouvements aquitaniens, exposé aux causes de destruction liées au régime continental; il a dû être dissout, lavé, par les précipitations atmosphériques et, dans la suite, par les eaux amenées par la transgression burdigalienne. Par contre, le sel de l'autochtone, protégé par les nappes du Flysch, a pu rester intact; il devait être mis à l'abri grâce aux dépôts de l'entière série néogène, du Burdigalien au Levantin. Le sel constitué sur l'avant-pays étant recouvert, depuis le moment de son dépôt, par des formations quasi-continetales à éléments exotiques et en partie par les nappes du Flysch, qui ont probablement atteint cet avant-pays, a été également soustrait à l'érosion.

Lors des mouvements orogéniques du Néogène récent, dont le paroxysme a eu lieu après le Levantin, le sel soumis aux pressions et, d'autre part, naturellement doué d'une plasticité bien plus marquée que celle des terrains encaissants, a été déraciné. Le sel a pu pénétrer ainsi le long des lignes de faible résistance et a traversé toute la couverture, renversant, laminant et arrachant des lambeaux aux formations qu'il traversait, pour les ramener vers la surface sous la forme d'une brèche tectonique, constituant l'enveloppe des massifs du premier type.

Le sel a joué ainsi un rôle de premier ordre dans les phénomènes de diapirisme si caractéristiques pour les Subcarpates, surtout dans la zone de courbure.

*Tectonique des dépressions.* La Dépression de Slănic se présente comme un grand synclinal replissé. Les dépôts de ce synclinal sont affectés, sur les ailes, de laminages et de renversements intenses; cela surtout sur le flanc nord. Cette dépression se forme périclinalement à l'Ouest de la Valea Bâsca-fără-Cale, laissant voir sa superposition aux formations de l'Éperon de Homorâciu, donc à la nappe médiane.

La Dépression de Drajna est encore un synclinal replissé, ses deux bords étant chevauchés par les dépôts du Flysch; ces accidents lui donnent l'apparence d'une fenêtre. L'existence de plusieurs traînées de Paléogène, qui sillonnent la dépression, comme celle de Chiojdul Mare, est suffisante pour montrer



des rapports en général normaux entre cette dépression et les dépôts paléogènes de la zone médiane.

La Dépression de Şoimari se laisse diviser en trois zones. La zone centrale est formée par le synclinal, sarmatien-pliocène, Calvini-Mărunţişul-Odăile, dont les ailes sont replissées. Toutes les formations mentionnées se laminent graduellement et disparaissent sous les dépôts helvétiques. L'aile nord s'appuie sur l'anticlinal de Calvini, tandis que l'aile sud est soutenue par l'anticlinal Măguricea-Tega-Coculeşti, montrant dans son axe de l'Helvétien.

La région au Nord de ce synclinal est constituée par du Miocène (Helvétien et Tortonien) affecté par plusieurs plis, le plis synclinal contenant le Tortonien de Pătârlage. Dans ces plis affleurent les massifs de sel de Murături, Sibiciu et Lopătari, où des lames d'Oligocène, comme celle de Cătina, Murături, et l'éperon de Valea Lupului—Sibicelul de Sus.

La région au Sud-Est du synclinal central est formée par les dépôts helvétiques, qui s'abaissent sous l'anticlinal Salcia-Cislău. Ce Miocène est replissé et pénétré par les massifs de sel Muscelul, Ţigani, Pietrari et Negoşina.

*Tectonique de la Zone mio-pliocène au Sud de la Dépression de Şoimari.* Le contact de cette zone avec la Dépression de Şoimari est marqué par une traînée continue de dépôts sarmatiens et pliocènes, traînée qui subit de nombreux laminages et renversements et qui est recoupée, dans la vallée de la Bălăneasa-Sărăţel, par une grande faille transversale. Ainsi précisée au Nord-Ouest, la zone se développe vers le Sud-Est, étant sillonnée par plusieurs plis:

a) Le synclinal de Buda-Cislău montre une allure normale; il se ferme en cuvette à l'Est de la Valea Buzăului.

b) La croupe morphologique Ursoaia-Pârscov, constituée par le Pontien, est bordée, d'un côté par le synclinal de Cislău-Buda, de l'autre par la zone dacienne Cislău-Robeşti-Vintilă Vodă.

c) Le synclinal Sânger-Mireş, normalement développé quant à ses ailes, se ferme en une cuvette à contour polygonal.

d) La zone anticlinale Valea Unghiului-Lapoş-Bădila-Pârscov, débute dans la Valea Unghiului où elle montre un caractère diapire



typique; elle a comme noyau le puissant massif de sel de Valea Unghiului-Lapoş. À partir de Lapoş vers le Nord-Est, cet anticlinal s'élargit et se partage en deux plis anticlinaux: celui de Bădila-Ciuta, avec dans son axe le massif de sel appelé Sarea lui Buzău, ainsi que de l'Helvétien, et celui de Mânăstirea Nifon-Robeşti-Titirligu, montrant dans son axe du Sarmatien.

e) La zone pliocène Cislău-Robeşti-Vintilă Vodă est très large entre les deux vallées du Buzău et du Sărăţel; elle devient étroite dans cette dernière, pour s'élargir à nouveau dans la vallée du Slănic, entre Scheia et Mânzăleşti. Entre les vallées du Buzău et du Sărăţel, elle englobe le prolongement des plis de Bădila et de Pârscov; ces plis s'évanouissent dans la vallée du Sărăţel, pour réapparaître au Nord-Est de la vallée du Slănic, dans l'anticlinal de Fundul Papei, qui montre un caractère diapir très visible.

f) Le synclinal Tisău-Scheia présente une allure normale; il se rétrécit et se ferme à l'Est de la Valea Slănicului.

g) L'anticlinal d'Arbănaşi est constitué par le Pliocène, représenté par tous ses étages. Dans l'axe de cet anticlinal, affleure une puissante brèche constituée par des dépôts sarmatiens et helvétiques. Il est probable que cet anticlinal est recoupé par plusieurs failles transversales.

**Conclusions.** La région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic-Buzău montre des caractères tectoniques très variés, depuis la nappe de charriage bien conformée, jusqu'à des plis réguliers, en passant par des plis diapirs, caractéristiques pour les Subcarpathes dans la région de courbure.

Cette structure est le résultat de deux paroxysmes orogéniques, l'un post-aquitainien, l'autre post-pliocène.

**Le pétrole.** Parmi les questions que j'ai eues à étudier, celle du pétrole m'a particulièrement préoccupé. Elle m'a occasionné de nombreuses observations qui feront l'objet d'un travail à part. Je ne saurais que mentionner ici les apparitions de ce produit, les anciennes exploitations, les exploitations actuelles, ainsi que les possibilités d'avenir. J'ai rencontré des apparitions de pétrole:

Dans l'Oligocène: dans la Valea Sibiciului, à Păcura-Măţari et à Lopătari.



Dans le Pliocène: sur le flanc Sud-Est du synclinal Măgurea-Tega, le long du contact entre la dépression de Șoimari et la zone au Sud de Mănești, dans la vallée du Sărățel. Sur l'anticlinal Salcia-Cislău, dans la zone anticlinale Valea Unghiului-Lapoș, dans la zone anticlinale Nifon-Robești, à Fundul Papei et à Arbănași.

Des exploitations ont existé à Lopătari, où deux sondes ont été emplacées par la Société Steaua Română, dans l'Oligocène; ces sondes sont aujourd'hui abandonnées.

Il y a des exploitations en activité sur l'anticlinal d'Arbănași; elles exploitent le pétrole du Méotien. La région d'Arbănași possède pour le moment le seul chantier du département de Buzău.

On peut mentionner parmi les contrées offrant des possibilités pour l'avenir, les environs de Robești, de Titirligu et de Calvini.

## BIBLIOGRAPHIE

1. COBĂLCESCU GR. Geologische Untersuchungen im Buzauer-Distrikte. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1882, p. 227.
2. — Studii geologice și paleontologice asupra unor tărâmurii terțiare din unele părți ale României. *Mem. Sc. milit. Iași*, 1883.
3. ANDRUSSOW N. Kurze Bemerkungen über einige Neogenablagerungen Rumäniens. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1885, p. 189—197.
4. ȘTEFĂNESCU SABBA. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et levantines. *Mém. de la Soc. Géol. de Fr.* VI, No. 15, 1896.
5. — Étude des terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique. Thèse, 1897.
6. TEISSEYRE W. Studii geologice în jud. Buzău. *Bul. Soc. Ing. și Ind. de mine.* Vol. I, fasc. II, III, p. 99, 1897.
7. MRAZEC L. et TEISSEYRE W. Aperçu géologique sur les gisements de sel de Roumanie. *Monit. du Pétr. Roum.* Vol. III, p. 50 An. 1902.
8. ATHANASIU S. Clasificarea terenurilor neogene din România și limita stratigrafică între Miocen și Pliocen. Vol. omagial P. Poni, 1906.
9. TEISSEYRE W. Beiträge zur neogenen Moluskenfauna Rumäniens. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I, p. 215, 1907.
10. — Die Schlammvulkane von Berca-Beciu und die Frageörterung der Bedeutung derselben für die Ölzone. *C. R. Congrès intern. du Pétrole III-e Sess.* T. II, p. 385.
11. — Über die maeotische, pontische und dacische Stufe in den Subkarpathen der östlichen Muntenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, p. 284, 1909.



12. MRAZEC L. et VOITEȘTI I. P. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, p. 495, 1911.
13. VOITEȘTI I. P. Relațiuni între pânza gresiei de Fusaru și pânza marginală. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II p. 125, 1911.
14. MACOVEI G. Cercetări geologice în Subcarpați. *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* An. 1912, p. XXIII.
15. VOITEȘTI I. P. Prezența Tortonianului fosilifer în zona Flișului Subcarpaților meridionali. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI, Fasc. II, p. 332.
16. BOTEZ G. Lucrări făcute în anul 1914. *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* An. 1914, p. 48.
17. MACOVEI G. Cercetări geologice în reg. cutelor diapire din jud. Buzău. *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* An. 1914, p. 22.
18. BOTEZ G. Cercetări geologice pe foaia Cătina. *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* An. 1915, p. 45.
19. PROTESCU O. Cercetări geologice în jud. Buzău. *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* An. 1915.
20. BOTEZ G. Notă asupra Tortonianului din Valea Viei (Pătârlage), jud. Buzău. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, p. 232 (1915—1916).
21. MACOVEI G. Structura geologică a Văii Buzăului între Păltineni și Cislău. jud. Buzău. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, p. 184, 1916.
22. — Poziția stratigrafică și tectonică a masivelor de sare din România. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, p. 49.
23. PROTESCU O. Cercetări geologice în regiunea subcarpatică a jud. Buzău. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, p. 235.
24. PREDĂ D. Discuție la legenda hărții geologice. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII (1919—1920), București 1926.
25. — Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, p. 1, 1921.
26. PROTESCU O. Structura geologică a regiunii Subcarpaților din partea de Sud a jud. Buzău. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII, p. 134.
27. — Structura geologică a regiunii Buzăului cuprinsă pe foile Beciu, Scheia și Ivănețu (scara 1:50.000). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI, p. 81.
28. RABISCHON A. Studiu geologic și petrolifer al regiunii cuprinsă între Pătârlagele și Cislău, Jud. Buzău. *Monit. Pétr. Roum.* Vol. XXIII, p. 1601.
29. GRIGORESCU D. Zăcămintele ambrifere din com. Colți, jud. Buzău. *An. Min. Rom.* Vol. VIII, p. 318, 1925.
30. KREJCI K. Der Bau der rumänischen Ölgebiete. *Geol. Rundschau* XVI, p. 199.
31. KREJCI K. u. WENZ W. Jungtertiäre Landschnecken aus Südrumänien. *Neues Jahrb. f. Min.* LV. Beilageband. Abt. B. I. H. p. 53, 1926.
32. MACOVEI G. Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *Assoc. p. l'avancement de la géologie des Carpates, II-e réunion. Guide des excursions*, Bucarest, 1927.



33. MATEESCU ST. Cercetări geologice în partea externă a curburei sudestice a Carpaților Români. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, p. 67, 1927.
34. LATIU V. Contribuțiuni la studiul petrogenetic și microscopic al nisipurilor din diferite formațiuni și orizonturi îmbibate cu petrol. *An. Min. Rom.* Vol. XI, Nr. 1, p. 1.
35. PUSTOWKA A. Über rumänische Salztztonaufbrüche. *N. Jahrb. f. Min. Beilage* Bd. LXI. Abt. B. p. 317.
36. KREJCI K. Die rumänischen Erdöllagerstätten. *Schriften aus dem Gebiet der Brennstoff-Geologie*. I. Heft. Verlag v. F. Enke. Stuttgart 1929.
37. PROTESCU O. Zăcămintele de cărbuni plioceni din regiunea de curbură a Subcarpaților răsăriteni. *Inst. Geol. Rom. St. Techn. și Econ.* Vol. III, fasc. 6.
38. FILIPESCU M. Note préliminaire sur les recherches géologiques dans la région comprise entre la Valea Teleajenului et la Valea Doftanei. *C. R. Inst. Géol. Roum.* t. XIX. p. 9, București 1933.
39. KREJCI K. u. WENZ. W. Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia. *Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch.* Bd. 83, H. 2—3, p. 65.
40. FILIPESCU M. G. Cercetări geologice între Valea Teleajenului și Valea Doftana. Teză.
41. MURGEANU G. La nappe interne du flysch dans les environs de Comarnic et Teșila. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, p. 281.
42. FILIPESCU M. G. Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée du Teleajenel. *C. R. Inst. Géol. Roum.* t. XXV (en préparation).

## Séance du 19 avril 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

Discussions sur la communication de M. M. G. FILIPESCU faite dans la dernière séance.

— M. TH. KRÄUTNER. — **Observations géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin du Bâcul, du Heghies et dans l'île cristalline de la Măgura, près de Șimleul Silvaniei.**

I. Le massif cristallin du Bâcul. 1. *Données bibliographiques.* Les premières données concernant la géologie de ces montagnes furent présentées par HAUER et STACHE <sup>1)</sup>, à la suite de leurs études sur la partie sud de ce massif cristallin. Ces auteurs décrivent, des environs des communes de Varcia-de-Sus, Stremțu et Odești,

<sup>1)</sup> HAUER und STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.



différentes roches, micaschistes, micaschistes à grenats, roches à amphibole, talcschistes, chloritoschistes, etc.

Le massif faisait dans la suite l'objet de recherches de la part de l'Institut Géologique hongrois, avec I. v. MATYASOWSKY <sup>1)</sup>. Cet auteur entreprend les premiers levés sur le terrain, dont les résultats se trouvent consignés sur la carte géologique du Sălaj, dressée par lui <sup>2)</sup>. MATYASOWSKY cite des micaschistes à grenat, passant aux paragneiss par l'apparition du feldspath; il décrit ensuite quelques affleurements de gneiss granitiques, montrant des yeux volumineux de feldspath, ainsi que des grandes paillettes de muscovite. Le même auteur remarquait enfin des roches amphiboliques, et aussi de minces intercalations de calcaires cristallins.

La même région fut reprise, en 1909, par K. ROTH v. TELEGD <sup>3)</sup>, qui séparait dans ce massif deux sortes de micaschistes: des micaschistes à grenat, et des schistes quartzeux pauvres en mica. Cet auteur cite aussi des affleurements isolés de granites à biotite, montrant des signes de pression, et autour desquels les schistes cristallins sont gneissifiés. Ce passage des micaschistes aux gneiss a été cependant remarqué par lui en d'autres endroits aussi, où la présence des granites n'est pas connue. ROTH v. TELEGD signale encore quelques filons de pegmatite, des schistes à actinote, ainsi que des calcaires cristallins.

Tous ces auteurs sont d'accord pour signaler l'absence presque absolue de bons affleurements; ceux que l'on peut y trouver sont à peu près tous situés dans les parties moyennes des vallées; en revanche, les pentes, ainsi que les crêtes, sont recouvertes par un manteau puissant de produits de désagrégation.

## 2. Situation orographique et délimitation du massif cristallin.

Le noyau cristallin des montagnes du Bâcul constitue la crête séparatrice entre les départements de Sălaj et de Satu Mare.

<sup>1)</sup> MATYASOWSKY J. Bericht über die geologischen Aufnahmen im Bükkgebirge und Rezgebirge im Sommer 1882; *Földt. Közl.* XIII, 1883.

<sup>2)</sup> MATYASOWSKY et STÜRZENBAUM. Geologische Karte der Szilágyság, 1: 144.000. Budapest.

<sup>3)</sup> ROTH v. TELEGD K. Bericht über die geologische Reambulation im Szatmárer Bükkgebirge und in der Gegend von Szinerváralja; *Jahresber. d. k. ung. geol. Anst. f.* 1909.



Cette crête dessine un arc, d'environ 25 km de longueur ouvert à l'Est. Sa hauteur varie de 450 à 550 m. Ce noyau se détache très bien dans la topographie, en s'élevant assez brusquement par rapport aux collines environnantes, plus basses, à relief plus tranquille, constituées par le Pliocène. Mais, bien que sa morphologie soit assez nette, on éprouve des difficultés à tracer sur la carte la limite entre le Cristallin et le Pliocène. Ces difficultés viennent, en premier lieu, de la rareté et de l'insuffisance des affleurements; ceci, en particulier sur les pentes et au pied des collines; il est impossible de marquer ici avec exactitude la limite précise entre le Pliocène et la couverture de produits d'érosion des roches cristallines; les vallées elles-mêmes sont loin d'offrir de bons affleurements à cause du manteau d'alluvions et de graviers, justement là où le profil montre un ressaut de pente, à la limite du cristallin et du Pliocène. Ceci fait que les premières apparitions de cristallin ne peuvent être prises comme donnant la limite du côté du Pliocène.

Quelle que soit l'insuffisance des affleurements, causée par le remplissage des vallées par les produits de démantèlement du cristallin, on peut constater que le Pliocène ne s'étend pas sur de grandes distances et suivant un plan doucement incliné à la surface du cristallin. Au contraire, il y a des indices que le massif est délimité, aussi bien à l'E, qu'à l'W, par des failles ou des fractures puissantes. Plusieurs faits militent en faveur de cette interprétation. Ainsi, l'absence à la bordure du massif de dépôts tortonien et sarmatiens, lesquels sont bien développés, sous leur facies côtier, à la bordure méridionale du massif voisin de Măgura, près de Șimleul Silvaniei. Le facies côtier du Pliocène, qui lui-aussi montre un beau développement auprès de Șimleul Silvaniei, manque ici. Dans les Munții Băcului, le Pliocène ne débute pas par des conglomérats et des sables; mais, comme ROTH v. TELEGD l'a déjà remarqué, par une assise argileuse importante de 6 m. Cette assise est suivie par une série très uniforme et monotone de sables à intercalations irrégulières de graviers à petits éléments. Au S des Munții Băcului, dans le petit massif ancien du Heghieș, le cristallin est recouvert par une puissante masse de tufs dacitiques et de marnes à consistance ferme, d'âge méditerranéen supérieur (ortonien), ce qui n'est pas non



plus le cas pour le massif de Bâcul. On peut interpréter cette absence du Méditerranéen supérieur, et du Sarmatien, comme une confirmation de notre supposition, que ce massif est délimité des deux côtés par des failles. Cette hypothèse est appuyée aussi par le fait, que le cristallin commence dans les vallées à une altitude de 230 ou 250 m, tandis que le Pliocène s'avance sur les hauteurs, d'après ROTH v. TELEGD, jusqu'à environ 350 m. Si l'on unit sur la carte ces points, on obtient des lignes presque droites, dépourvues tout au moins de sinuosités accentuées.

### 3. *Constitution pétrographique du massif cristallin du Bâcul.*

Le noyau cristallin de ces montagnes consiste en une série de schistes cristallins à caractère en général mésozonal; cependant, en certains endroits, ces schistes acquièrent un aspect plutôt katazonal, grâce à l'injection de gneiss à feldspath potassique. D'autre part, sur quelques points, on observe un passage graduel de la mésozone à l'épizone. La variété des roches que l'on y remarque est très grande; elle vient de la diversité de composition originelle des sédiments aux dépens desquels cette série s'est constituée. Dans une grande partie du massif, les roches sédimentaires primitives ont dû consister en un complexe argilomarneux et gréseux, en alternance serrée; c'est de ce complexe qu'ont pu dériver les micaschistes à grenats et les schistes ou paragneiss à biotite, en alternance étroite et serrée avec des quartzites à biotite. Des paquets de cette alternance montrent souvent une épaisseur de 30 à 40 cm seulement. D'une manière générale, on peut observer, à la partie inférieure, une prédominance des quartzites, passant vers le haut, par l'intermédiaire d'une alternance de micaschistes ou de paragneiss et de quartzites, à un complexe constitué de préférence par des micaschistes à grenats. Sur la carte, nous avons essayé de séparer quelques zones de quartzites, de paragneiss et de micaschistes à grenats; mais nous devons dire que cette séparation est jusqu'à un certain point arbitraire, du fait des alternances trop étroites, et aussi du changement fréquent du caractère pétrographique.

Si nous considérons les paragneiss à biotite, ils présentent également bien des variétés. En plus d'un endroit, p. ex. dans la



Valea Stremțului, dans la Valea la Slăvi et dans la Valea Maxiniasa, près de Homorodul-de-Sus, ils passent, grâce à l'apparition de nodules elliptiques d'albite, à des gneiss ou des schistes à biotite à porphyroblastes d'albite. Ces porphyroblastes se développent par voie de recristallisation au cours du métamorphisme régional, le phénomène étant probablement accompagné par un petit apport de sodium. A un stade plus avancé, cette recristallisation arrive à donner les roches appelées gneiss à nodules de feldspath — Feldspatknötengneis —, que j'ai eu l'occasion de décrire, l'an dernier, dans les Munții Rezului, où ils montrent un très beau développement. La ressemblance de ces roches est très grande avec les «Feldspatknötengneise» du cristallin de la Silvretta, où ils ont été décrits par MM. STRECKEISEN et SPAENHAUER. Un seul endroit dans le massif de Bâcul m'a offert ces gneiss à nodules de feldspath; il se trouve dans la Valea Tepeștița. En revanche, les gneiss à porphyroblastes d'albite y ont une très grande extension.

Les paragneiss à biotite montrent en plusieurs endroits des injections de feldspath potassique, arrivant ainsi à des gneiss injectés œillés; ces roches sont connues sur plusieurs points, dans la Valea Stremțului p. ex., aussi dans les vallées de la Tepeștița, au Boul, au N de Vârful Comanda. Les granites à biotite, à signes de pressions, mentionnés par ROTH v. TELEGD dans les vallées Lupului et Teiușului entrent probablement aussi dans cette catégorie. Au microscope, les gneiss d'injection montrent des yeux et des plages plus étendues d'orthose, et qui dans la plupart des cas sont brisés et séricitisés. La masse fondamentale est constituée par du feldspath potassique, du plagioclase et du quartz. Le mica y forme des nids de dimensions plus grandes; la plupart du temps on a affaire à la biotite, la muscovite étant plus rare. Dans certains cas (dans la Valea Almașului, Valea Tepeștița), le feldspath potassique ne forme pas des yeux, mais se trouve à l'état de minces couches assez étendues, réalisant ainsi un cas d'injection lit par lit. Le reste de la roche est fait de plagioclase (albite), de quartz et de mica disposés en zones parallèles; le mica est plus souvent de la biotite que de la muscovite.

En dehors de ces injections de gneiss œillés à feldspath potassique, on trouve dans la série des paragneiss à biotite, des



filons de pegmatites: ainsi, dans la Valea Călimanului, à Odești, et dans le N du massif, dans la Valea Moșului. On remarque dans ces endroits des gneiss pegmatitiques et aplitiques qui, sur la carte, ont été marqués avec la couleur des pegmatites. Les pegmatites montrent des masses volumineuses de feldspath séricitisés, à macles polysynthétiques d'après la loi de l'albite. Son indice de réfraction est plus grand que celui du baume de Canada. Ces faits montrent qu'il s'agit de pegmatites à plagioclase, et non à feldspath potassique. Cette circonstance rend ces roches très semblables aux pegmatites des Munții Preluca et en partie à celles des Munții Rodnei. Quand aux gneiss pegmatitiques, ils sont particulièrement caractérisés par la présence de l'albite à maclage particulier, qui leur a valu le nom de « Schachbrettalbit ».

Cette série des paragneiss à biotite offre tous les passages, depuis les gneiss à porphyroblastes d'albite, jusqu'à des paragneiss dans lesquels l'albite perd peu à peu sa forme porphyroblastique. On ne trouve dans ces roches qu'un plagioclase acide, irrégulièrement distribué dans le tissu fondamental. Ces paragneiss peuvent passer tout aussi insensiblement à des schistes à biotite, par la perte de leur feldspath. D'autre part, on remarque parfois dans les paragneiss à biotite, une certaine abondance de grenats, et aussi tous les passages jusqu'à de véritables micaschistes à grenats. De leur côté, les schistes à biotite passent souvent à des schistes quartzitiques, par perte graduelle du mica. Ces quartzites paraissent être représentés surtout dans les régions centrales du massif, et constituer l'horizon inférieur de la série cristalline. Nous tenons à rappeler que nous avons eu la possibilité d'établir, dans le Massif du Țicău, une succession stratigraphique semblable à celle des Munții Băcului.

La proportion de la biotite varie aussi et dans de larges limites, dans les paragneiss comme dans les micaschistes. Les schistes à biotite passent insensiblement à des schistes à biotite et muscovite et même à des schistes à muscovite prédominante. Le même remplacement de la biotite par la muscovite peut être constaté aussi dans les quartzites.

Ces schistes pauvres en biotite, ou qui en sont complètement dépourvus, passent souvent à des schistes sériciteux à caractère de métamorphisme épizonal. Il arrive aussi que les micaschistes à



grenat montrent un faciès très phylliteux. Les grenats deviennent de plus en plus petits, jusqu'à ce qu'ils aient disparu complètement. Les grandes paillettes de muscovite sont remplacées par de la séricite bien plus fine. J'ai eu la possibilité de séparer une telle zone dans la partie orientale du massif, dans la Valea Prihodeștilor, à l'W de Băița, où elle se développe en une zone de micaschistes à grenats se trouvant à l'intérieur de la zone phylliteuse.

Dans le N du massif, dans la Valea Ursungului, on observe aussi des schistes sériciteux épizonaux; mais ils n'ont pas un développement aussi caractéristique que dans la Valea Prihodeștilor.

La série mésozonale du massif, montre également les signes d'une diaphtorèse, sous la forme de gneiss à chlorite qui représentent le faciès diaphtoritique des paragneiss à biotite. Les gneiss injectés montrant des yeux de feldspath potassique, de même que les gneiss à porphyroblastes d'albite montrent, souvent aussi, les caractères d'une métamorphisme rétrograde diaphtoritique. A ce point de vue, les schistes cristallins des Munții Băcului ressemblent beaucoup aux schistes cristallins des Munții Țicăului, et surtout à ceux des Monts du Mezes.

On pourrait se demander, si la série épizonale des Munții Băcului n'est pas, elle aussi, une série diaphtoritique, développée à partir de la série mésozonale. À ce sujet nous sommes d'avis que dans les Munții Băcului la transition entre la mésozone et l'épizone n'est pas due à une diaphtorèse. Nous sommes arrivés au même résultat, aussi à propos des roches épizonales de Munții Mezeșului; je l'ai montré déjà l'année dernière.

La série mésozonale des Munții Băcului montre aussi quelques trainées étroites d'amphibolites, intercalées d'une manière concordante. Dans la Valea Stremțului, on trouve des amphibolites à feldspath (plagioclase à 27% d'anorthite), souvent sericitisé, un peu d'épidote et de grenat, intercalées parmi les schistes et les paragneiss à biotite. Dans la Valea Boului, on remarque des amphibolites schisteuses, à aspect plus frais, à amphibole et albite, accompagnées d'épidote en abondance. Ces amphibolites constituent des intercalations puissantes. Dans la Valea Moșului, dans le N du massif, affleurent des amphibolites schisteuses à biotite et beaucoup d'épidote. Dans la Valea Almașului, près Homorodul-



de-Jos, on observe des amphibolites rubannés; les minces lits mélanocrates sont formés par un amphibole souvent transformé en chlorite, tandis que les lits leucocrates consistent en agrégats de fins grains d'épidote, dans une pâte blanche de quartz et de feldspath. Une amphibolite diaphtoritique (épiamphibolite) constituée par une hornblende actinolitique, souvent remplie de petits grains d'épidote et d'écaillés de séricite, provient de Valea Priho-deștilor.

Dans la Valea Stremțului, à côté des amphibolites à aspect frais, on observe aussi des gneiss chloriteux à épidote abondant, et qui sont nés par diaphtorèse aux dépens des amphibolites.

Les intercalations de calcaires cristallins sont extrêmement rares dans le massif en question. Elles se trouvent dans les schistes et les paragneiss, sous forme de bancs ou de couches montrant une épaisseur de 1 à 2 m. J'ai réussi à trouver de semblables intercalations dans les vallées à l'W du village de Stremțu. MATYASOWSKY et ROTH v. TELEGD mentionnent également quelques intercalations de calcaires cristallins, aux abords des communes de Socondielu et de la Huta, dans la Valea Moșului; il nous a été impossible de retrouver ces roches.

Nous devons noter le fait, que toute la série cristalline des Munții Bâcului est très riche en quartz, se trouvant sous forme de lentilles de dimensions variées dans les schistes cristallins.

4. *Tectonique.* L'absence d'une couverture sédimentaire plus récente, rend impossible ici toute précision sur l'âge du métamorphisme régional, et aussi sur l'âge de la phase de diaphtorèse ultérieure des différentes formations cristallophylliennes. En parlant des analogies étroites avec les Munții Mezeșului, où les rapports et les effets du métamorphisme sont très semblables à ceux que l'on observe dans le Massif du Bâcul, nous pouvons affirmer, que les deux phases ont eu lieu avant le dépôt du Trias inférieur qui, dans les Munții Mezeșului, recouvre en transgression les schistes cristallins. Dans sa partie méridionale dirigée du N au S, le Massif du Bâcul dessine un anticlinal. La direction des couches suit l'orientation orographique du massif; elle varie donc d'après la forme de l'arc qu'il constitue, du N 15° W à N, et plus au N, à NE-SW. Le plongement des couches est, dans



l'E du massif, vers l'E, et dans ses régions occidentales, vers l'W. Cette forme anticlinale est le reflet de la succession stratigraphique: le noyau de l'anticlinal qu'est ce massif est formé par des quartzites, qui passent à leur partie supérieure à l'alternance déjà notée de quartzites et de paragneiss, cette alternance passant elle-même à des micaschistes à grenat. Au-dessus de ces micaschistes à grenat, qui ont encore un caractère mésozoïque, se développe petit à petit la série phylliteuse épizonale, d'une moindre épaisseur.

Dans le N du massif, dans la contrée sillonnée par la Valea Stârcului et la Valea la Slăvi, la direction des couches change, s'orientant d'abord NE-SW puis E-W. Plus au N, dans la Valea Nagyborpatak et dans la Valea Boului, elle devient même NW-SE.

Il se passe donc, dans le N du massif du Bâcul, le fait intéressant d'un changement brusque de  $90^\circ$  dans la direction des couches. Ce changement peut être observé aussi dans le NW dans la Valea Almaşului, et la Valea Ogrăzilor. Deux anciens arcs de plis se rencontrent dans la partie septentrionale de ce massif, sous un angle de  $90^\circ$  environ. Nous avons essayé l'an dernier de reconstruire le grand bloc cristallin, dont les affleurements cristallins insulaires du NW de la Transylvanie représentent les restes. En interpolant les différentes directions de plissement, notées dans les divers îlots cristallins, nous sommes arrivés à préciser plusieurs de ces rencontres à angle droit, ou parfois aigu, que l'on ne trouve plus en affleurement. Il a dû exister cependant une semblable virgation, p. ex. entre les plis du massif cristallin de la Preluca, et ceux du massif du Țicău qui, prolongés en direction, ont dû se rencontrer approximativement à l'endroit du village de Gaura. Le massif du Bâcul nous offre pour la première fois un très bel exemple de pareille virgation.

Nous avons eu l'occasion d'assigner à ce plissement en arcs de directions différentes un âge ancien, préalpin. Les observations faites dans le massif du Bâcul confirment cette supposition.

**II. Le massif cristallin du Heghies.** Au S du massif cristallin du Bâcul, le cristallin vient encore une fois à l'affleurement dans



le voisinage des communes de Şamşud-Sălaj, Mocirla et Cusciul, constituant le Muntele Heghieş. Le massif, ne dépassant pas 420 m d'altitude, a la forme d'une ellipse à grand diamètre de 800 à 1000 m, le petit étant d'environ 300 m. Le cristallin du Heghieş vient en contact immédiat avec les dépôts du Méditerranéen supérieur, lequel n'est pas développé ici sous son facies côtier, comme dans le massif voisin de Şimleul Silvaniei; il est constitué par des tufs dacitiques, en relation avec des marnes à consistance ferme. La mer du Méditerranéen supérieur a donc complètement recouvert le massif du Heghieş.

Le cristallin du Heghieş est constitué par des micaschistes et des paragneiss très finement schisteux, presque rubanés: de minces lits de quartz et de feldspath, séparés par des lits tout aussi minces de mica. Celui-ci est représenté par de fines paillettes de séricite et de muscovite, et de paillettes plus grandes de biotite passant souvent à la chlorite. Ces roches donnent l'impression d'une diaphorèse. On y remarque des surfaces de glissement, le long desquelles se développent des zones séricitiques, recoupant obliquement les lits de biotite.

On doit noter, dans ce cristallin, une certaine proportion d'épidote et de grenat. Le cristallin du Heghieş fait partie de la série cristalline du massif du Bâcul.

Là où elle a pu être mesurée, la direction des couches est W-E, et le pendage vers le N. Ces données ne correspondent pas avec la direction notée dans le massif du Bâcul; nous sommes d'avis qu'un phénomène local de changement de direction a eu lieu dans l'intervalle.

Au S du Heghieş, à Vârhegy, on observe un conglomérat faiblement cimenté; ce sont plutôt des graviers alternant avec des bancs de sables. Les éléments de ces conglomérats sont exclusivement constitués par des schistes cristallins provenant du Heghieş. L'âge du conglomérat ne nous est pas connu; mais il est possible qu'il représente un équivalent du facies côtier du Pliocène; du moins il montre de grandes ressemblances avec les conglomérats pliocènes de Şimleul Silvaniei. Dans ce cas, on peut croire, que le Muntele Heghieş, recouvert, comme nous l'avons déjà dit par la mer pendant le Méditerranéen supérieur, constituait une île durant le Pliocène.



### III. L'île cristalline de la Măgura près de Șimleul Silvaniei.

C'est encore HAUER et STACHE<sup>1)</sup> qui ont les premiers étudié l'île cristalline de la Măgura, près de Șimleul Silvaniei; ils en présentent des descriptions très précieuses dans leur œuvre, « Geologie Siebenbürgens ». Les premiers levés y ont été faits par MATYASOWSKY<sup>2)</sup> en 1878. Plus tard, en 1911, K. ROTH v. TELEGD<sup>3)</sup> a repris l'étude de la partie méridionale du petit massif, à l'occasion de ses recherches dans la dépression du Sălaj. Enfin, en 1927, M. ST. MATEESCU<sup>4)</sup> en a étudié le N.

Au point de vue du relief, l'île cristalline tranche brusquement par rapport au voisinage de collines plus basses, constituées par le Pliocène. Située immédiatement au N de la ville de Șimleul Silvaniei, elle y constitue la hauteur dite Măgura, massif montagneux de forme elliptique, long de 8 km, et large de 4 à 5 km, son sommet atteignant une hauteur de 596 m. Ce massif est sillonné radialement par toute une série de vallées; les eaux sont collectées par la rivière de la Crasna, dont le cours arqué en demi-circonférence, entoure le massif. Tout autour le Pliocène constitue une région peu élevée de collines, qui ne dépassent pas 250 m. Dans l'E seulement, dans la région du Bădăcin, il atteint, dans le Dealul Rotund (Kerékhegy), une hauteur de 339 m.

Le massif de Măgura se trouve entaillé, dans sa partie occidentale, par le cours de la Crasna qui en isole quelques hauteurs. C'est d'abord le Uilacul Șimlăului et, plus au S, les deux collines dites Omanu, qui se dressent comme des îles dans le lit même de la Crasna, ici très large. Dans le coin SW du massif, la Crasna s'y encaisse par un beau défilé, en détachant la colline de Szenthegy. De même, la vallée de Būdöskut sépare par un défilé plus petit, le Muntele Puposhegy, de celui de Szenthegy.

<sup>1)</sup> HAUER und STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.

<sup>2)</sup> MATYASOWSKY J. Bericht über geologische Detailaufnahmen im Comitate Szilágy im Jahre 1878. *Földt. Közl.* IX. 1879, pg. 333—340.

<sup>3)</sup> ROTH v. TELEGD. Die Nordseite des Rezgebirges zwischen Paptelek und Kaznács und die südliche Partie der Magura bei Szilágysomlyó. *Jahresb. ung. geol. Anst. f. 1911.* Budapest, 1912.

<sup>4)</sup> MATEESCU ST. Date noi asupra structurei geologice a depresiunii Zalăului. *Revista Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, vol. II, fasc. I, Cluj, 1927.



Le massif cristallin de la Măgura est recouvert çà et là par des sédiments, appartenant à l'Éocène inférieur, au Méditerranéen supérieur et au Pliocène, dont je m'occuperai plus loin.

1. *Les roches cristallines de la Măgura et leur tectonique.* Une série très variée de roches cristallines prend part à la constitution de ce massif. Dans sa partie Sud, on observe une prédominance de micaschistes et de paragneiss schisteux, très plissés, montrant parfois un aspect phylliteux. Dans la plupart des cas, on y remarque des petites paillettes de biotite. Mais la proportion de biotite varie beaucoup. Ainsi, on observe des couches de micaschistes et de paragneiss plus intensément métamorphisés, mésozonaux, montrant beaucoup de biotite, en alternance avec des roches plus phylliteuses, à biotite rare ou absente. Le simple examen à l'œil nu suffit pour montrer que nous avons affaire à une série influencée par des mouvements tectoniques intenses, ayant déterminé une diaphtorèse ou une mylonitisation des roches surtout le long des plans de mouvement. Les micaschistes et les paragneiss sont souvent grenatifères. La teneur en grenat est aussi très variable. Par la disparition des micas, les micaschistes et les paragneiss passent à des quartzites, dans lesquels le mica est très faiblement représenté.

Toutes ces roches montrent au microscope des signes de mylonitisation et de diaphtorèse. Le plus souvent, le tissu fondamental montre également les traces d'une ancienne cataclase que la recristallisation ultérieure n'a pu effacer. Les couches irrégulières de séricite et de muscovite proviennent de la transformation des feldspaths et de la biotite. Dans d'autres types, le biotite est chloritisé. On observe parfois aussi une deuxième génération de biotite, se présentant en grandes écailles porphyroblastiques, qui souvent montrent une position transversale par rapport à la schistosité des roches (Querbiotite); ces écailles présentent un peu partout des inclusions de petits grains d'épidote. Le grenat montre souvent des signes de pression, où il se trouve en voie de dissolution mécanique. Des faits semblables peuvent être constatés aussi dans les quartzites à biotite. Dans ces quartzites, la présence du microcline est à souligner; c'est



un argument pour soutenir que ces quartzites ont pris naissance aux dépens d'anciennes arkoses.

Occupant approximativement le milieu de cette zone mésozonale, diaphtorisée et mylonitisée, on trouve une trainée de gneiss œillés d'injection. Cette trainée commence, dans l'W, près de la commune de Cehi et se prolonge à partir d'ici, en direction ESE, vers le Vârful Măgurei et vers Mesterhegy; de là, elle se continue vers l'E jusqu'au delà de la colline d'Örhegy. Dans toute cette zone, le cristallin mesozonal est injecté de gneiss œillés, à feldspath potassique. Ces gneiss sont caractérisés par la présence d'yeux de dimensions assez fortes, d'orthose, de microcline et de micropertithe. Le tissu fondamental montre, à côté d'une faible proportion d'orthose, du plagioclase à 15% d'anorthite, et du quartz. Ce dernier augmente, s'enrichit bien des fois pour former de petits agrégats elliptiques, constituant, à l'exemple du feldspath potassique, des yeux; le fait a été signalé aussi par HAUER et STACHE. Parmi les micas, c'est la biotite qui prédomine, accompagnée par l'épidote, qui est abondant.

Les mouvements tectoniques qui ont modifié les paragneiss et les micaschistes, ont eu de l'influence, aussi sur les gneiss œillés: cela surtout dans les bordures de la zone. On observe en effet ici, que les yeux d'orthose et de microcline deviennent cataclastiques; ils se résolvent en grains irréguliers, en passant dans le tissu fondamental; celui-ci montre toujours un aspect cataclastique. À la place de l'oligoclase, on trouve de l'albite, la biotite montre une chloritisation intense et, en plus, il s'y développe beaucoup d'épidote. La muscovite est bien mieux développée que dans les variétés plus fraîches. Dans les variétés affectées par la diaphtorèse, on remarque seulement des restes d'orthose dans les zones de muscovite. Le feldspath potassique est très souvent transformé en Schachbrettalbit. Dans un stade plus avancé de diaphtorèse, le feldspath potassique manque complètement; on n'y trouve plus que de la muscovite et de l'albite.

Au S de cette zone de gneiss d'injection, on remarque, dans le versant méridional du Dealul Keselyüs et Örhegy, vers la ville de Şimleul Silvaniei, une zone très mylonitisée et affectée par la diaphtorèse, dans laquelle les micaschistes et les paragneiss deviennent complètement phylliteux. Au S de cette zone, se trouve



une deuxième zone de gneiss d'injection, dans les environs de Várhegy et dans la vallée à l'Est de la montagne de Várhegy. Les limites entre les gneiss d'injection et le reste du cristallin, ne sont pas bien tranchantes.

La partie N du massif cristallin, consiste en une série épizonale, formée de schistes sériciteux et chloriteux. Ces schistes peuvent être distingués même à l'œil nu des phyllites diaphthoriques de la partie S de la Măgura. Cette série ne semble pas être dûe à la diaphthorèse, mais représenter, comme dans les monts du Mezeș et du Bâcul, une transition de la mésozone à l'épizone. Dans cette série on trouve, dans le Dealul Cegul, une petite lentille de gneiss œillés.

La limite de la série épizonale vers la série mésozonale, ne peut être tracée, avec exactitude. Il nous semble que la transition des schistes mésozonaux aux schistes épizonaux a lieu insensiblement. La diaphthorèse qui a touché les deux séries, ne peut être mise en évidence que dans la série mésozonale. La composition minéralogique de la série épizonale n'a pu être modifiée par la diaphthorèse. Du reste, la région n'offre pas des affleurements favorables, qui permettent de préciser exactement les limites. Ces affleurements sont limités, comme je l'ai déjà signalé, sur une faible portion du trajet des vallées. En revanche, tous les versants et les collines sont masqués et presque dépourvus d'affleurements. Il en résulte que la limite des deux séries est en bonne partie arbitraire.

Au point de vue tectonique, le massif montre, dans l'W, des directions NNW-SSE. Ces directions changent dans les régions orientales, où elles sont orientées W-E, et même NNE-SSW.

2. *La couverture sédimentaire des environs du massif cristallin de la Măgura. Éocène inférieur.* Dans la partie nord-est du massif cristallin de Șimleul Silvaniei, au SW des communes de Jurtelec et de Berc, on peut remarquer une série puissante d'argiles et de schistes rouges, qui s'étend jusque dans le lit de la rivière de Crasna; on en trouve ici de très beaux affleurements. D'autres affleurements se remarquent à gauche de la Crasna, où ces formations se retrouvent. HAUER et



STACHE <sup>1)</sup> connaissaient déjà ces schistes rouges, auxquels ils n'attribuaient pas un âge précis. MATYASOWSKY <sup>2)</sup> à l'occasion du lever de la région, les considérait comme pliocènes; ceci, parce qu'il estimait qu'ils alternent avec des grès pliocènes, déterminés comme tels à la suite de trouvailles de fossiles pontiens. M. ST. MATEESCU <sup>3)</sup> est le premier qui ait fixé leur âge à l'Éocène inférieur. Cette attribution est justifiée par la ressemblance de ces dépôts avec ceux du complexe des « argiles bariolées inférieures », de A. KOCH (« Untere bunte Tonschiefer »), dont ils font certainement partie. D'autre part, on n'observe nulle part d'alternance avec les grès pliocènes, lesquels sont supérieurs, et recouvrent partout ces argiles. Nous sommes en mesure de confirmer les données de M. MATEESCU, en ajoutant que les argiles en question montrent un plongement assez accentué vers le NE, et sont recouvertes en discordance par les grès siliceux du Pliocène; ces derniers, qui montrent des pendages bien moins accentués dans la même direction, arrivent à recouvrir en transgression les schistes cristallins.

D'après MATYASOWSKY <sup>4)</sup> et K. ROTH v. TELEGD <sup>5)</sup> les bords du massif cristallin de la Măgura constituaient des rivages marins, aussi bien pendant le Méditerranéen, que durant le Sarmatien et le Pliocène. Le massif était donc une île à ce moment. Cette circonstance explique suffisamment le facies si changeant, le facies côtier, de ces dépôts dont l'âge est tortonien, sarmatien et pliocène.

Le Méditerranéen supérieur (Tortonien) est représenté par des sables à graviers, argiles sableuses, grès calcaires micacés à bancs de calcaires à *Lithothamnium*; dans les contrées plus externes, par des tufs dacitiques. Ces sédiments, pendant longtemps soumis à l'érosion, ne se trouvent plus aujourd'hui que d'une manière sporadique, localisés en quelques endroits.

Ainsi, on trouve le Tortonien dans les vallées de Szárazpatak, de Gangospatak, et dans la Valea Corbului, près de Bădăcini.

<sup>1)</sup> HAUER u. STACHE, op. cit.

<sup>2)</sup> MATYASOWSKY, op. cit.

<sup>3)</sup> MATEESCU ST., op. cit.

<sup>4)</sup> MATYASOWSKY, op. cit.

<sup>5)</sup> ROTH v. TELEGD, op. cit.



L'étage y est représenté, d'après MATYASOWSKY, par des dépôts sableux et argileux, suivis par des grès calcaires, qui lui ont fourni une riche faune. Le même auteur cite, sur le versant SW du Dealul Szenthegy, et ROTH v. TELEGD dans la partie méridionale de la même colline, une faune méditerranéenne supérieure, provenant de sables calcaires à nuance jaunâtre. De notre côté, nous pouvons citer des calcaires à Lithothamnium, que nous avons eu l'occasion de trouver sur la crête du Dealul Szenthegy.

Le Sarmatien est peu connu. MATYASOWSKY cite des calcaires à Nullipores sarmatiens, sur le versant SW du Dealul Omanu; ROTH v. TELEGD signale à l'E de la ville de Şimleul Silvaniei, des graviers grossiers et des sables à intercalations de grès et de lentilles de marnes; ces dépôts ont fourni une faune sarmatienne. MATYASOWSKY décrit un affleurement semblable mais il remarque que la faune sarmatienne trouvée dans la lentille de marnes serait en gisement secondaire. En effet, les grès dans lesquels cette lentille se trouve interstratifiée, ont fourni des formes pontiennes.

D'après MATYASOWSKY et ROTH v. TELEGD, on peut distinguer dans le Pliocène (Pontien) de la région de Şimleul Silvaniei, deux facies différents: un facies de côte, formé par des conglomérats et des grès, et un facies interne du bassin, représenté par des argiles, des marnes et des sables.

Le facies conglomératique et sableux est développé surtout sur la bordure méridionale de la Măgura, dans la vallée de la Crasna, se prolongeant vers l'E dans le Dealul Puposhegy; ici, on peut étudier de remarquables affleurements de conglomérats, à éléments de schistes cristallins et de calcaires à Nullipores sarmatiens, en alternance avec des couches de sables. Ces dernières ont fourni une faune pontienne, tandis que dans certaines intercalations marneuses on peut récolter des fossiles sarmatiens; il est donc fort probable que ces formes sarmatiennes se trouvent en gisement secondaire, d'où la conclusion que les relations entre ces dépôts sont les mêmes qu'à l'W de Şimleul Silvaniei, près du pont sur la Crasna.

Dans le Dealul Gangos, Kerékhegy, dans le SE du massif cristallin, le Pontien montre le même facies conglomératique. Dans la partie NE de ce massif, aux environs de Jurtelec et de



Berc, les argiles bariolées de l'Éocène inférieur sont surmontées, comme je l'ai déjà dit, par des grès blancs siliceux qui représentent, d'après la faune citée par MATYASOWSKY, encore le Pontien.

C'est un autre facies qui caractérise le Pliocène à l'intérieur de la dépression de Sălaj. On trouve ici une argile bleuâtre, la plupart du temps dépourvue de fossiles, puis des grès jaunâtres à grain fin, à Congéries et Limnocardiidés qui dénotent un âge pontien.

### Séance du 17 mai 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. T. BĂRBAT. — **Recherches magnétiques dans la région de Cârnecea-Calina (dép. de Caraş) pendant l'année 1934** (avec une carte géologique et des profils magnétiques).

Les années précédentes (1929—1933) j'ai étudié, en collaboration avec M. G. RUSSO <sup>1)</sup>, la variation du champ magnétique terrestre le long de la zone minéralisée des banatites, zone qui se laisse suivre, au contact des calcaires mésozoïques, depuis Ocna de Fer, vers le S, jusqu'au delà de Dognecea. Ces recherches avaient comme but d'obtenir, par la connaissance de la variation du champ magnétique, à côté de données purement scientifiques, des informations d'ordre économique minier. Ce dernier point était intéressant: il offrait une possibilité de tirer des conclusions sur les futures possibilités de cette région minière, bien connue par ses gisements de minerais de fer pendant longtemps exploités, et qui le sont encore de nos jours.

Bien que la formation de contact, le « skarn », qui est le support de la minéralisation métallifère, ne soit plus représentée au S de Dognecea, et que les venues de banatites soient elles mêmes absentes au S de la Valea Izvorului (S de Dognecea), on peut

<sup>1)</sup> G. RUSSO et T. BĂRBAT. Communication préliminaire sur les recherches magnétiques entreprises en 1929 et 1930 dans la région Ocna de Fer-Dognecea, département de Caraş. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, t. XIX. Bucarest, 1933.

— Communication préliminaire sur les recherches magnétiques, effectuées en 1931 dans la région Dognecea, dép. de Caraş. *Ibid.*, XX. Bucarest, 1934:



cependant observer, le long du synclinal de calcaires, entre Dognecea et Calina, des restes d'anciens travaux d'exploration: ce sont des galeries actuellement effondrées, pénétrant dans les calcaires à leur contact avec les schistes cristallins. Ce qui est important c'est que, parmi les matériaux extraits se trouvant à l'entrée des ces galeries, on peut constater des traces d'imprégnations de sulfures et d'oxydes métallifères.

Les relations étroites entre les formations de contact et les éruptions de banatites — qui sont comme on le sait en rapport de causalité — m'ont suggéré l'idée que cette formation de contact, et donc aussi les gisements de minerais, seraient développés également en profondeur, au-dessous du synclinal de calcaires; ceci, grâce à des failles, à des crevasses, éventuellement même à des montées de banatites qui n'ont pas atteint la surface.

On comprend facilement la particulière importance de la question, si les recherches pouvaient confirmer cette idée; le potentiel minier de la région s'en trouverait augmenté.

Ce sont ces considérations qui m'ont déterminé à étudier la variation du champ magnétique aussi au S de Dognecea, le long du contact des calcaires avec les schistes cristallins; mes recherches ont embrassé cette région de contact, de Calina jusqu'à Cârnecea, où l'ensemble disparaît sous le Tertiaire.

À côté de ces considérations d'ordre économique minier, il était très indiqué de connaître la variation du champ magnétique le long de la zone entière des calcaires, et de leur contact avec les roches avoisinantes (banatites et schistes cristallins); en effet, cette zone montre, à côté du segment reconnu minéralisé, Ocna de Fer-Dognecea, un autre actuellement considéré comme stérile, Dognecea-Calina-Cârnecea; leur comparaison offrait de l'intérêt.

Au point de vue géologique <sup>1)</sup>, le soubassement de la région est constitué par des schistes cristallins, dans lesquels prédomi-

<sup>1)</sup> COTTA B. V. Erzlagerstätten im Banat und in Serbien; Wien, 1864.

HALAVATS G. Bericht über die im Jahre 1884 in der Umgebung von Oravitza-Roman Bogsan durchgeführte Detailaufnahme. *Földt. Közl.*, XV, 1885.

— Bericht über die im Jahre 1887 in der Umgebung von Dognacska ausgeführte geologische Detailaufnahme. *Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. f. 1887*.

— Die Umgebung von Dognecea und Gattaja Blatt, Zone 24, 25 (1:75.000). *Erläut. z. geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone* Budapest 1913.



nent les gneiss chloriteux, à nuance généralement verte, à petits cristaux de feldspath et de quartz et qui, par la transformation des feldspaths, deviennent des schistes chloriteux. Les cas ne sont pas rares où le quartz prédomine, tandis que les paillettes de chlorite deviennent très petites; on a affaire dans ces cas à de véritables quartzites. Ces dernières roches montrent souvent des imprégnations métallifères, de fer, cuivre, antimonite, etc., mais qui n'ont pas de valeur commerciale ou minière.

Les calcaires mésozoïques se présentent sous la forme d'un ruban plus ou moins continu, qui dans la région de Cârnecea montre une allure lenticulaire; la roche a une nuance grise. Ce ruban de calcaires s'étend depuis Calina — en prolongement du synclinal bien connu de calcaires, Ezeriş—Bocşa Montană—Ocna de Fer — Dognecea — Calina — vers le SW, où elle constitue les hauteurs à droite de la Valea Brusnicului (Calina), culminant dans la hauteur dite Moghila; les calcaires atteignent ici la plus grande largeur de toute la région. Au S de ce point ils se continuent en s'amincissant vers le SW, pour disparaître dans la Valea Stebeniş. À partir d'ici, vers Cârnecea, on rencontre les calcaires sous la forme d'une lentille dans la colline de Cârnecea, et ensuite dans la Valea Satului (Cârnecea) où s'observent encore deux lentilles orientées approximativement SW-NE.

À partir d'une ligne dirigée en gros W-E, passant par la partie N de Cârnecea, les schistes cristallins disparaissent sous les dépôts sarmatiens, représentés par des cailloutis, et pontiens, consistant en sables argileux blancs, micacés.

L'élément physique mesuré sur le terrain a été la composante verticale du magnétisme terrestre; l'appareil utilisé dans ce bût est le variomètre vertical SCHMIDT (Ascania). Étant donnée la faible variation de la composante verticale, il n'a pas été nécessaire de mesurer aussi la composante horizontale du magnétisme.

---

CODARCEA AL. Cercetări geologice în Valea Ferendiei și Valea Mora-  
viței din împrejurimile Ocnei de Fer. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* XIII.  
București 1930.

— Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fer-Bocşa Montană  
(jud. Caraş-Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* XV. București 1932.

— Note sur la structure géologique de la région Ocna de Fer-Bocşa  
Montană. *Bull. Sect. Sc. Acad. Roum.* t. XIII, séance du 2 Mai 1930.



La surface occupée par les calcaires et par la zone de contact jusqu'à une distance de 500 m dans les schistes cristallins, a été encadrée dans un réseau de stations distantes de 100 m en direction N-S, et de 50 m en direction W-E. Au contact des calcaires et des schistes cristallins, cette distance a été réduite à 25 m; c'était pour avoir la possibilité d'enregistrer la variation du champ magnétique au contact même des calcaires et des schistes cristallins, afin d'obtenir la séparation des deux sortes de roches par cette méthode.

La surface étudiée à l'aide de la méthode magnétique peut être estimée à approx. 7 km<sup>2</sup>, avec 1600 observations, ce qui revient à 230 observations par km<sup>2</sup>.

Les valeurs du champ magnétique mesurées sur le terrain ont été rapportées à deux bases partielles, à savoir: les observations dans les environs de Calina ont été rapportées à une base située au confluent du Pârâul Izvorului et de la Valea Brusnicului, tandis que celles effectuées à Cârnecea, à une autre, se trouvant dans la rive gauche de la Valea Satului, à son entrée même dans le village. Les valeurs du champ magnétique restées définitives sont rapportées elles-mêmes à une valeur moyenne des bases partielles. Cette base moyenne est à son tour plus petite d'approx. 300  $\gamma$ , qu'un point fixe situé dans la cour de l'Ocolul Silvic U.D.R. Dognecea, auquel nous avons rapporté les bases partielles de nos observations des précédentes années.

Les valeurs du champ magnétique mesurées sur le terrain ont subi les corrections nécessitées par les variations de température, et les variations diurnes du magnétisme. Ceci, pour compenser les erreurs dues à l'intervention de ces facteurs, qui font varier le champ magnétique. Les corrections en vue de la variation annuelle du magnétisme terrestre n'ont pas été effectuées; elles auraient été inutiles pour le but de ces mesurages.

Le coefficient de correction dû à la variation de la température a été établi par le mesurage de plusieurs stations (points), à des températures différentes. De cette manière on a eu la possibilité d'établir le nombre de  $\gamma$  pour une variation d'un degré.

Pour ce qui concerne les variations diurnes du magnétisme, elles ont été compensées grâce à des corrections fournies par un observateur magnétique enregistreur, installé exprès dans une



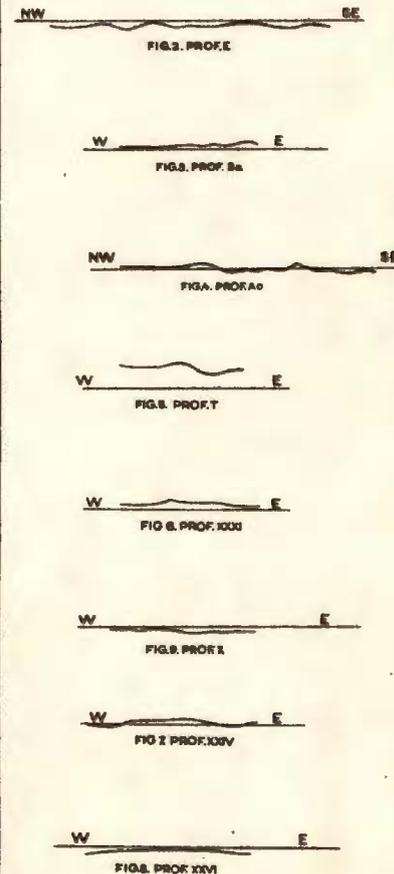
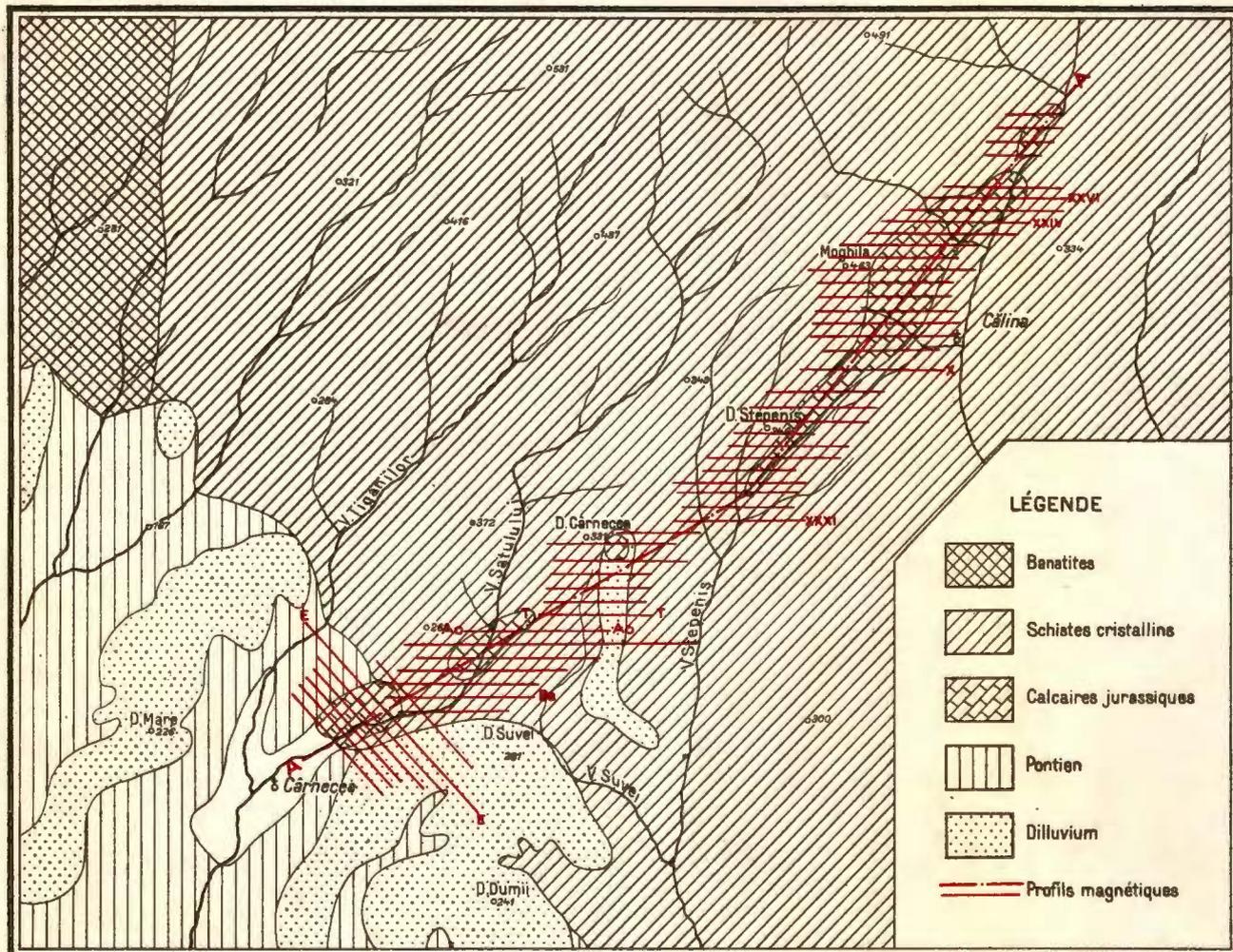
T. BĂRBAT.

# CARTE DES LEVÉS MAGNETOMETRIQUES EFFECTUÉS DANS LA RÉGION CÂRNECEA-CĂLINA (DISTRICT CARAȘ)

AU COURS DE L'ANNÉE 1934

DONNÉES GÉOLOGIQUES D'APRÈS I. HALAVATS

T. BĂRBAT: Recherches magnétiques dans la région  
de Cârnecea-Călina.

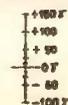


INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUM. COMPTES-RENDUS DES SÉANCES. TOMME XXIII.

IMPRIMÉ À L'ATEL DE L'INST. GÉOLOGIQUE DE ROUM



ÉCHELLE DES Y



pièce à l'abri des variations de température, située dans les bâtiments du dit Ocol Silvic Dognecea (Soc. Uzinele și Domeniile Reșița). C'est au même endroit qu'était installé cet observateur magnétique au cours de nos recherches antérieures, en 1931—1933.

L'observateur magnétique consiste en un variomètre magnétique vertical G.P.G., à aiguille magnétique suspendue sur un fil de platine; en un variomètre magnétique horizontal, Ascania (ancien type), les deux modifiés et complétés par une tête de projection du rayon lumineux; enfin, en un enregistreur automatique Ascania, actionné par un mécanisme d'horlogerie. L'enregistrement se fait par voie photographique, l'observateur fonctionnant tout le temps durant les observations sur le terrain. De la sorte, la variation diurne du champ magnétique se trouve représentée par un diagramme, à partir duquel on peut calculer les corrections en nombres de  $\gamma$ .

En examinant les valeurs du champ magnétique mesurées sur le terrain, on remarque en général que le champ magnétique est presque uniforme; il montre une très faible variation qui, en général, ne dépasse pas 100  $\gamma$  — différence entre les limites inférieure et supérieure de la variation. Naturellement, on observe aussi des variations plus grandes (300  $\gamma$ ); mais comme ces anomalies sont cantonnées sur des portions très restreintes comme étendue, leur interprétation ne présente pas d'importance.

Étant donnée la quasi-uniformité du champ magnétique dans la région étudiée, je ne crois par nécessaire de dresser une carte des variations en questions; je me bornerai donc à présenter cette variation, le long de certains profils longitudinaux et transversaux de la région, profils qui sont bien suffisants pour nous donner une idée précise de la variation du champ magnétique.

Ainsi, sur la planche ci-jointe, le profil I représente la variation du champ magnétique le long d'une ligne dirigée NE-SW qui recoupe Valea Satului — immédiatement à la sortie N de la commune de Cârnecea — traverse Dealul Cârnecea, puis Valea Stebeniș, passe ensuite par la hauteur de Moghila, pour arriver dans la Valea Brusnicului, à la bordure N de la commune de Calina. Ce profil passe par des contrées calcaires et cristallines en contact latéral. Il ressort cependant de l'examen de ce profil que la variation magnétique est presque uniforme dans toute sa



longueur. Les valeurs les plus élevées montrent une certaine tendance à se concentrer au-dessus des schistes cristallins, tandis que les plus basses se trouvent plutôt au-dessus des calcaires; mais cette constatation est assez approximative. Elle paraît même incertaine, car elle ne saurait être généralisée; les profils 2 à 9 le montrent bien. Ces profils sont dirigés W-E et NW-SE, et le trajet de quelques-uns est transversal, intéressant aussi bien les calcaires que leur contact avec les schistes cristallins; d'autres ne recoupent que des schistes cristallins, ainsi qu'on peut le constater d'après la carte géologique ici-annexée de la région.

En résumé, de la manière de laquelle se présente le champ magnétique de cette région, on peut constater que:

Ce champ magnétique montre de très faibles variations.

On ne saurait y remarquer une différence précise et assurée du point de vue de l'influence magnétique, entre les schistes cristallins et les calcaires mésozoïques; ceci se traduit par le fait que la perméabilité magnétique des schistes cristallins est très réduite et approche celle des calcaires.

On n'y observe point des anomalies magnétiques d'une certaine importance. Les quelques points où des variations plus considérables, jusqu'à 300  $\gamma$ , ont été enregistrées, ont une distribution sporadique, à caractère accidentel; ils ne présentent donc pas de l'importance.

Les valeurs plus élevées — plus de 100  $\gamma$  enregistrées sur la colline de Cârnecea — indiquent une teneur localement plus forte, des schistes cristallins, en éléments magnétiques, qui à Calina constituent des imprégnations métallifères au contact de ces schistes cristallins avec les calcaires.

Comme ordre de grandeur, le champ magnétique de notre région montre une valeur plus faible que la région de Dognecea-Ocna de Fer, qui est située dans la zone d'influence des banatites.

Nous pouvons donc affirmer — pour conclure — que l'étude de la variation du champ magnétique dans la région de Calina-Cârnecea n'apporte pas des contributions nouvelles à la connaissance de sa structure géologique. Les résultats obtenus par cette méthode de recherches, s'ils justifient, par les conditions dans lesquelles elle a été appliquée, l'emploi et la valeur de cette méthode, ils ne montrent pas des signes laissant penser que dans



cette partie du synclinal de calcaires mésozoïques (Ezeriş-Cârnecea) des phénomènes métasomatiques de contact ont pu conduire à une minéralisation métallifère (oxydes de Fer, sulfures, etc.). Cela, du fait, probablement, que cette portion du synclinal mésozoïque étant trop éloignée par rapport aux affleurements connus de banatites (Surduc-Dognecea-Ocna de Fer-Bocşa), les processus de genèse n'ont pas eu la possibilité de propager leurs effets jusqu'ici. En ce qui concerne l'éventualité que, dans le proche voisinage des calcaires, se trouvent des intrusions souterraines de banatites qui n'ont pas atteint la surface, elle n'est pas non plus confirmée par l'allure de la variation du champ magnétique.

— M. N. ARABU. — **Contributions à l'étude géologique des environs de la Mer de Marmara.**

Les environs de la Marmara sont connus en grandes lignes déjà depuis les anciens auteurs, AMI BOUÉ, VIKESNEL (48), TCHIHATCHEFF (42), suivis après un intervalle par F. TOULA (46), SCHAFFER, ENGLISH (16), PHILIPPSON (37) et autres. E. HAUG, a montré dans son *Traité* (21) l'intérêt de ces résultats.

De nouvelles contributions furent ajoutées plus récemment par W. PENCK (34), GUTZWILLER (20), CHAPUT (11—12) et par moi-même (2), contributions très nécessaires, plusieurs des données fondamentales étant trop anciennes. Ce que personnellement j'ai estimé de plus urgent, c'était de mieux connaître la succession des étages et, avant tout, leurs faunes qui n'avaient plus été revues depuis près de soixante-dix ans. Il y avait d'autre part à voir ce qu'il y a dans ces régions qui intéresse la géologie de la Roumanie.

J'ai essayé de répondre de mon mieux à ces questions dans un mémoire devant paraître prochainement dans l'Annuaire; je me bornerai donc ici à une vue d'ensemble et à souligner quelques contributions personnelles.

Avant de commencer mon exposé, je crois nécessaire d'indiquer au préalable les gros traits de structure de la région. L'esquisse ci-jointe (page 127) me permettra d'être bref.

On remarque dans cette région, au N, plusieurs contrées cristallines, les massifs de Strandja et de Sakar et, au delà de la



Marica, vers la Mer Egée, les contreforts orientaux du Rhodope. Ce sont des anciens massifs, bordés par des sédiments mésozoïques et tertiaires et fortement rajeunis par l'orogénèse alpine. Dans ces massifs, les directions prédominantes sont orientées en gros SE et ESE. Compris entre eux, le bassin néogène de la Thrace s'effile vers le NW, dans la direction d'Edirné, par où une communication devait exister, au moins à certains moments, avec la suite de bassins jalonnant le bord interne des Balkans, de Sofia à Burgas. Dans le rivage N de la Marmara se dresse, avec une direction générale ENE, la petite chaîne de Tekir-Dagh, prolongée par le Kuru-Dagh et les hauteurs de la péninsule de Ghelibolu, dont le Tertiaire est caractérisé par la présence de faciès de sédimentation rapide, de « flysch » et de « schlier ». À l'E, le Bosphore recoupe l'affleurement dévonien bien connu, bordé vers l'W par l'Éocène et le Miocène, sans intercalation de sédiments oligocènes. Au delà, en Bithynie, le Dévonien est suivi par le Trias et le Jurassique, débordés eux-mêmes par le Sénonien transgressif. Ce Mésozoïque, avec quelques synclinaux tertiaires, constitue une grande partie de la Bithynie, de la Paphlagonie et de la Galatie, s'appuyant au S sur l'axe cristallin et paléozoïque de l'arc pontique occidental.

Au S de la Marmara, le pays est bien plus fragmenté. Il y a ici plusieurs massifs anciens, grands et petits, du même âge que ceux du N, massifs également en relation avec des sédiments paléozoïques et des calcaires d'âge secondaire. Ils sont ici enveloppés par un Tertiaire particulier, en majorité d'origine laguno-lacustre à intercalation de laves volcaniques. Les mouvements alpins ont fortement influencé ces régions et modelé l'ensemble en une série de chaînes: à l'W de la vallée méridienne du Sussurlu, ces chaînes sont orientées en général NNE (« système Est-Égéen » de PHILIPPSON, 37. b), à l'E les directions plus variées sont en majorité SE et ESE; c'est le cas notamment de l'Olympe de Brousse qui dresse, à proximité de la ville de ce nom, de beaux sommets neigeux de plus de 2500 m. Entre ces deux ensembles divergents, s'insère l'extrémité N de l'ancien massif de la Carie et de la Lydie — « Lydisch-Karische Masse », de PHILIPPSON (*ibid*). —, caractérisé d'après cet auteur par la présence d'une subdivision particulière de schistes cristallins. A



l'E, au delà de l'Olympe et séparé de lui par le sillon tectonique d'Inégöl, s'étend, entre la Sakaria et le Pursak, un autre massif ancien à orientation d'ensemble ESE. Ce massif est bordé vers le S par du Tertiaire et par une trainée complexe d'affleurements parmi lesquels prédominent les roches vertes (« Serpentin-Zone » de PHILIPPSON, *ibid.*). Au S de celle-ci s'observent plusieurs massifs anciens émergeant comme des îles du manteau tertiaire; leur orientation est, soit ESE, concordante, soit méridienne comme celle de l'Egrigös Dagh et du grand Massif Phrygien, qui s'étend vers le S jusqu'à Eskichehir.

La ligne zéro de la mer découpe, au milieu de ce complexe de terrains, la cuvette tectonique de la Marmara, avec ses golfes étroits, séparés par des barres rocheuses orientées de W à l'E, autrefois plus continues; l'archipel de Marmara, la péninsule du Kapu Dagh, etc., en représentent les débris.

I. **Stratigraphie.** Les formations les plus anciennes de la région consistent en schistes cristallins, gneiss, micaschistes, quartzites, marbres, phyllades, etc., d'âge inconnu, en relation avec des roches intrusives diverses. Cet ensemble supporte une série sédimentaire importante, allant avec quelques lacunes depuis la fin du Silurien jusqu'au Quaternaire inclus; cette série présente parfois des intercalations d'origine volcanique et est traversée par les filons correspondants.

Les relations entre le support cristallin et sa couverture sont généralement très étroites. Si, en effet, à l'W du Bosphore, en raison du voisinage du Gothlandien fossilifère (33), on pourrait attribuer ce cristallin à l'orogénèse taconienne, il y a des roches granitoides (granites à amphibole de Guredjé, en Troade, etc.) intrusives dans des dépôts très probablement permo-carbonifères. Plus encore: au N d'Eziné, des calcaires que j'ai attribués au Jurassique sont modifiés par des gabbros serpentinisés et, dans le Tchigri Dagh (en Troade aussi), se remarquent des monzonites en intrusions dans le Mésozoïque. Le terme de « support », ou de « socle cristallin », souvent utilisé, n'est donc pas des meilleurs; ce cristallin a évolué corrélativement avec les suprastructures, sous l'influence des forces qui ont peu à peu façonné l'ensemble de ces régions.



*Siluro-Dévonien.* Cette série se présente, aux environs du Bosphore, comme une succession de schistes argileux bruns, à intercalation de grès, grauwackes, quartzites, calcaires marneux, parfois de calcaires compacts à Céphalopodes. Les matériaux personnellement récoltés, joints à un lot de fossiles appartenant aux collections de l'Institut de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Strasbourg (en tout 105 espèces), m'ont permis de prouver l'existence de tous les étages du système, depuis le Gédinnien jusqu'au Frasnien inclus (2, c). Dans l'île d'Antirovitza, au SE d'Istanbul, la série débute, comme l'a montré PÆKELMANN, par le Gothlandien supérieur (33).

*L'Anthracolithique* est développé au S de la Marmara, près du bourg de Balia Maaden (14) et aussi en Bithynie dans la région d'Héraclée, restée, comme la précédente d'ailleurs, hors de ma portée lors de mes travaux sur le terrain. Il s'agit de séries marines empiétant sur le Permien et qui ne sont pas complètement débrouillées. Des conglomérats, attribués par TOULA (46) au Permien, se trouvent près de Guebzé, en Bithynie; Permien représenté par son faciès verrucano. Récemment, M. CHAPUT a mis en évidence un Permien marin intéressant dans les environs d'Ankara et plus à l'W, au S du lac d'Iznik (11).

*Le Trias* est bien développé également en Bithynie. Il y débute par un ensemble en grande partie gréseux, continué par des calcaires marneux noirs devenant plus clairs à la partie supérieure. Les cent-onze espèces que j'ai étudiées (Brachiopodes, Mollusques — en grande majorité des Ammonites) prouvent l'existence d'une série continue depuis le Werfénien inférieur jusqu'au Carnien compris. J'ai pour la première fois mentionné ce dernier étage dans la région (2, b); mais il y a des signes que la série triasique y comporte aussi du Trias supérieur, représenté par des faciès à Brachiopodes, en contraste avec ceux à Ammonites qui paraissent la règle pour le Trias déjà connu. C'est en partie par des faciès à Brachiopodes que le Trias supérieur est développé en Mysie, où il recouvre en discordance, aux environs de Balia





Maaden, l'Anthracolithique redressé; cette donnée importante, due à G. VON BUKOWSKI, a pendant longtemps été le seul témoignage plus direct que la région ait subi des mouvements hercyniens, mouvements repris peut-être à un certain moment pendant le Trias.

L'esquisse ci-jointe a été dressée d'après l'ensemble des documents parus jusqu'en 1936.



*Le Jurassique* n'a été que rarement signalé (2, d). En Bithynie, TOULA avait récolté des Brachiopodes, attribués par v. ARTHABER au Lias; au S de la Marmara, près Mihalidj, PHILIPPSON (37) a signalé une série en partie jurassique (*Belemnites* du groupe des « *hastati* »), passant au Néocomien. Le système semble cependant mieux développé: on trouve en effet, en Troade, une alternance de calcaires et de schistes rouges ou verts, présentant parfois des intercalations de radiolarites. Cette alternance est surmontée en légère discordance par des calcaires gris, compacts, à faciès tithonique, débutant par un conglomérat. L'ensemble est en relation, en Troade, avec des gabbros et des serpentines. L'absence de fossiles caractéristiques rend discutable cette attribution; cependant la question méritait d'être posée. En effet, le Jurassique est très développé dans les proches environs: il y a, à l'W d'Ankara, du Lias bien connu (47); plus au N, du Dogger (27), et à l'E du Malm à aptychi et des radiolarites (30, a). Le système est représenté aussi dans le Rhodope; il y a du Tithonique dans le Kara Dagh, découvert il y a peu par GRIPP (19): calcaires recristallisés associés à des roches vertes; or, on trouve plus à l'E, dans le cristallin du massif, des calcaires recristallisés accompagnés de roches vertes, attribués autrefois à l'Archéen. Je dois rappeler aussi les roches vertes constituant le grand affleurement déjà signalé au S de l'Olympe contenant des enclaves calcaires d'âge inconnu. La question se pose s'il ne s'agit pas d'une série d'affleurements primitivement continue, depuis le Rhodope jusqu'au S de Brousse et plus loin vers l'E.

*Le Crétacé* est représenté en Bithynie par des marnes et des calcaires compacts dénotant une série étendue, depuis le Santonien (*Echinocorys vulgaris*) jusqu'au Maestrichtien supérieur compris (*Rosalina Linnei*, *R. Stuardi*). Je rappelle aussi le Néocomien découvert par PHILIPPSON aux environs de Mihalidj (*Ostrea rectangularis*, *Belemnites pistiliformis*) (37, a), et que la série crétacée est complète dans l'E, entre Héraclée et Amasra (rivage S de la Mer Noire) (13).

*Le Tertiaire* montre plus d'extension (2, a). Mes observations sur le terrain jointes aux 182 espèces étudiées montrent une



série très étendue aussi dans le sens vertical. Dans le *Nummulitique*, j'ai eu l'occasion de signaler la présence de l'Éocène inférieur, à Chilé (Bithynie) sur la Mer Noire (grès et marnes à *Nummulites ponticus* n. sp., voisin de *N. planulatus*). Ces dépôts sont remplacés dans les zones tectoniques plus méridionales, par des couches à Congéries, surmontées par le Lutécien à *N. Tchihatcheffi*. Le reste du Lutécien et le Priabonien sont représentés par des calcaires coralliens récifaux, interstratifiés avec des marnes. L'Oligocène débute par des marnes roses à *Planorbis cornu* et *Helix Hombresi* (Sannoisien) qui constituent, près Istrana dans le Tekir Dagħ, la base des puissants dépôts à faciès flysch dépassant ici 1000 m. d'importance. En Asie Mineure, le Nummulitique est en majorité représenté par une formation laguno-lacustre, la « formation volcanique » de TCHIHATCHEFF, succession de grès, argiles et marno-calcaires, à intercalations de tufs et de laves volcaniques (trachytes, andésites, dacites, basaltes). Ces roches sont dans leur plus grande partie les manifestations effusives des monzonites déjà signalées. D'après les rares relations observables avec les dépôts marins, l'âge de cette formation, qui est peu fossilifère, va de l'Éocène inférieur jusqu'au Chattien. Ce dernier m'a fourni, dans le bassin d'Eziné, *Helix Ramondi* et peut être parallélisé à la subdivision supérieure régressive du flysch du Tekir Dagħ, qui est caractérisée par une variété ou mutation de grande taille de *Cyrena semistriata*.

Le Néogène est surtout connu par la « molasse à Congéries » de la Thrace (*Congerina byzantica* ANDRUSSOV) et par les « calcaires à Mactra » (*M. bulgarica*, *M. caspia*, etc.), ceux-ci interstratifiés avec des grès et argiles à faune en partie lacustre. Les rapports de ces deux termes étaient discutés; j'ai eu la possibilité de montrer que les couches à Congéries sont inférieures aux calcaires à Mactra; les premières passent vers N à des couches marines, vindoboniennes et représentent donc le Vindobonien, tandis que les formations à Mactra représentent le Sarmatien et le Méotien: cette série passe même localement au Pontien (*Cardium Abichi*, *Prosodacna stenopleura*, la dernière, citée par ENGLISH). A l'W d'Istanbul, la faune lacustre très intéressante qui s'y trouve avait été autrefois considérée comme dénotant le Levantin;



en réalité, elle comprend des espèces identiques ou très affines d'espèces du Méotien de Bessarabie, et les couches qui les renferment constituent des intercalations parmi les calcaires à *Mastra*. L'ensemble sarmatien-méotien-pontien forme donc dans les environs de la Marmara un tout continu, non coupé par des discordances, ou à discordances insignifiantes.

La série néogène est bien plus complète. Les calcaires coquillers et les grès constituant le liseré blanc que l'on aperçoit du bateau sur la côté de la Troade avant d'entrer dans les Dardanelles représentent le *Burdigalien*. Cette circonstance présente de l'intérêt, car elle est susceptible de fixer une limite supérieure à la formation volcanique; celle-ci est surmontée en discordance par le *Burdigalien*, aux environs de Babadéré. D'autre part, il y a dans la région un *Pliocène* intéressant, développé sous un « faciès euxinique ». Ses dépôts se laissent répartir en deux ensembles; l'un plus ancien, les *Couches d'Izmit*, bien représentées des deux côtés du golfe du même nom; caractérisées par *Congerina kairanderensis* OPPENHEIM et des *Cardium* du groupe de *C. edentulatum*, elles peuvent être attribuées au *Dacien*; le deuxième terme, représenté par les *Couches de Ghelibolu*, a été parallélisé aux « Couches de Tchouda », par ANDRUSOV déjà, et cette assimilation peut rester (1, a-b).

Les conditions de gisement de ce Pliocène sont intéressantes: si, dans le Miocène, les différents étages se succèdent normalement, les plus récents étant les plus supérieurs, réalisant ainsi une « série ascendante », d'après le terme créé par E. SUSS, le Pliocène s'adosse par des failles contre les dépôts plus anciens; de plus, les Couches de Ghelibolu, plus récentes, sont en retrait; elles n'atteignent pas 50 m d'altitude, tandis que les Couches d'Izmit s'élèvent jusqu'à 150 m dans le rivage méridional du golfe de ce nom; leur ensemble constitue une « série descendante ». Ce fait, joint au caractère nettement euxinique des faunes, situe en quelque sorte dans le temps deux particularités très importantes de la morphologie des environs de la Marmara; d'une part les restes d'ancien réseau fluvial actuellement inondé par la mer que sont le Bosphore et les Dardanelles, de l'autre, des signes précis de mouvements du sol au début du *Dacien*, au début du Pliocène (« phase rhodanienne » de l'échelle de STILLE).



D'après les faits discutés dans mon travail, on peut croire que, sur le fond en voie d'assèchement des anciennes lagunes du Pontien moyen, un réseau fluvial s'est peu à peu établi durant le Pontien supérieur, arrivant, grâce à un très bas niveau euxinique, à creuser son artère maîtresse jusqu'au dessous du niveau marin actuel. Plus tard, au début du Pliocène, des dislocations verticales sont survenues, créant de toutes pièces en quelque sorte le nouveau bassin sédimentaire du Dacien, formé par plusieurs sillons tectoniques orientés W-E, séparés par les horts signalés, si apparents encore dans la topographie actuelle; la faune pliocène de l'ancienne lagune pontique a pu s'y introduire, la porte du Bosphore étant ouverte alors déjà depuis un moment.

Je noterai, sans insister sur le Quaternaire, quelques résultats plus marquants au point de vue des relations avec les pays voisins.

Par leur situation, les environs de la Marmara réalisent une communication directe entre l'Europe et l'Asie. Ce fait est confirmé par le caractère mixte des différentes faunes. Ainsi, les faunes dévoniennes sont l'intermédiaire que l'on pouvait pour ainsi dire d'avance se figurer entre les faunes européennes et celles de l'Himalaya et de Birmanie. Il en est de même du Trias qui, avec un fond faunistique indéniablement alpin, rappelle cependant le Trias de l'Himalaya par sa richesse en *Meekoceratidés*, en espèces de *Monophyllites* à ligne suturale très simple, par de grands *Ptychites* du groupe de *P. Maletianus*, en dehors d'espèces communes, comme *Joannites Kossmati* et autres, complètement inconnues dans le Trias de l'Europe. Ces relations sont en même temps très étroites avec le Dévonien et le Trias de la Dobrogea; M. SIMIONESCU et v. ARTHABER ont déjà soulevé cette question, que mes recherches confirment pleinement (38).

Le Nummulitique m'a fourni de nombreuses espèces communes avec la Roumanie, le Bassin Pannonique et le Bassin de Vienne. Je reviendrai tantôt sur ce point; ce que je désire souligner pour le moment c'est la correspondance intéressante entre ces dépôts: dans ces pays, particulièrement en Hongrie, comme dans les environs de la Marmara, l'Éocène débute par des couches à Congéries à espèces communes (*C. eocaenica* MUNIER-CHALMAS);



dans les deux aussi l'Oligocène commence par des couches d'eau douce à *Planorbis cornu*.

Pour le Néogène — et quelle que soit la difficulté d'interprétation — le Burdigalien de la Troade m'a fourni des espèces du Bassin de Vienne, comme *Psammechinus* aff. *extraalpinus* SCHAFFER, ainsi que plusieurs autres formes montrant les mêmes particularités que celles décrites par SCHAFFER des environs d'Eggenburg. Le Vindobonien aussi m'a offert, dans ses couches marines du littoral de la Mer Noire, des Huitres lisses, comme *Ostrea Hoernesii* REUSS, espèce qui arrive dans la Méditerranée seulement au Pliocène, les abords de la Marmara étant, dans cette migration, des intermédiaires très probables.

Un certain nombre de formes vindoboniennes, à caractère lagunaire ou lacustre, semble indiquer un chemin inverse. Ainsi *Congeria triangularis*, du Pannonien du Bassin Transylvain et de la Hongrie, est représentée dans ma région par une mutation ancestrale de faible taille, à carène mousse, non dédoublée et qui est très voisine de *C. byzantica*. Une autre forme rappelle à tel point *C. ornithopsis* var. LORENTHEY, qu'elle peut être considérée comme la souche de celle-ci; elle se rattache directement au phylum de *C. byzantica*, qui apparaît dans les environs de la Marmara dès la base du Nummulitique. D'autres formes sont dans le même cas: *Unio Vasarhelyi* LÖRENTHEY, mut. *thracica* n. mut. est le précurseur de l'espèce du Pannonien de Budapest. D'autre part, *Valvata Djemali* n. sp. et *Prososthenia haramliana* id., sont au moins très proches des souches respectives de *Valvata debilis* FUCHS, de Tihany, et de *Prososthenia eburnea* BRUSINA, de Croatie.

Le Sarmatien-Méotien est également intéressant à ce point de vue: *Hydrobia praeslavonica* n. sp. peut-être considérée comme la souche de *H. slavonica* BRUSINA, du Levantin, tandis qu'un *Unio* assez particulier est certainement le précurseur d'*U. maximus* FUCHS, du Pontien de Slavonie, retrouvé en Roumanie et en Russie méridionale dans le Levantin. Ce complexe d'étages est intéressant aussi par la présence de plusieurs espèces de la « faune d'Aktchagyl », *Mactra karabugasica*, *Cardium kummuchicum*, *Dreissensia* aff. *Eichwaldi* ANDRUSSOV (non ISSEL), qui se retrouvent en partie dans le Méotien de la Moldavie.



II. **Paléogéographie.** Cette question de relations des faunes m'a pendant longtemps préoccupé. Je rappelle en effet d'avoir disposé de plus de 400 espèces fossiles animales, la plupart d'origine marine; il était donc très indiqué d'aborder la côté paléogéographique de la question. Ce genre de recherches généralement peu cultivées du fait de leur délicatesse présentait des difficultés particulières dans le SE européen et les régions limitrophes. Quoiqu'il en soit, il y a un certain nombre de données dans ce sens qui est loin d'être négligeable.

Il y a tout d'abord les relations que je viens de signaler, et qui sont appuyées jusqu'à un certain point par les contours des différentes formations, montrés par l'esquisse: l'effilement et la fragmentation du Tertiaire vers NW, son prolongement vers le SW dans la région des Dardanelles, etc. Mais la question comporte aussi un sens plus large: ces relations avec le voisinage immédiat semblent connexes de relations d'ensemble, intéressant tout le Sud Est de l'Europe et les régions voisines de l'Asie.

Voici comment le problème se pose:

Les environs de la Marmara montrent des relations très nettes avec le N: avec la Dobrogea, les régions carpatiques et leur proche avant-pays, et aussi avec la Plateforme Russe. Bien que la région tienne, ainsi que ED. SUESS l'avait établi, de l'arc tauro-dinarique, les relations avec les Dinarides sont peu marquées; des auteurs avisés, comme F. FRECH, les avaient même niées (17, b).

Sur ce point, il y a cependant des restrictions à faire; si ces relations sont faibles, elles sont loin d'être nulles. En ce qui concerne le Nummulitique p. ex., OPPENHEIM a cité dans le Vicentin *Rhipidocyclina karakaiensis* d'ARCHIAC, du Tekir Dag, tandis que des gisements près Istanbul m'ont fourni l'Echinide très particulier et rare, *Parabrissus pseudoprenaster* BITTNER, de Priabona. Dans le Burdigalien de la Marmara lui-même, dont les affinités sont très étroites avec le Bassin de Vienne, j'ai récolté *Venus tauroverrucosa*, *Chione dertoparva*, etc., espèces faites par SACCO dans le Burdigalien du Piémont, etc.

Les relations bien plus nettes avec les pays septentrionaux se présentent avec un caractère alternatif très particulier: à certaines époques elles sont surtout étroites avec la Dobrogea, les régions carpatiques et l'avant-pays voisin, tandis qu'aux époques



intermédiaires elles semblent très marquées avec la Plateforme Russe.

Ainsi, dans le Dévonien inférieur du Bosphore, se trouvent des espèces identiques ou très affines d'espèces du même âge de la Dobrogea, du Plateau Moldo-Podolique, de la Belgique et aussi du Nord de la France: *Lingula Lewisii*, *Stropheodonta subarachnoidea*, *Spirifer Mercuri*, *Plethorhynchus* aff. *dunensis*, *Chonetes plebeja* (2, c)<sup>s</sup> etc. Au contraire, dès la transgression du Dévonien moyen, qui recouvre la Plateforme Russe, on trouve dans cette dernière ainsi que dans l'Oural, un bon nombre de formes communes avec les dépôts synchrones de la région du Bosphore (*Cyathophyllum caespitosum*, *C. quadrigeminum*, *Orthotheses umbraculum*, *Bellerophon striatus*, etc.).

Durant le Trias et le Lias, les relations des environs de la Marmara étaient très étroites avec le NW; il y a une trentaine d'espèces triasiques bithyniennes qui se retrouvent dans le Trias de la Dobrogea, et en partie dans les différents gisements carpates: *Sturia Mohamedi*, *Monophyllites Confucii*, *Trachyceras longobardicum*, *Paratrachyceras regoledanum*, *Romanites Simionescui*, *Arcestes subdimidiatus*, etc. Il y a aussi une dizaine de formes liasiques (gisements de Galatie et plus orientaux, étudiés par POMPECKY, VADÁSZ (47), v. PIA, etc.), qui sont connues dans les gisements des Carpates orientales: *Arietites Bucklandi*, *Phylloceras cylindricum*, *Rhacophyllites planispira*, *Polymorphites Jamesoni*, etc. A partir du Callovien, on remarque plusieurs formes de Turquie dans les dépôts contemporains de la Plateforme Russe, qui à ce moment était en partie occupée par la mer. Mais ces communications ne durent pas au delà de la fin du Jurassique; le Néocomien de la Plateforme Russe, qui est à ce moment en grande partie une dépendance des mers ouraliennes, héberge une grande majorité d'espèces propres. Cet état de choses change encore une fois avec la transgression cénomaniennne, continuée par les étages suivants, et qui amène dans les dépôts du même âge de l'U.R.S.S. des espèces communes avec l'Anatolie: *Terebratula semiglobosa*, *T. striata*, *Rhynchonella limbata*, *Inoceramus Cripsii*, *Belemnitella mucronata*, *Echinocorys ovatus* (29), etc.

Le Tertiaire apporte de nouveaux témoignages dans le même sens. Le Nummulitique des environs de la Marmara renferme



une quinzaine de formes communes avec le Nummulitique d'Albești. Très intéressante est surtout la citation, par I. VOITEȘTI, de formes comme *Nummulites Fraasi* et autres qui sont voisines du couple *solitarius-deserti*. Dans les Carpates du Nord, GRIBOWSKI a signalé *N. planulatus*, espèce retrouvée récemment dans les Carpates roumaines. Ces faits montrent des relations entre les environs de la Marmara et ces régions, et cela à un moment où la Plateforme Russe hébergeait, d'après ARCHANGELSKY, une très forte proportion d'espèces propres (4). Dans l'Éocène supérieur on observe par contre en Russie des espèces de Turquie, comme *Pleurotomaria kadinkeuensis* d'ARCHIAC.

Or, on remarque un fait très intéressant: ces moments de communications indéniables entre la Turquie et la Plateforme Russe coïncident avec l'ouverture des communications entre les mers russes et les mers occidentales, par le géosynclinal du Nord de l'Allemagne. C'est en réalité une réouverture: ce géosynclinal établi dès la fin du Lias, avait vu son segment oriental traversant la Plateforme Russe s'assécher durant le Néocomien inférieur, se reformer au Cénomanién, disparaître à nouveau pendant un moment au début de l'Éocène (7). Il devait s'ouvrir une dernière fois pendant l'Éocène et persister durant l'Oligocène. C'est à ces moments de grande extension des mers que les communications avec les régions dinariques s'affirment, ainsi que je l'ai déjà remarqué justement pour le Nummulitique.

Les données fournies par le Néogène confirment en général ces résultats. Le Burdigalien et le Vindobonien montrent, par leurs affinités carpatiques et avec le Bassin de Vienne, des communications avec le NW. Ces communications se faisaient en partie tout au moins par la Dobrogea, d'où G. MACOVEI a cité des formes communes avec la Troade d'une part, avec le Bassin de Vienne de l'autre (*Ostrea granensis*, *O. lamellosa*, etc.). Grand changement avec le Sarmatien, s'accroissant dans les étages suivants: le Sarmatien suit les Carpates et prend même part (comme les étages antérieurs du reste) à leur constitution; mais ceci seulement jusqu'à la vallée de la Moldova, ou même un peu plus bas; au delà vers le N, il se confine dans l'avant-pays. De plus, ses termes supérieurs sont régressifs vers le S, suivis par le Méotien et le Pontien. Dans les régions plus orientales,



ces même étages transgressent par contre vers le N; on les rencontre en effet dans le bassin du Donetz; mais, par différence de ce qui se passait autrefois, le «sillon du Donetz» (8) ne joue plus pour se mettre en relation avec la géosynclinal de l'Allemagne du N; on retrouve toutefois des dépôts du Néogène récent tout le long de la Volga, jusque dans la région de son grand coude vers Kazan (21).

Le Pliocène apporte un renseignement nouveau ou, du moins, qui ne se dégageait pas avec assez d'évidence de la distribution des dépôts plus anciens: à partir du Pontien supérieur, le grand bassin ponto-caspien qui antérieurement était allongé suivant les parallèles, comme la Mer Noire actuelle, se fragmente, ainsi que l'a montré N. ANDRUSSOW, en trois bassins plus petits, dacien, euxinique, caspien; selon ANDRUSSOW cette fragmentation a été déterminée par l'apparition de reliefs orientés en gros suivant les méridiens (1, a). Or, c'est à la même époque que les mouvements du sol déterminent la formation dans les environs de la Marmara des sillons tectoniques indiqués, orientés suivant les parallèles et qui ont été dans la suite colmatés par le Dacien. Il y a donc entre les deux séries de faits un rapport d'orthogonalité très évident: il y a là un couple de dislocations orientées respectivement N-S et W-E qui jouent synchroniquement. Ce dernier caractère, qui s'observe aussi chez les lignes SE et NE, est très probablement transposable aux autres directions.

Il semble d'après ces résultats que la configuration des anciens bassins sédimentaires a bien des fois changé, dans tout le SE européen et en Asie Mineure. Il y a eu des déformations suivant des lignes SE (pendant lesquelles le rebord occidental de la Plateforme Russe était particulièrement mis en valeur), en liaison avec des lignes NE (conformes à celles qui ont occasionné en Thrace orientale la transgression vindobonienne, ou la transgression du même Vindobonien en Russie méridionale, dans le «golfe de Konka»). Ces déformations laissent ensuite place à d'autres jeux, suivant des lignes ESE et probablement aussi ENE, qui amènent les transgressions marines successives dans le sillon du Sud de la Russie et le bassin du Donetz; enfin, au moins à certains moments, comme au début du Pliocène, les lignes W-E



et N-S ont été plus favorisées, ménageant un passage vers une nouvelle entrée en jeu des lignes SE et NE. D'après les connaissances actuelles, les premières ont surtout joué lors des époques « géokratiqes », (Dévonien inférieur, Trias, début de l'Éocène, etc.), tandis que les lignes plus inclinées sur les parallèles sont caractéristiques pour les grandes transgressions marines, (Dévonien moyen, Jurassique à partir du Callovien, le Crétacé à partir du Cénomaniien, Nummulitique à partir du Lutécien, etc). D'après ce qui a été déjà dit plus haut, c'est pendant ces dernières époques que les affinités dinariques s'affirment, grâce sans doute à l'ouverture de communications plus directes.

Mais, si les dessins généraux des anciennes mers ont changé, il semble toutefois que celles-ci se sont chaque fois reconstituées sensiblement à la même place; c'est comme s'il y avait eu plusieurs positions d'équilibre que ces bassins ont à tour de rôle occupées. Si l'on tient compte de leur jeu alternatif, on peut donc affirmer leur autochtonie, au moins dans les grands traits.

En somme, ces résultats, en même temps qu'ils rendent compte des relations des faunes de la région, sont susceptibles de conduire à une interprétation du fait, depuis longtemps connu mais resté inexplicé, de l'interruption à caractère périodique dans les voies de communication entre l'W et l'Europe et le S de la Russie. Il semble que l'on puisse très bien faire à ce sujet un seul grand ensemble de toutes les dislocations désignées par ED. SUESS et v. KOENEN sous le nom de « lignes asiatiques », en y comprenant les régions caucasiennes; aussi, d'admettre, avec KLEBELSBERG (24), des relations de faunes directes suivant ces lignes ESE.

Cette voie était barrée à certains moments par le jeu plus accentué des lignes SE, directrices de bassins allongés qui unissaient les régions baltiques aux bassins occupant les régions euxiniques et anatoliennes. D'après les faits déjà consignés, ces interruptions se produisent à des moments où justement les relations de faunes des environs de la Marmara sont étroites avec la Roumanie. Au contraire, les relations avec les faunes russes s'affirment lors des époques de communication marine entre le S de la Russie et l'Europe occidentale, suivant des bassins dirigés ESE. Il en résulte donc qu'en érigeant en principe le fait



d'orthogonalité indiqué plus haut, on devrait admettre des relations directes entre les environs de la Marmara et le S de la Russie, par des voies orientées NNE.

Il est intéressant de voir à présent les renseignements que la tectonique est susceptible d'apporter sur cette question.

**III. Tectonique.** A ce point de vue les environs de la Marmara m'ont offert l'occasion d'observations intéressantes. Si elles sont restées inachevées, il y a cependant des données en nombre suffisant pour permettre une vue de l'ensemble. Dans ce sens, les recherches de PHILIPPSON sur l'Ouest de l'Asie Mineure (37), de W. PENCK (34), W. PAECKELMANN (32), P. KESSLER (23) et d'ENDRISS sur le Dévonien du Bosphore et la Bithynie (15), de CHAPUT (11) sur l'E et le S E de la région, de GUTZWILLER (20) sur le Tekir Dagh, de PETRASCHEK (36) sur le Rhodope sud-oriental, etc., sont certainement très précieuses.

Un exposé complet de ces résultats n'étant pas possible dans cette note, je me bornerai à esquisser les gros traits de la question, en renvoyant pour le détail à mon travail actuellement achevé.

Autant que la stratigraphie, la tectonique des environs de la Marmara témoigne une autochtonie générale des différentes structures. Ce fait n'est pas évident de prime abord. Au contraire, la présence de faciès de sédimentation rapide, de flysch et de schlier, dans le Tertiaire du Tekir Dagh, celle de sédiments profonds, parfois à aptychi et radiolarites, souvent associés à des roches vertes, parle en faveur de mouvements tangentiels très accentués et de grandes translations de masses généralement préconisées pour les régions très plissées.

Comme on le verra par la suite, ceci ne peut être le cas pour les environs de la Marmara.

Un des éléments importants de la tectonique de la région c'est le Tekir Dagh. On remarque dans cette petite chaîne, enveloppant un axe cristallin très étroit, des calcaires à Nummulites recouverts par un flysch gréseux à *Cyrena semistriata*. Vers le S, se trouve un ensemble de grès et de marnes aux teintes vives, rappelant le schlier carpatique et qui passe au Sarmatien. Le



contact avec l'Oligocène du Nord est discuté: contact par faille, selon ENGLISH (16), il a été interprété par GUTZWILLER (20) comme un chevauchement important vers la S. Mes observations dans la Kerasia-Deré m'ont montré une flexure, qui passe vers l'W à une faille. En même temps, la tectonique de ce flysch est intéressante: ainsi que les esquisses présentées par ENGLISH et par GUTZWILLER le font voir, il y a là des directions variées, NNE, ENE, NE, ESE, etc.; c'est une grande voûte faillée, dont la surface est froissée. Les directions ESE, plus fréquentes dans l'E de la petite chaîne, paraissent ménager une torsion qui n'a pas encore été envisagée: de fait, la chaîne, recoupée par le rivage, disparaît en mer au S de la ville de Tekirdagh; ses formations semblent cependant réapparaître, si l'on fait fond sur les anciennes observations de VON FRITSCH, dans la région de Brousse. Vers l'W, le Nummulitique et le Néogène du Tekir Dag se continuent dans le Kuru Dag et la péninsule de Ghelibolu et, plus loin, dans l'île d'Imroz (26, b).

Les Dardanelles sont établies dans le Sarmatien-Pontien, reposant sur des grès grossiers probablement vindoboniens. Ces formations, très redressées, viennent en contact par faille avec les roches du massif cristallin et mésozoïque du N de la Troade; une faille semblable les sépare en même temps par rapport au flysch oligocène de la péninsule de Ghelibolu. Il s'agit donc d'un sillon tectonique, particularité d'ailleurs déjà remarquée par NEUMAYR et CALVERT (9).

Au SW de Tchanakkalé, le Sarmatien montre des dislocations intéressantes: il est fragmenté par des failles serrées W-E, déterminant un affaissement graduel des couches en marches d'escalier vers l'axe du détroit.

Dans le SW, en Troade, la direction générale des dislocations est NNE. L'ancienne province est constituée par deux trainées cristallines, suivies par des calcaires jurassiques et des serpentines; celle de l'W se prolonge jusqu' au S de Tchanakkalé, étant coupée en sifflet par la faille déjà signalée au contact du Miocène; l'autre, qui commence avec le Dikeli Dag, s'étend vers Biga. Entre les deux zones se trouve, au S



du Menderès, un lambeau de Chattien à *Helix Ramondi*, tandis qu'au N de cette rivière elles ne sont séparées que par des lambeaux de Nummulitique lagunaire pincés dans le cristallin et accompagnés de monzonites (2 a). Les deux unités montrent une tectonique en écailles bien visible dans l'alternance de schistes et de calcaires jurassiques; on y observe souvent de grands blocs calcaires formant au milieu des schistes des amandes à bords amincis par les pressions. Cette tectonique peut être cependant très bien expliquée comme dérivant de conditions originelles de dépôt du Jurassique constitué par une alternance de schistes et de calcaires, qui supporte en discordance les calcaires tithoniques.

Dans la côte égéenne, le Burdigalien descendu par faille débute par un conglomérat important. Ses couches plongent vers le NW et sont recouvertes par des grès bleuâtres probablement vindoboniens, supportant eux-mêmes plus au N le Sarmatien des Dardanelles.

C'est probablement un prolongement de ce Burdigalien que représente le lambeau de Miocène découvert par ENGLISH dans le rivage nord du golfe de Saros (16), au N de la péninsule de Ghelibolu.

Il n'y a pas de données récentes sur le cristallin du Rhodope oriental; l'ancienne supposition de HOCHSTETTER (22), que son « groupe des phyllites » représente le Paléozoïque, n'est pas encore confirmée; par contre, il devient probable, à la suite des recherches déjà signalées, de GRIPP (19) dans l'W du massif, que ce cristallin comporte, comme je l'ai déjà rappelé, du Tithonique associé à des roches vertes. La bordure tertiaire étudiée par PETRASCHECK (36) est faite par l'Éocène, qui est tabulaire et simplement disloqué par des failles.

L'Éocène, grès et calcaires à Nummulites, constitue une frange continue au cadre cristallin du bassin de la Thrace du SE; en outre, des lambeaux disséminés à la surface du cristallin, dans la Strandja, le Sakar et aussi dans le Rhodope; dans ce dernier il forme parfois de vrais bassins, comme celui de Haskovo, étudié déjà par S. BONTCHEFF. Le bassin de la Thrace est rempli par des grès et des marnes gris-bleuâtre à Congéries d'âge vindobonien,



mais qui renferment dans la région du Tekir Dagħ des Mactra et vers l'E, dans le rivage de la mer Noire, près Karaburnu où l'étage se prolonge à la faveur d'un ennoyage, des couches marines à Huitres lisses et restes d'Echinides (2, a).

Vers le NW, le Vindobonien s'effile en golfe dans la région d'Edirné, golfe qui s'emboîte dans un autre dessiné par l'Éocène, lequel s'avance jusque sous le méridien de Philippopol. Une autre particularité à signaler, c'est la correspondance de conditions entre l'Éocène et le Vindobonien dans les régions orientales du bassin: les deux termes y débutent pas des couches marines, qui passent à l'intérieur du bassin à des couches à Congéries.

Le Vindobonien enveloppe, près Tchataldja, un petit massif de schistes verts, parfois noirs, interstratifiés avec des quartzites, ensemble traversé un peu au S par un pointement de granite à biotite. A la bordure N de ce massif, on observe une alternance de schistes et de calcaires jaunâtres sans fossiles, légèrement touchés par le métamorphisme et qui peuvent appartenir au Crétacé. Par dessus, l'Éocène transgressif. Il est intéressant de signaler l'existence, dans les formations cristallophylliennes du massif de Tchataldja, de directions subméridiennes NNE.

Vers le S, le Vindobonien assez plissé suivant des directions SE et ESE disparaît sous le Sarmatien transgressif, constituant le lambeau déjà signalé à l'W d'Istanbul. Vers l'E, le Vindobonien accompagné par le Sarmatien, recouvre en transgression l'îlot dévonien du Bosphore. Près Tchamurli Han, CHAPUT a observé en plein Dévonien, un petit fossé limité par des failles et colmaté par les dépôts vindoboniens; la direction de ce fossé est NW-SE; la Corne d'Or se trouve dans son prolongement (11 b).

Ce sont les mêmes directions SE qui prédominent dans le Dévonien à l'W du Bosphore, où elles sont soulignées par les trajets des deux vallées, Kiathané-Su et Alibey-Su. Vers le N, le Dévonien chevauche, ainsi que l'ont établi CHAPUT et HOVASSE (12), le Crétacé supérieur; c'est à ce dernier qu'appartiennent les affleurements éruptifs du Nord du détroit.

À l'E du Bosphore, la majorité des directions dans le Dévonien est NNE, comme dans le massif de Tchataldja et dans les chaînes de Troade. Ces directions sont marquées par des batholites



de granite alignées d'une manière conforme. À l'E, on trouve le Trias et le Jurassique à radiolarites, assez plissés, débordés par le Crétacé supérieur transgressif. L'ensemble de ces formations est recoupé vers le S par un système de failles parallèles à l'axe W-E du golfe d'Izmit, failles qui déterminent la descente en marches des dépôts sous le Dacien qui remplit ce golfe.

Le Tertiaire qui se trouve à l'W d'Istanbul, se prolonge en Bithynie méridionale et la région de Brousse. Dans le Katirli Dag, v. FRITSCH avait signalé des calcaires à Nummulites, surmontant des formations volcaniques et recouverts à leur tour par des dépôts qui pourraient bien représenter le prolongement du Flysch oligocène du Tekir Dag. Un peu au N, au delà du lac d'Iznik, aux environs de Bazarköy, le même auteur a signalé des couches à Melanopsis, supportant des formations à grands Planorbes, dépôts qui peuvent représenter le Vindobonien et le Sarmatien. D'après des renseignements encore inédits que je tiens de M. BESSIM, professeur à l'Université d'Istanbul, le Samanli Dag qui, dans les idées actuelles, représente l'amorce de l'Arc Pontique Occidental, est traversé en écharpe par un fossé tectonique dirigé SE, vers la région de Bazarköy. D'autre part, PHILIPPSON considère la dépression, également dirigée NW-SE qui sépare, au Sud de Katirli Dag, l'Olympe de Brousse du Massif de la Sakaria, comme étant d'origine tectonique (37). On peut donc croire que le prolongement vers le SE des formations tertiaires de la Thrace de Sud-Est est affecté, en Bithynie méridionale et les environs de Brousse, par une tectonique semblable.

La Mysie m'est restée — comme d'ailleurs les environs de Brousse — inaccessible durant mes recherches sur le terrain. Elle a été cependant parcourue assez récemment par PHILIPPSON, qui a perfectionné sur bien des points l'ancienne carte de TCHIHAT-CHEFF. Il résultait en effet des données antérieures l'idée d'un rebroussement, marqué par des venues volcaniques, le long du Sussurlu Tchai, au contact des plis égéens orientaux et des chaînes phrygiennes.

La carte de PHILIPPSON montre cependant des deux côtés des directions croisées (z, e); d'autre part, les roches volcaniques



de la région sont interstratifiées dans des formations lagunaires d'âge peut-être nummulitique; elles ne sont pas donc liées au dernier paroxysme orogénique. Je signale enfin l'existence, dans le N de la province, d'un sillon tectonique orienté W-E (« sillon de la Petite Phrygie », de PHILIPPSON), faisant partie de l'ensemble des dislocations pliocènes suivant les parallèles si apparentes dans la morphologie des environs de la Marmara (37); PHILIPPSON (37, b) et W. PENCK (34), ont montré leur fréquence dans tout l'Ouest de l'Asie Mineure; il est probable qu'elles sont représentées aussi au Nord de la Marmara.

En résumé, le trait caractéristique de la tectonique de ces régions est un croisement général de lignes, d'ailleurs immédiatement indiqué par la disposition croisée du Tekir Dagh, par rapport à l'orientation générale de la Strandja, se prolongeant en Asie Mineure.

Ce croisement est bien plus complexe.

Il y a en effet des directions ESE, très développées dans le Rhodope oriental et réapparaissant en Phrygie et en Galatie. Etant donné ce que j'ai déjà rappelé, qu'elles semblent jalonnées, aussi bien en Thrace que dans le NW de l'Asie Mineure, par des affleurements d'âge jurassique accompagnés d'ophiolites, il devient probable que ces directions représentent les lignes tectoniques principales des environs de la Marmara.

Très développées aussi sont les lignes NNE des chaînes est-égéennes de la Troade et de l'W de la Mysie, très souvent suivies par des lambeaux de calcaires à Fusulines. Les mêmes directions se retrouvent comme on l'a vu dans le petit massif cristallin de Tchataldja, dans le Dévonien à l'E du Bosphore et, d'après LEONHARDT, dans le Jurassique de la Paphlagonie (27).

Un peu moins répandues sont les lignes ENE et NNW. Les premières caractérisent toutefois le trait important du Tekir Dagh, ainsi que plusieurs chaînes à l'W de l'Olympe, les secondes étant représentées dans l'ennoyage qui sépare les deux massifs de Strandja et du Sakar; elles se retrouvent dans le bassin du Susurlu Tchai.

Ce caractère géométrique est souligné et accentué par les sillons tectoniques signalés. On en remarque surtout deux:



le sillon des Dardanelles, dirigé NE et le sillon SE de Tchamurli Han, continué en relais par celui des Samanli Dagħ et le sillon d'Inegöl dans la région de Brousse. Ces sillons se sont esquissés en partie dès le Vindobonien et marquent des chenaux marins de cet âge. En apparence plus récentes, apparues seulement au début du Pliocène, mais en d'autres endroits peut-être plus anciennes, sont les directions W-E, suivies elles-aussi par des sillons et qui sont comme on l'a déjà vu en relation avec des dislocation N-S, s'observant également sur de nombreux points.

Nous avons en tout huit orientations, auxquelles se rapportent la très grande majorité des directions des couches, ainsi que les failles, des zones de métamorphisme et les trainées de roches d'origine interne. Huit directions qui, du fait qu'elles régissent les structures importantes, donnent en quelque sorte aux environs de la Marmara la physionomie géologique qui leur est propre. Ce sont en outre des lignes très anciennes, puisqu'elles se remarquent jusque dans les anciens massifs en partie précambriens et qui, d'après les données de la stratigraphie déjà notées ont joué sur place, ou peu s'en faut, jusqu'à nos jours.

Or, à bien voir les choses, ce sont là justement les directions que nous avons rencontrées en nous occupant de la paléogéographie de ces contrées. Cette correspondance est très étroite, au point de pouvoir dire que l'une est la cause de l'autre; ou, peut-être, qu'elles dérivent les deux d'une cause qui leur est commune. On peut pour le moment croire que ce sont probablement les mouvements qui ont réglé les transgressions des anciennes mers et les communications entre les différents bassins, qui sont arrivées à la longue à s'inscrire d'une manière durable dans la lithosphère.

Dans tous les cas, on peut en conclure qu'il n'y a pas dans les environs de la Marmara, une « directrice », idée importante, à laquelle les grandes synthèses de ED. SUSS nous avaient habitués; au lieu d'une directrice, il y a huit directions qui sont toutes directrices de structures essentielles, ou de faits géologiques importants.

C'est comme une conséquence de cette donnée qu'apparaît l'absence déjà signalée de preuves de grands mouvements tangentiels à sens unique, qui constituent actuellement une donnée



essentielle de la tectonique. Bien des faits consignés plus haut et qu'il est intéressant de rappeler, sont contraires à cette idée. Il n'y a pas, en effet, de signes de grande poussée vers le S dans le Tekir Dagh, qui est un anticlinal assymétrique faillé. Pas de grande poussée dans les chaînes de la Troade, où les alternances de formations à faciès semblable et paraissant des écailles tectoniques peuvent être mieux interprétées comme dérivant de conditions originelles de dépôt. Les dispositions analogues dans l'Éocène des environs de Smyrne, où je croyais autrefois voir un style en nappes, entrent probablement dans le même cas. Des faits antérieurement signalés, comme les charriages indiqués par PHILIPPSON dans le Djibraïl Dagh (37, a—b), comme ceux étudiés par CHAPUT et HOVASSE dans le Dévonien du Bosphore (12), ne sont pas basés sur des documents graphiques suffisants, ou alors sont reconnus sans envergure.

D'autres faits contredisent aussi l'idée de grande poussée. C'est la distribution analogue, en golfes emboîtés, du Nummulitique et du Néogène dans le coin NW du bassin tertiaire de la Thrace. C'est aussi la répartition semblable des faciès de l'Éocène et du Vindobonien dans le rivage euxinique; si l'on se rappelle que les deux termes sont séparés par une lacune et par une discordance traduisant d'importants mouvements orogéniques on doit croire que ces mouvements ont été d'une autre nature que celle admise à l'heure actuelle.

On pourrait cependant objecter que les environs de la Marmara n'ont pas été intéressés par de grands mouvements, lesquels se localisaient dans les géosynclinaux voisins. L'allure tabulaire de l'Éocène en bordure du Rhodope oriental soutient assez cette idée. Il devient donc nécessaire de mieux confronter ces résultats avec les interprétations actuelles.

D'après la conception de NAUMANN, bien connue par la synthèse de ED. SUESS (41), les environs de la Marmara font partie de l'Égéide (21), enveloppée au N par les Balkans prolongés par les Chaînes pontiques, au S par les Dinarides continuées par les Taurides. Dans l'idée de SUESS, la cause de ces structures c'est la poussée tangentielle résultant de la contraction du globe, qui a déterminé une translation de l'ensemble vers le Sud. Au



cours de son lent cheminement, cette énorme vague terrestre s'est partagée en trois vagues, ou segments plus petits: un segment dinarique à l'W, un segment égéen au milieu, comprenant l'W de l'Asie Mineure et un troisième, taurique, à l'E, débutant avec les chaînes de la Mysie orientale et de Phrygie et comprenant le reste de la péninsule, avec les régions tauriques, jusqu'en Turquie arménienne. Dans cette région, l'ensemble tauro-dinarique vient en contact, par un rebroussement marqué par d'abondantes venues volcaniques, avec les chaînes de l'Iran et de l'Elbourz. Une autre contrée volcanique, en Mysie occidentale, marque le contact de l'arc égéen avec les Chaînes de Phrygie (37, b).

L'idée essentielle c'est la translation vers le Sud de l'Egée. C'est à cette translation que, d'après les idées de E. SUESS, l'évolution géologique de la région devrait être attribuée; les différentes lignes que l'on y remarque et que la théorie veut recourbées de manière à constituer des arcs, seraient nées au cours du déplacement. Leur orientation devient ainsi, par définition, fortuite et arbitraire.

Les environs de la Marmara ne justifient pas cette hypothèse; mais ceci, disions-nous, pourrait être dû à sa situation dans l'ensemble, où elle constitue en effet une région interne. Par égard à l'interprétation de SUESS, il est cependant nécessaire que la poussée fût bien intense dans les anciens géosynclinaux du N et du S, sans quoi cette interprétation ne peut subsister. Or, il arrive que les recherches faites depuis n'ont pas trouvé dans les chaînes qui en sont issues des signes précis de grands mouvements.

Citons d'abord les résultats de L. CAYEUX (10) sur l'île de Crète et qui apportent de sérieuses corrections à l'idée d'une grande poussée. En effet cette île, qui devient dans l'hypothèse de SUESS une région frontale, n'a pas ce caractère. Sa tectonique montre des éléments divergeants; dans l'W, un anticlinal semble montrer des relations avec l'Apennin, tandis que d'autres éléments ont une direction NNE s'orientant, d'une part vers la Mer Egée, de l'autre vers l'Afrique. Or, l'apparition en Crète de ces directions discordantes est un signe d'affaiblissement de la poussée vers le S, et cela juste à un endroit où celle-ci devait être maxima.



D'autre part, dans le Taurus, F. FRECH avait distingué plusieurs zones tectoniques qui pouvaient être considérées comme charriées les unes sur les autres (17, a). Cependant, FRECH lui-même (17, b) avait montré qu'entre les chaînes tauriques et dinariques il n'y a que des contrastes, donc pas de continuité; le mécanisme de constitution de l'ensemble imaginé par SUESS devenait inopérant. Or, il arrive que dans le Taurus le Néogène coiffe en quasi concordance le Sénonien des hauts sommets. OPPENHEIM a bien circonscrit le fait par une reprise des données paléontologiques (31, b). Il en résulte que la surrection de Taurus est de date récente et qu'elle a eu lieu sans plissement notable.

En ce qui concerne les Chaînes Pontiques, leur tectonique est plutôt tranquille. Les choses viennent d'être mises récemment au point, par E. NOWACK; le profil qu'il en a présenté laisse voir un plissement très modéré (30, b).

Il s'ensuit que l'interprétation basée sur une translation vers le SW de l'Égée, ne peut correspondre à la réalité des faits. Le problème important de la région est justement l'orientation croisée des différentes lignes, jalonnées la plupart par des unités tectoniques très anciennement apparues, et évoluant en conformité avec elles. Le schéma de NAUMANN est d'ailleurs par trop stylisé et sur maints points contredit par les faits. L'arc égéen n'existe pas avec le sens que lui prêtait ED. SUESS; il s'agit très probablement, non pas d'un arc, mais d'un ensemble d'unités à direction prédominante NNE, qui embrasse l'Ouest de l'Asie Mineure avec une partie de l'Archipel. Vers le N, cet ensemble n'est pas arrêté par les lignes contraires de la Marmara; on trouve en effet sa direction caractéristique dans l'îlot cristallin de Tchataldja, dans le Dévonien du Bosphore, et jusqu'en Paphlagonie (37, b). A l'autre bout, il semble traverser l'île de Crète pour se diriger vers l'Afrique.

En général, les dispositions incurvées sont assez rares et n'ont plus le sens qu'on leur prêtait autrefois. Dans plusieurs cas elles apparaissent comme des files de segments rectilignes; ainsi, les Dinarides au sens de SUESS ont été scindées par les auteurs, en Alpes calcaires méridionales (JENNY), en Dinarides s. str. et en Hellénides (C. RENZ). L'île de Crète est également à en séparer. De même, dans le Taurus, PHILIPPSON distingue



avec raison, le Taurus occidental, à relations évidentes avec les chaînes de la Phrygie, la Taurus s. str. et le Taurus oriental, se prolongeant vers la Turquie arménienne; la liaison avec les Dinarides est faite par les chaînes du Sud de la Carie, où des directions divergentes se font également jour; enfin, l'Antitaurus, qui insère ses lignes aberrantes à la limite du Taurus s. str. et du Taurus oriental, est encore une unité très distincte (37, b).

Si l'ancienne interprétation de ED. SUESS ne peut convenir à la région, d'autant moins les interprétations ultérieurement proposées, en particulier celles qui partent de l'idée de « dérive », peuvent-elles entrer en ligne de compte (3).

Ce qui les contredit de suite, c'est avant tout l'allure particulière des lignes notées. Ces lignes se retrouvent avec leurs orientations propres sur de très grandes étendues en dehors des régions envisagées jusqu'à présent. Bien que la chose ait été discutée, il semble bien qu'elle soient distribuées, ainsi que les anciens auteurs, VON BUCH, ÉLIE DE BEAUMONT (5) l'avaient déjà remarqué, par « systèmes de lignes » parallèles entre elles et qui se croisent d'un système à l'autre.

Cette distribution « systématique », comme on peut l'appeler, est particulièrement évidente pour les directions SE, marquées dans la région par les sillons néogènes de Tchamurli Han, du Samanli Dagh et celui d'Inegöl. La même direction apparaît en effet dans le rebord ouest de la Plateforme Russe, dont l'expression tectonique est connue sous le nom de « ligne de TORNQUIST » (45, 8). Un peu à l'W, elle se retrouve dans la faille qui sépare les Sudètes de la plaine de l'Oder et, plus au S, dans les « lignes opoliques » de TEISSEYRE (43), ainsi que dans le segment des Carpates orientales, depuis le coude de Prezemysl jusqu'à la vallée transversale de la Moldova. On peut y ajouter, des dispositions conformes du Bassin Transylvain, qui est bordé sur une certaine distance et des deux côtés par des diapirs à noyaux de sel dirigés NW-SE. Il y a des directions semblables en Dobrogea, que l'on peut concevoir comme enveloppée par une ligne SE continuant les lignes opoliques et se prolongeant dans le saillant du rivage méridional de la Mer Noire, dans la région de Sinope. Les mêmes directions sont très marquées, comme je l'ai



déjà rappelé, en Asie Mineure : les Chaînes Phrygiennes, le Taurus occidental et le massif de la boucle de Kizil Yrmak, lui appartiennent. Enfin, le même système se laisse reconnaître à la limite de la Plateforme Arabe et des chaînes occidentales de l'Iran. Comme je l'ai montré dans mon travail, la ligne de Tornquist semble faire partie d'un groupe de dislocations correspondant probablement à une très vieille cassure ou système de cassures, se laissant suivre depuis la Scanie, peut être même depuis l'Atlantique, à travers l'Allemagne, la Pologne, la Roumanie, les régions pontiques et tauriques jusqu'à l'Océan Indien.

Ainsi que je l'ai déjà signalé, les sillons SE de la partie orientale de la Marmara ont comme contrepartie le sillon tectonique des Dardanelles, dirigé NE-SW, se prolongeant dans la Mer Egée. Or, on peut compter comme une manifestation encore une fois orthogonale, par rapport à ce dernier, la direction SE de l'ensemble des Dinarides s. str. et du bassin tertiaire macédonien qui, par le golfe de Volo, l'Eubée et la file des îles, d'Andros, Tinos, Mykonos, se laisse suivre au large de l'Archipel; les auteurs les plus autorisés considèrent à juste titre ce bassin comme un prolongement de l'Adriatique miocène (7).

La même grande extension se laisse voir dans les lignes W-E et N-S; les données de PHILIPPSON (37, b) et de W. PENCK (34) ont démontré la fréquence des premières dans tout l'Ouest de l'Asie Mineure. La ligne des grandes fosses (certaines dépassant 1.300 m) de la Marmara actuelle fait partie du nombre et il est probable que le même système apparaisse au S des Balkans, dans le golfe de Burgas et le bassin supérieur de la Tundja. Je dois appuyer sur un caractère très évident que ces lignes présentent dans la région; en maints endroits elles recoupent les directions antérieures, en donnant ainsi son vrai sens à l'expression de « croisement ». En effet, cette suite de grandes profondeurs, qui pourrait être interprétée comme l'avant-fosse du Tekir Dagh, s'arrête en réalité à l'W devant l'extrémité orientale de la chaîne, tranchée par le rivage au S de la ville de Tekirdagh, pour reprendre de l'autre côté, dans le golfe de Saros. Elle prend donc en écharpe la chaîne en question, ce qui montre l'indépendance réciproque des deux systèmes de lignes, pourtant très rapprochées comme direction et qui, de fait, se remplacent l'une l'autre un peu plus à l'W.



Les directions orthogonales, N-S, sont fréquentes elles aussi et d'après toutes les apparences peuvent être considérées, ensemble avec la direction W-E, comme un retentissement dans les environs de la Marmara des directions orthogonales de l'Oural méridional et de la Caspienne, par rapport à la direction d'ensemble de la Mer Noire et de la Méditerranée orientale.

Il en est de même des autres directions. Lignes ESE du Rhodope oriental et du massif de la Sakaria; lignes NNE de la Troade se retrouvant dans le Dévonien du Bosphore et dans l'Antitaurus. Leur conformité, d'une part avec le Caucase et l'ensemble des lignes asiatiques, de l'autre avec le Sillon Rhénan, la moitié nord de l'Anticlinale Scythique et la dislocation déjà rappelée le long de la Volga, est évidente. Lignes ENE du Tekir Dag, de l'arc pontique occidental, etc., qui, en relation avec les lignes NNW bien développées le long du Sussurlu Tchäi, semblent constituer un pendant affaibli des deux dernières; elles se retrouvent respectivement dans le rebord nord des Alpes septentrionales, dans les Hellénides et bien d'autres endroits.

Or, cette concordance exclut à priori l'idée de considérer ces régions comme un agglomérat de pièces résultant d'une dérive, ou comme ayant subi une translation appréciable.

**IV. Essai d'interprétation.** En résumé, les environs de la Marmara représentent l'aboutissant d'une longue suite d'événements. Dépôt d'une importante série de formations sédimentaires à relations paléogéographiques complexes et qui ont été plusieurs fois dérangées de leur horizontalité primitive; formations parfois injectées de produits d'origine magmatique, dans certains endroits contenant de ces produits à l'état d'intercalations, formations qui sont touchées, suivant certaines zones, par le métamorphisme. Le résultat de cette évolution a été la constitution de plusieurs unités tectoniques.

Cette évolution est due essentiellement à des mouvements du sol. On est cependant dans l'incertitude sur la cause de ces mouvements. L'idée de « poussées tangentielles » à sens général unique, préconisée par ED. SUESS (41), ne saurait en rendre compte du moment que les grandes chaînes du domaine égéen ne montrent pas des signes de grande poussée. A son tour, l'idée de



« dérive », due à WEGENER (49) et introduite en géologie par EMILE ARGAND (3), se heurte encore plus à l'allure systématique des lignes de dislocation et de plissement.

Dans ces conditions, une interprétation plus adéquate devient très désirable.

Je ne saurais traiter ici d'une manière suffisante, une question de cette envergure. Espérant y revenir prochainement, je dois remarquer que la voie est suffisamment dégagée par les observations qui précèdent. Ces observations ont fait fond sur plusieurs particularités, dont une nouvelle interprétation doit tenir compte: ainsi l'autochtonie des différents traits, leur allure divergente et leur croisement multiple, ensuite leur distribution systématique.

J'ai assez insisté sur l'autochtonie; aussi bien la stratigraphie et les relations de faunes, que la tectonique, en ont fourni de très forts arguments. L'une comme l'autre soutiennent aussi, ce que la seule étude de la carte montre avec évidence, la disposition divergente des lignes de déformation et leur fréquent croisement. Si l'on a en vue aussi leur allure systématique on arrive, dans une estimation des causes, à la conclusion que seule une contraction du noyau magmatique forçant la lithosphère à se rider a pu arriver à déterminer simultanément ces effets. Seule une poussée, non pas à sens général unique, mais omnilatérale, peut en rendre compte. Dans cette hypothèse, on peut en effet comprendre que la pression générale s'y est résolue suivant chacune de ces huit directions, qui peuvent être considérées comme des lignes équipotentiels, ou des « lignes de force » du globe en train de diminuer de volume. L'évolution ultérieure a pu ensuite accentuer l'une ou l'autre de ces lignes, y développer même d'épaisses séries flyschoides, marquées par un plissement intense.

Parmi les caractères tectoniques de la région, l'allure systématique des lignes de déformation prend de l'intérêt par sa nouveauté. En réalité, c'est une très ancienne idée due à L. DE BUCH, dont la géologie d'il y a cent ans avait fait, comme on le sait, un usage immodéré et à juste titre critiqué. Il n'en est pas moins vrai qu'elle renferme une grande part de vérité. Cette idée qu'il y a, à travers les multiples et continuels changements de la face de la Terre, quelque chose qui ne change pas, à séduit plus d'un



auteur: la « théorie du tétraèdre » (28), celle du « réseau orthogonal » (6), l'ont eue sans doute en vue.

Son importance vient du fait qu'on en trouve des signes nets dans tous les endroits du globe. Une enquête suffisamment poussée, avec à l'appui l'ensemble des données actuelles de la géologie régionale, tend à montrer qu'elle peut être généralisée. Sans pouvoir y insister pour le moment, il ne fait pas de doute que l'on se trouve devant une des conditions essentielles du dynamisme du globe et de sa tectonique. Ceci rend l'interprétation présentée ici susceptible d'extension.

Il y a cependant un point qui porte préjudice à ces vues. C'est de mettre sur pieds d'égalité les lignes très accentuées des grandes chaînes avec les faibles dislocations des avant-pays. Mais à ce sujet, il y a toute la série de recherches, depuis MUNIER CHALMAS et MARCEL BERTRAND, jusqu'à celles de STILLE (39) et de l'École de Göttingen (40), montrant qu'il s'agit, non pas de différences de nature, mais seulement d'envergure, d'échelle. Avant tout, une étude aussi sommaire qu'elle soit d'une carte géologique bien faite, montre bien l'insertion, l'adaptation parfaite, des grandes chaînes dans le réseau, très complexe mais qui avec un peu d'attention peut être déchiffré, dessiné par l'ensemble de ces lignes à la surface d'une région. En Europe p. ex., l'Apennin, les Dinarides, sont comme des apophyses des Alpes; dans l'avant-pays, les lignes de déformation sont en gros normales aux Alpes continuées par les Carpates et se mettent dans le prolongement de ces apophyses méridionales: sur cet ensemble se greffent des lignes subméridiennes NNE, du Sillon Rhénan, les lignes semblables accompagnant la grande fracture de la Giudicaria, la ligne du rebord des Alpes orientales (ligne des thermes), etc., et des lignes N-S, comme celle de l'ensemble de la Corse et de la Sardaigne, dont la structure de détail est cependant dominée par des lignes NNW-SSE.

Mais cette différence d'échelle est elle même un problème. Comment l'expliquer?

À ce sujet, il reste beaucoup à faire sans doute; cependant des idées récemment émises tendent à montrer que cette différence est due à une participation du magma dans l'acte de plissement ou, mieux, de déformation.



Les environs de la Marmara sont particulièrement suggestifs à cet égard, par l'abondance des manifestations magmatiques. Ce sont les roches d'origine interne si fréquentes, roches intrusives, roches vertes, roches volcaniques d'âge varié; ce sont aussi les nombreuses zones de métamorphisme, d'âge également divers, métamorphisme touchant les différentes formations jusqu'au Nummulitique lui-même. Dans leur ensemble ces manifestations ne paraissent pas du tout appuyer l'idée que le magma soit passif.

Je ne puis envisager ici cette question que d'une manière globale. Mais on comprend facilement l'effet général du départ du magma des profondeurs, dans les intrusions de roches grenues, comme dans les émissions volcaniques. Cet effet sera une diminution de volume — et donc de surface — du support magmatique, effet qui sera accru par l'augmentation d'ampleur de la lithosphère, due à la mise en place de ces produits d'origine interne, sous forme d'intrusions, imprégnations, filons, etc. Or, ceci s'ajoutera aux effets propres de la contraction et en augmentera d'autant le taux. Cette exagération de la contraction pourra se faire également sous l'influence des phénomènes de métamorphisme, idée récemment soutenue, en partant d'une base expérimentale très sérieuse, par RENÉ PERRIN (35). Une certaine quantité de sable quartzueux pur mis, dans des conditions convenables, en présence des éléments nécessaires pour être transformée en feldspath potassique, augmente de volume de 55%. Ce seul résultat transposé à la géologie qui, de son côté, a fourni l'énorme durée des temps révolus et, dans les géosynclinaux, la température et la pression qui ont tant d'influence sur des réactions de cette nature, dit assez la part que le métamorphisme a pu avoir dans le plissement.

Mais, le magma a pu être actif par ses seules propriétés physiques. Sans parler de la température, qui a déjà été exploitée et avec raison, c'est la « viscosité » du magma, idée depuis peu mise en avant par les auteurs (18). En vertu de cette viscosité, le magma peut emmagasiner en quelque sorte les pressions pour les rendre ensuite avec du retard en se dilatant. On comprend dans ces conditions les modifications que cette propriété est susceptible d'introduire dans les effets propres de la contraction, déjà exagérés par le métamorphisme et les injections magmatiques.



On peut donc affirmer que le fait de déformation, dont la tectonique constitue une expression partielle bien que la plus visible, est avant tout une manifestation magmatique. Cela en commençant par la contraction elle-même, qui a dû avoir lieu dans la zone de contact du magma avec la lithosphère, là où il y avait quelque chose de chaud susceptible d'être influencé par le refroidissement continu du globe. Cette contraction a pu agir sur les géosynclinaux, sans que les énormes poussées imaginées par les théories orogéniques actuelles soient nécessaires; d'après les précédentes remarques, il suffisait que ces poussées soient juste susceptibles de mettre en jeu le magma; une fois celui-ci influencé, l'effet devait automatiquement surpasser sa cause.

L'ensemble de ces considérations explique mieux l'évolution géologique des environs de la Marmara et leur tectonique: cette évolution peut bien mieux être envisagée comme due à une contraction du tréfonds, et dans les zones plissées, à une participation active du magma. C'est du reste la seule interprétation adéquate qui peut être envisagée dans l'état actuel des connaissances: elle seule peut rendre compte de la divergence des lignes de plissement et de l'absence d'une directrice; de la coexistence d'endroits plissés et tabulaires; enfin, du morcellement si poussé de l'ensemble montré par la carte.

Le fait intéressant est la relation étroite signalée entre la paléogéographie et les lignes tectoniques. L'évolution de la région peut être dans ce cas comprise comme due aux jeux de ces lignes. Or, celles-ci sont par elles-mêmes anonymes; c'est la paléogéographie seule qui peut aider à déchiffrer leur enchevêtrement; et, en effet, c'est elle qui nous a appris leur groupement par couples orthogonaux, et aussi le remplacement alternatif de ces couples les uns par les autres.

De fait, le problème tel qu'il se présente dans la région revient à un changement dans le jeu de ces directions; à un remplacement du couple SE + NE, caractéristique pour les époques géokratiqes, par les lignes plus inclinées sur les parallèles, ENE et WNW, liées respectivement à leurs correspondantes, orthogonales NNW et NNE. Ce remplacement est concomitant de l'ouverture des communications entre l'Europe



occidentale et le S de la Russie, par le « détroit du Pripet » et peut être de ce fait mis en relation avec les grandes transgressions du Dévonien moyen, du Jurassique moyen, du Nummulitique à partir du Lutécien, la transgression du Sarmatien, etc.

Ces considérations rendent mon interprétation susceptible d'être étendue à l'ensemble de l'Asie. Une telle extension nécessitant cependant des explications qui ne peuvent trouver une place ici je me propose de revenir prochainement sur cette hypothèse pour la compléter et lui donner une meilleure forme.

### BIBLIOGRAPHIE

1. ANDRUSSOW N. a) Le Pliocène de la Russie méridionale, etc. *Mém. Soc. R. Sc. de Bohême*, Praha 1927; b) Kritische Bemerkungen über die Entstehungshypothesen des Bosporus u. der Dardanellen. *Sitzungsber. Gesellsch. Univ. Jürjew (Dorpat)*, XXII, p. 378, 1909.
2. ARABU N. a) Remarques sur les formations tertiaires du bassin de la Marmara. *Bull. Soc. Géol. France*, 17 (1917); b) Sur le Trias d'Ismid. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 158, p. 1459, 1914; c) Sur le Dévonien de la région du Bosphore (Turquie). *C. R. Soc. Géol. France*, 1931, p. 16; d) Problèmes géologiques des environs de la Marmara. *Annales Soc. Linnéenne de Lyon*, 1924; e) Les nouvelles recherches sur l'Ouest de l'Asie Mineure. *C. R. Congrès Géol. Intern. XIII-ème sess. en Belgique*, 1922; Liège, 1925; f) Les régions voisines de la Mer de Marmara. *Annales de Géographie*, 26 (1917), p. 353.
3. ARGAND EMILE. La tectonique de l'Asie. *C. R. Congr. Géol. Int.*, XIII-ème sess., en Belgique 1922. Liège 1925.
4. ARCHANGHEL'SKY. Dépôts paléocènes de la région volgienne du Gouv. XIII-ème de Saratow. *Mater. Geol. Russlands*, 22, 1904.
- 4 bis. ARTHABER G. VON. Die Trias von Bithynien (Kleinasien). *Beiträge zur Pal. u. Geol. etc.*, 27 (1915).
5. BEAUMONT ÉLIE DE. Notice sur les Systèmes de Montagnes; 3 vol. Paris, 1852.
6. BERTRAND MARCEL. Les lignes directrices de la Géologie de la France. *Revue Générale des Sciences*, 5 (1894), p. 165.
7. BOURCART JACQUES. a) Sur les mouvements récents en Albanie occidentale, *C. R. Ac. Sc. Paris*, 178 (1924 A), p. 953; b) Sur la nature des mouvements récents en Albanie. *Ibid.*, p. 1086. c) Sur la formation de l'Adriatique. *Ibid.*, p. 1298.
8. BUBNOFF SERGE VON. Geologie von Europa. I, Osteuropa; Berlin 1926.



9. CALVERT u. NEUMAYR. Die jungen Ablagerungen am Hellespont. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, XL (1880), p. 357.
10. CAYEUX L. Les lignes directrices de plissement en Crète. *C. R. Congrès Géol. Intern.*, XIII sess. en Autriche, 1903, p. 383; Vienne, 1904.
11. CHAPUT E. a) Esquisse de l'évolution tectonique de la Turquie. *Publ. Instit. Géol. Univ. Istanbul*, Nr. 6, 1931; b) Sur la structure du Néogène des environs de Constantinople. *Ibid.*, Nr. 5, 1931.
12. CHAPUT E. et R. HOWASSE. Notice préliminaire sur le Crétacé supérieur de Zekeriéköy. *Bull. Fac. Sc. Stamboul*, VI, 1930.
13. DOUVILLÉ HENRI. Sur la constitution géologique des environs d'Héraclée (Asie Mineure). *C. R. Ac. Sc. Paris*, 122, p. 678, 1896.
14. ENDERLE K. Über eine anthracolitische Fauna von Balia Maaden (Kleinasien). *Beiträge z. Palaeont. u. Geol.*, etc., XIII, p. 49, Wien, 1901.
15. ENDRISS K. Geol. Beobachtungen auf der Bithynischen Halbinsel. *Neues Jahrb. für Min.*, Bl.-Bd. 1926, p. 347.
16. ENGLISH COL. TH. Eocene and later Formations surrounding the Dardanelles. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 60 (1904), p. 243.
17. FRECH FRITZ. a) Geologie Kleinasien im Bereich der Bagdadbahn. *Zeitschr. d. geol. Gesellsch. Berlin*, 60, 1916; b) Zusammenhang der asiatischen und europäischen Gebirgssysteme. *Peterm. Geogr. Mitt.*, 60, 1914, p. 68.
18. GORCEIX CH. Origine des grands reliefs de l'écorce terrestre. In 8°, 184, p., Paris, 1924.
19. GRIPP K. Beiträge zur Geologie Mazedoniens. *Abhandl. Hamburg. Universit.*, 7 R., Naturwiss. III; Hamburg, 1922.
20. GUTZWILLER O. Beiträge zur Geologie der Umgebung von Merfete am Marmara Meere. Dissert. Universit. Basel, 1921.
21. HAUG ÉMILE. *Traité de Géologie*, 3 vol., Paris 1908—1922; voir en particulier vol. II, fasc. 3, p. 1676 et suiv.
22. HOCHSTETTER F. V. Die geologischen Verhältnisse des östl. Teiles der europäischen Türkei. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien*, 20, 1870.
23. KESSLER P. Zum geologischen Aufbau der Bithynischen Halbinsel. *Centralbl. für M.G.P.*, 1909, p. 653.
24. KLEBELSBERG R. V. Die marine Fauna der Ostrauer Schichten. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien*, 62 (1912).
25. KOSSMAT FR. Geologie der Zentralen Balkanhalbinsel. Coll. « Kriegsschauplätze » Dr. WILSER, 12, Berlin, 1924.
26. LAUNAY L. DE. a) Orogénie de la Péninsule Balkanique. *Revue Génér. des Sc.*, 1912, N° 21; b) Études géologiques sur la Mer Egée. *Annales des Mines*, Paris, 1898.
27. LEONHARDT. Paphlagonia; Reisen und Forschungen im nördl. Kleinasien. Berlin, 1915.
28. MICHEL-LÉVY AUG. Sur la coordination et la répartition des fractures et des effondrements de l'écorce terrestre, etc. *Bull. Soc. Géol. France*, 26 (1898), p. 105.



29. NIKITIN. Les vestiges de la Période Crétacée dans la Russie Centrale. *Mém. Com. Géol. (Russie)*, 5 (2), St. Petersburg, 1896.
30. NOWACK E. a) Die wichtigsten Ergebnisse meiner anatolischen Reise. *Zeitschr. d. geol. Ges.*, 80, p. 304, Berlin, 1929; b) Kreideentwicklung u. Grosstektonik in Nordanatolien. *Centralbl. f. M.G.P.*, 1931, p. 286.
31. OPPENHEIM P. a) Das Neogen in Kleinasien. *Zeitschr. d. geol. Ges.*, 70 (1918), Abh. 1—4; b) Gehören die Clypeaster-führend Schichten des Kilikischen Taurus wirklich der Kreide an? *Ibid.* 68, 1916.
32. PAECKELMANN W. Beiträge zur Kenntnis des Devons am Bosphorus. *Abhandl. d. kgl. Preuss. geol. Landesanstalt* N. F. 98, Berlin, 1925.
33. PAECKELMANN W. u. H. SIEVERS. Neue Beiträge, I. Obersilur und Devon der Prinzeninseln, etc.; *ibid.*, 142, 1932.
34. PENCK W. Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Stuttgart, 1918.
35. PERRIN RENÉ. a) Extrapolation à la Géologie des données métallurgiques. *Annales des Mines, Paris* 1934, p. 135. b) Le métamorphisme générateur de plissement; *ibid.*, 1935, p. 1—50.
36. PETRASCHKE W. Zur Kenntnis des Eocäns am Ostende der Rhodopenmasse. *Zeitschr. d. geol. Ges.*, 73, Berlin, 1921.
37. PHILIPPSON A. a) Reise und Forschungen im westlichen Kleinasien. *Petermann's Geogr. Mitteilungen, Ergänzungshefte* 167, 172, 177, 180, 183. Gotha, 1910—1915; b) Kleinasien, Handbuch Reg. Geologie, 5 (2), Heidelberg, 1918.
38. SIMIONESCU și CĂDERE. Notă preliminară asupra stratelor fosilifere din Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.*, I (1908), p. 361.
39. STILLE H. Die Saxonische Faltung. *Zeitschr. d. geol. Ges.*, 65 (1913), Monsber, p. 375.
40. STILLE H. u. a. Aut. Göttinger Beiträge zur Saxonischen Tektonik. *Abhandl. d. kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt*, Hefte 95, 116.
41. SUSS ED. La Face de la Terre, 3 vol., index, trad. EMM. DE MARGERIE Paris, 1897—1910.
42. TCHIHATCHEFF P. DE. a) L'Asie Mineure, description physique, t. I—IV, géologie, paléontologie (atlas), Paris, 1865—1869. b) Bosphore et Constantinople. Paris, 1864.
43. TEISSEYRE W. Der paleozoische Horst von Podolien und die ihn umgebenden Senkungsfelder. *Beitr. z. Pal. u. Geol.*, etc., XV, 1903.
44. TETJAEFF. Les lignes directrices de la géologie de la Russie d'Europe. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 39 (1912).
45. TORNUST. Feststellung des baltisch-russischen Schildes. *Schrift. phys.-ökon. Ges. Königsberg*, 49, 1908.
46. TOULA FRANZ. Eine geologische Reise nach Kleinasien. *Beitr. z. Pal. u. Geol.*, etc., 12, 1898.
47. VADASZ E. a) Liasfossilien aus Kleinasien. *Jahrb. ung. geol. Anst.*, 21, 1913, p. 59; b) Ueber das Vorkommen von Posidonomia-Schichten in Anatolien. *Centralbl. f. M. G. P.*, 1918, p. 215.



48. VIQUESNEL A. a) Résumé des observations faites en 1847 dans la Turquie d'Europe. *Bull. Soc. Géol. France*, X (1853), p. 454; b) Voyage dans la Turquie d'Europe; description physique et géologique de la Thrace; 2 vol., atlas. Paris, 1855—1868.
49. WEGENER A. Entstehung der Continente u. der Ozeane. Braunschweig 1915.

### Séance du 24 mai 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— N. ARABU. — Contributions à l'étude géologique des environs de la Mer de Marmara. (Suite <sup>1</sup>).

— M. NIC. N. MOROȘAN. — Nouveaux restes de *Dinothérium* dans la Bessarabie <sup>2</sup>).

— M. NIC. N. MOROȘAN. — Les sols fossiles, le nombre et leur valeur stratigraphique <sup>3</sup>).

### Séance du 31 mai 1935

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. I. GAVĂT. — Effets régionaux dans la prospection gravimétrique <sup>4</sup>).

— M. M. SAVUL. — Le cristallin des Munții Bistriței entre Dorna et Borca (Communication préliminaire).

La région étudiée, qui fait partie du cristallin des Carpatés Orientales, constitue le coin NW de la Moldavie du côté transylvain. Dans cette région, le cristallin atteint une largeur de 25 à 30 km.

<sup>1</sup>) Cette communication a été insérée, en entier, dans la séance précédente.

<sup>2</sup>) Voir: Les molaires de *Dinothérium* provenant de Scandinavie (?) au Musée de Kichineff (Bessarabie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 5-e Sér. t. VI, 1936, p. 109—112. Paris.

<sup>3</sup>) La question a été traitée dans: Le Pléistocène et le Paléolithique de la Roumanie du Nord-Est. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIX, p. 1. București 1938.

<sup>4</sup>) Paraîtra plus tard, dans *Studii Technice și Economice*.



A l'W et en partant du N, ce cristallin supporte normalement des dépôts du Crétacé supérieur (Valea Sărișorului), représenté par des grès conglomératiques (Cénomaniens — Turoniens?), et des marnes rouges sénoniennes, à *Rosalina Linnéi*. Ces dépôts sont suivis par des calcaires de l'Éocène moyen et des grès appartenant au Bartonien. Plus au S, on trouve au-dessus du cristallin les dépôts crétacés supérieurs du bassin de Glodu, décrits par S. ATHANASIU (1).

Vers l'E, le cristallin supporte le synclinal mésozoïque marginal, étudié par TH. KRÄUTNER (2). La série y débute par des conglomérats « verrucano », parfois associés à des grès rouges « verrucano », dépôts qui ont été considérés, par I. ATANASIU, comme appartenant au Trias inférieur (3). Suivent des calcaires et des dolomies werféniens (Couches de Campile), des couches à jaspe (Oxfordien — Callovien), puis l'horizon de base des Couches de Sinaia, et des grès bruns jaunâtres, aptiens (TH. KRÄUTNER).

À la bordure orientale, le cristallin chevauche le Flysch, sous des angles de 30 à 60°; le Flysch est constitué ici par les Couches de Sinaia, qui ont fourni *Calpionella alpina* LORENZ et des Radio-laires calcifiés.

Le cristallin est formé par des roches épizonales et mésozonales et par les termes de transition.

*Roches épizonales.* On peut distinguer les catégories suivantes:

Quartzites noirs, constituant un horizon développé sous la forme d'une assise, comprise parmi les autres schistes métamorphiques. On les trouve aussi en affleurements plus étendus, sur des distances de bien des kilomètres; c'est le cas des quartzites noirs que l'on peut suivre, parallèlement au cours de la Bistrița, depuis les Cheile Bistriței, jusqu'à Holda, puis en continuité, jusqu'à la Valea Borcei, donc sur une distance d'environ 40 km.

Ces quartzites doivent leur teinte à un pigment charbonneux. Ils représentent d'anciens sédiments pélitiques siliceux chargés à l'origine de substances organiques. Les gisements de minerais de manganèse de Șarul Dornei, Holdița, Broșteni et de la Valea Borcei, sont en liaison avec ces quartzites noirs.

Quartzites à séricite et chlorite. Ces roches constituent, à côté des schistes sériciteux à chlorite et des variétés



intermédiaires, la plus grande partie de la masse des schistes cristallins de la région. On y remarque parfois des porphyroblastes d'albite, de 0,5 à 1 mm de dimensions.

**Schistes sériciteux à chlorite.** Ces schistes montrent plusieurs variétés, depuis des roches constituées presque intégralement par de la séricite, jusqu'à des roches riches en quartz et feldspath, à caractère d'épigneiss psammitiques. Parfois l'albite y est idioblastique.

Les gneiss psammitiques sériciteux, à xénoblastes de feldspath, représentent un matériel psammitique, produit au voisinage d'une région granodioritique, ou sous l'influence de tufs à caractères analogues.

Les roches blanches porphyrogènes sont fréquentes et apparaissent comme des intercalations dans la masse des schistes épizonaux. Leur quartz est bipyramidé et corrodé. Le feldspath est du microcline, ou de l'albite, ordinairement produit par la substitution du feldspath potassique (Schachbrettalbit). Le matériel originaire a dû être en étroite connexion avec des porphyres quartzifères, ou avec leurs tufs.

Les calcaires cristallins appartiennent seulement en partie à la série épizonale.

*Roches mésozonales et de transition.* Schistes sériciteux à biotite, qui représentent un terme de passage entre les roches épizonales et mésozonales. Ils contiennent des porphyroblastes transversaux de biotite, dus à un métamorphisme progressif.

Quartzites mésozonaux, peu répandus, montrant des traces de biotite; ils représentent l'équivalent mésozonal des quartzites sériciteux de l'épizone.

Paragneiss. Parmi les variétés de paragneiss on peut distinguer: des paragneiss quartzitiques et des micaschistes proprement dits, des paragneiss plagioclasiques, des schistes biotitiques à andésine, des schistes biotitiques à grenat, des paragneiss à staurolithe, et enfin des paragneiss à sillimanite.

Ces derniers représentent le terme le plus profond du métamorphisme qui peut être remarqué à la base des schistes mésozonaux.



Dans l'association des différents paragneiss, apparaissent des amphibolites. Parmi ces derniers on peut remarquer plusieurs variétés: amphibolites à épidote, amphibolites à biotite, qui font passage aux paragneiss, amphibolites plagioclasiques, amphibolites à biotite et épidote, amphibolites à calcite.

Les calcaires ne peuvent être toujours identifiés, d'après leur nature pétrographique, s'ils appartiennent à l'épizone ou à la mésozone. Leur nature se déduit d'après la nature des roches avoisinantes. Parmi ces calcaires on distingue aussi maintes variétés: calcaires cristallins purs, calcaires à quartz, calcaires à zoïsite et trémolite, calcaires à biotite, calcaires à trémolite, calcaires à diopside, dans lesquels apparaît, à titre secondaire, aussi l'édénite, calcaires à talc.

Du point de vue de leur chimisme, les calcaires se divisent en deux groupes:

1. Calcaires dolomitiques, ayant 30—36% CaO, et 21—11% MgO; le rapport MgO: CaO peut y varier de 0,98 à 0,39, donc des dolomies proprement dites à des calcaires dolomitiques.

2. Calcaires magnésiens, ayant de 50 à 55% CaO, et de 0,5 à 2% MgO. Les calcaires à teneur intermédiaire manquent.

*Roches intrusives syntectoniques.* Des gneiss œillés (gneiss de Rarău), apparaissent, dans la partie orientale de la région, sous forme de lames à faibles auréoles de contact. Ces roches ont subi des phénomènes d'écrasement, suivant des lignes le long desquelles les solutions ont joué un certain rôle; ces solutions y ont déterminé des modifications, comme l'albitisation du microcline (Schachbrettalbit), la recristallisation de la roche, la naissance de microlites à l'intérieur des cristaux d'albite, probablement aussi une coloration spéciale de la biotite.

Les porphyroïdes du type Petrosu, traversent la région avec une direction NNW — SSE, sous la forme d'un dyke de 40 à 50 km longueur, ayant une épaisseur de 500 à 1500 m. C'est le long de ce dyke que s'alignent les grandes hauteurs de la région, les sommets de Petrosul, de la Scăricea, le Barnar, Balan, Căboia, Grintieșul de Broșteni, Slopăul. Les roches de ce dyke, en partie métamorphisées, montrent deux facies distincts, l'un mésozonal, l'autre épizonal.



Dans leur plus grande partie, ces porphyroïdes ont un caractère mésozonal, bien que les roches au voisinage soient souvent nettement épizonales. Des particularités de structure montrent que l'intrusion de ces porphyroïdes a eu lieu sous l'influence d'une pression latérale, d'un « stress » comme on dit, et à une température encore élevée, après le début de la cristallisation du quartz et du feldspath. Le stress intense et la chaleur locale, en présence des solutions résiduelles, ont déterminé des conditions équivalant à un degré de métamorphisme mésozonal, indépendamment de l'état des roches voisines. L'apparition et le développement de la biotite a eu un rôle considérable, se formant même aux dépens du feldspath potassique. Une partie des solutions résiduelles a filtré dans la masse des roches voisines, en intensifiant leur degré de métamorphisme.

Une partie des gneiss porphyroïdes à biotite à subi, après le refroidissement, l'action du stress; ces roches ont acquis ainsi un caractère épizonal, grâce à un effet diaphoritique. La nature des roches participant à la constitution de ce dyke a varié, des granitporphyres jusqu'au granodioritporphyres.

Les roches éruptives non métamorphiques apparaissent comme des filons peu importants. Ce sont des kersantites, camptonites, luciites, protérobases, pikritporphyrites et diabaseporphyrites filoniennes.

*La tectonique.* Au milieu de la région, se détache un lambeau appartenant à une unité tectonique, nommée la « Nappe de Barnarul », et qui affleure dans le bassin du Pârâul Barnarului et de ses affluents. Cette nappe est formée, dans sa partie inférieure, par des roches mésozonales, au-dessus desquelles suivent normalement des roches de transition, méso-épizonales, comme les schistes sériciteux à biotite, puis des roches nettement épizonales. Les contours de base de cette nappe passent par Cheile Barnarului — le Mont Rața — la localité Dârmoxa — le Mont Dealul Vânăț — le Mont Spaima Dornei, puis suivent le cours de la Bistrița, jusqu'aux Cheile Bistriței; en grande partie, sa base est constituée par des calcaires cristallins.

Ce complexe de roches mésozonales et épizonales, recouvre tectoniquement un complexe analogue, qui constitue l'a u t o c h-



tone de la nappe. La partie supérieure de cet autochtone, consiste en schistes épizonaux; mais, en profondeur, ces roches passent graduellement à des roches mésozonales, arrivant même, dans les horizons les plus profonds, jusqu'à des paragneiss à sillimanite (Pârâul Criștor). Exceptés ces derniers, toutes les autres roches, entrant dans la constitution de l'autochtone, se remarquent aussi dans la nappe. Il en résulte que le métamorphisme régional était un fait accompli au moment du charriage de la nappe. Si dans la région de Tulgheș, on admet que le verucano et le Trias reposent sur la nappe, on doit croire que cette tectonique est due à une orogénèse hercynienne.

Le grand dyke de gneiss porphyroïdes, recoupe nettement la nappe du Barnaru, dans sa partie orientale; il indique une époque d'intrusions, postérieure au charriage de cette nappe. Étant donné que ce gneiss a été mis en place sous un stress accentué, il s'ensuit la nécessité d'admettre une deuxième phase orogénique, distincte de celle qui a déterminé le charriage, mais qui peut être elle aussi hercynienne.

En dehors de cette tectonique hercynienne, on peut distinguer également une tectonique plus récente, manifestée par un plissement général, intéressant aussi bien l'autochtone que la nappe; les deux sont en effet ondulés en une série de zones synclinales et anticlinales, à direction NNW-SSE. Les dépôts crétacés supérieurs de Glodu, en ont été aussi affectés. Il est possible qu'une première esquisse de ces plis ait apparu déjà dans le Paléozoïque: mais le fait a été parachevé seulement après le Sénonien inférieur.

#### BIBLIOGRAPHIE

1. SAVA ATHANASIU. Geologische Beobachtungen in den nord-moldauischen Ostkarpathen; *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien*, 1899.  
— Geologische Studien in den nord-moldauischen Karpathen; *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien*, XLIX, 1899.
2. TH. KRÄUTNER. Geologische Untersuchungen im Rarău-Gebiet; *An. Inst. Geol. Rom.*, XIV. București, 1930.  
— Geologia regiunii cursului superior al Bistriței aurii, Văii Țibăului și Cărlibabei. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, XV. București, 1930.
3. I. ATANASIU. Études géologiques dans les environs de Tulgheș; *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII, București, 1929.



— MM. M. PAUCĂ, MIRCEA D. ILIE et V. BRANA. — **Contributions paléontologiques à l'étude du Néocrétacé dans le bassin supérieur de l'Arieș.**

Le Crétacé supérieur de la Valea Arieșului a attiré par sa richesse en fossiles l'attention des premiers chercheurs. POŠEPNY a déterminé l'âge de ces dépôts d'après la faune de Vidra (Dealul cu Melci). A l'occasion des recherches qu'il fit dans cette région, M. PÁLFY a levé le Crétacé supérieur sur la feuille Abrud, au 25.000-e. LÓCZY-junior a repris l'étude du Crétacé supérieur dans le bassin supérieur de l'Arieș, cherchant à préciser l'âge et les relations qui existent entre la formation de Gosau et la formation du Flysch. À l'occasion de l'étude des gisements de bauxite dans les Monts Apuseni, O. PROTESCU remet en discussion les problèmes stratigraphiques et tectoniques. MIRCEA ILIE démontre que les deux formations (Gosau et Flysch) ne sont que des faciès synchrones du Néocrétacé et qu'il n'existe point, entre elles, de rapports tectoniques anormaux, ainsi que le supposaient certains auteurs.

Dans la présente note nous nous proposons de mettre en évidence un nouveau point fossilifère situé sur le territoire de Neagra (dép. de Turda), au N de Vidra. Nous n'avons pas l'intention de faire une description complète de la faune, ou de faire une étude critique des fossiles; nous nous bornons ici à en présenter la liste.

Les données paléontologiques, dans cette région, se réduisaient jusqu'à présent à un *Inoceramus* sp. déterminé par PÁLFY.

Dans le matériel recueilli à Neagra, dont l'état de conservation laisse à désirer, nous avons constaté les formes suivantes:

*Inoceramus cripsi* MANT.

*Inoceramus labiatus* (SCHLOTH).

*Isocardia zitteli* HZL.

*Spondylus spinosus* SOW.

*Nucula antiquata* SOW.

*Cyprina* sp.

*Vola quadricostata* SOW.

*Corbula dubia* PÁLFY

*Psammobia* sp.



- Omphalia kefersteini* ZK.  
» cf. *subgradata* ZK.  
» *subfascinata* ZK.  
» *ovata* ZK.  
*Turritella acantophora* MÜLL.  
*Nerita spinosa* PÁLFY  
*Ostrea* sp.  
*Hippurites* sp.  
*Coraux*.

Il ressort de l'énumération de ces formes, que la faune de Neagra est constituée de restes organiques du type de la formation de Gosau (LÓCZY), qui ne représente que le facies littoral, très riche en fossiles, du Néocrétacé.

En comparant la faune de Vidra, avec celle de Neagra, on observe que cette dernière est surtout caractérisée par la présence des Hippurites et des Coraux, qui font défaut à Vidra, de même que par l'absence des Actaeonelles, formes très fréquentes à Dealul cu Melci.

— MM. D. M. PREDĂ et M. PAUCĂ. — Sur un bois de *Cervus elaphus* Linné.

La Valea Drâmbovicului, affluent de droite du Neajlov, offre une terrasse inférieure située à deux mètres au-dessus du niveau de la vallée.

En 1932, M. BOÎCU LAZAROVICI a trouvé, dans les cailloutis de cette terrasse, sur le territoire de Sadina (départ. de Vlaşca), un bois de cerf appartenant, selon nous, à un *Cervus elaphus* LINNÉ.

Bien que les restes de ce cerf se trouvent d'une manière habituelle dans les terrasses inférieures, nous avons considéré utile, en ce cas, de signaler leur présence, ces restes présentant des caractéristiques intéressantes.

L'état de conservation de ce bois gauche est des meilleurs; seulement deux des branches supérieures sont cassées au niveau de la portion basilair.

Du fait que sous la rosette, le bois présente une petite portion de l'os frontal, nous pouvons déduire que le bois ne résulte pas d'une mue printanière de l'animal vivant, mais qu'il s'a détaché du crâne après la mort de l'animal.



Le bois a une longueur de 124 cm, fait assez rare aussi bien pour les exemplaires fossiles que pour les cerfs actuels. En dehors de cette longueur exagérée, il est intéressant de remarquer le fait qu'à sa partie supérieure le bois s'élargit et acquiert ainsi un aspect particulier qui nous fait penser à une nouvelle espèce. Les bois aplatis à leur extrémité s'observent aussi chez les vieux cerfs actuels, connus par les chasseurs sous le nom de « Lopătari ».

Les caractéristiques de ce bois: poids 3,60 kg, nombre des branches 8, branche d'oeil 40 cm de longueur; circonférence de la rosette 27 cm; circonférence de la base 23 cm; circonférence mesurée sous la dernière bifurcation 19 cm.

Une riche ornementation perlée est visible sur notre exemplaire ainsi que la planche ci-jointe le fait voir. C'est une qualité très estimée par les amateurs de trophées de chasse.

Vu que cet animal vit dans les forêts, la découverte de ce bois nous fait croire que, durant le Quaternaire supérieur, existaient, dans la partie méridionale de la Plaine Roumaine, de grandes forêts peuplées par des cerfs. Après le Quaternaire, les cerfs se sont retirés probablement dans les massifs boisés de Carpates.

La planche ci-contre montre une vue intérieure (A) et une vue extérieure (B) de ce bois gauche de *Cerous elaphus*.





# TABLES DES MATIÈRES<sup>1)</sup>

TOME XXIII (1934—1935)

	<u>Page</u>
ARABU N. Contributions à l'étude géologique des environs de la Mer de Marmara . . . . .	123
BĂNCILĂ I. Observations géologiques sur la Zone marginale du Flysch dans la vallée du Tazlăul Sărat . . . . .	64
BĂRBAT T. Recherches magnétiques dans la région de Cârnecea-Calina (dép. de Caraş) pendant l'année 1934 . . . . .	117
BRANA V., ILIE D. MIRCEA et PAUCĂ M. Contributions paléontologiques à l'étude du Néocrétacé dans le bassin supérieur de l'Arieş . .	164
FILIPESCU M. G. Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic-Bâsca Mare . . . . .	78
* GAVĂT I. Carte gravimétrique de la région Doiceşti-Târgovişte-Bucşani-Gura Ocnitei . . . . .	10
* — Effets régionaux dans la prospection gravimétrique . . . . .	158
GHIKA-BUDEŞTI ŞT. La transgression tertiaire sur le bord des Carpates méridionales entre l'Olt et le Vâlsan . . . . .	4
GHIŢULESCU T. P. et SOCOLESCU M. Les gisements sédimentaires d'or d'âge tertiaire dans les Monts Apuseni . . . . .	37
— Les gisements de diatomite dans la région de Cavna-Mineş-Mineşel (dép. d'Arad) . . . . .	51
* GIUŞCĂ D. Note préliminaire sur la genèse du gisement aurifère de Săcărâmb . . . . .	4
ILIE D. MIRCEA et PAUCĂ M. Observations sur le Pliocène entre les vallées du Râmnicul Sărat et du Trotuş. . . . .	46
ILIE D. MIRCEA, PAUCĂ M. et BRANA V. Contributions paléontologiques à l'étude du Néocrétacé dans le bassin supérieur de l'Arieş . .	164
* ILIE D. MIRCEA et PROTOPOPESCU-PACHE EM. Le forage de Basarabeasca (dép. de Tighina) et considérations sur l'hydrologie souterraine de la Bessarabie . . . . .	10

<sup>1)</sup> L'astérisque indique que le manuscrit n'a pas été reçu à temps ou a été publié dans un autre périodique.



	<u>Page</u>
KRÄUTNER TH. Observations géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin du Maramureş . . . . .	25
— Observations géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin du Bâcul, du Heghieş et dans l'île cristalline de la Măgura, près de Şimlăul Silvaniei . . . . .	101
* MOROŞAN N. NIC. Nouveaux restes de Dinothérium dans la Bessarabie	158
* — Les sols fossiles, leur nombre et leur valeur stratigraphique .	158
ONCESCU N. Le synclinal de Piatra Craiului . . . . .	10
PAUCĂ M. et ILIE D. MIRCEA. Observations sur le Pliocène entre les vallées du Râmnicul Sărat et du Trotuş . . . . .	46
PAUCĂ M., ILIE D. MIRCEA et BRANA V. Contributions paléontologiques à l'étude du Néocrétacé dans le bassin supérieur de l'Arieş . .	164
PAUCĂ M. et PREDĂ D. M. Sur un bois de Cervus elaphus Linné . . .	165
* PETRULIAN N. Les minerais de cobalt de la Valea lui Neguleţ (Bădeni-Ungureni) . . . . .	10
* PREDĂ D. M. Observations sur la région pétrolifère du N de l'Italie .	25
PREDĂ D. M. et PAUCĂ M. Sur un bois de Cervus elaphus Linné . . .	165
* PROTESCU O. Étude géologique et paléobiologique de l'ambre roumain. I. Les inclusions organiques dans l'ambre de Buzău . . . . .	50
* PROTOPOESCU-PACHE EM. et ILIE D. MIRCEA. Le forage de Basarabasca (dép. de Tighina) et considérations sur l'hydrologie souterraine de la Bessarabie . . . . .	10
* RUSSO G. Les éléments de base des travaux gravimétriques à l'aide du pendule . . . . .	3
SAVUL M. Le cristallin des Munţii Bistriţei entre Dorna et Borca . . .	158
SOCOLESCU M. et GHIŢULESCU T. P. Les gisements sédimentaires d'or d'âge tertiaire dans les Monts Apuseni . . . . .	37
* ŞTEFĂNESCU SABBA. Sur la mesure des résistivités apparentes par la méthode de la spire circulaire . . . . .	37

60931



Secrétariat et rédaction : M. C. OLTEANU

Traduction : { M-me M. POPOVICI  
M. N. ARABU  
M. C. OLTEANU



Comptes rendus publiés jusqu'à présent.

*Édition roumaine:*

Vol. I (1910) — Vol. XVIII (1929 — 1930).

*Édition française:*

Tome I (1910)—VI (1914 — 1915), Tome VIII (1919 — 1920),  
Tome XIX (1930 — 1931) — Tome XXIV (1935 — 1936).

C. 51.961



Institutul Geologic al României