B·I.G
60827

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

COMPTES RENDUS

DES

SÉANCES

60827

TOME XXIX
(1940 — 1941)

BULLETIN OFFICIEL ET IMPRIMERIES DE L'ETAT
IMPRIMERIE NATIONALE. BUCAREST, 1948

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

COMPTES RENDUS

DES

SÉANCES

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA 60827

TOME XXIX
(1940 — 1941)

BULLETIN OFFICIEL ET IMPRIMERIES DE L'ETAT
IMPRIMERIE NATIONALE. BUCAREST, 1948

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

COMPTES RENDUS

DES SÉANCES

DE

L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

Séance du 8 janvier 1941

Présidence de M. le Prof. G. MACOVEI, directeur de l'Institut Géologique de Roumanie.

Invités: M. le Prof. D. M. PREDA, M. le Prof. I. ATANASIU, M. M. PAUCĂ du Musée d'Histoire Naturelle, MM: GR. POPESCU, J. GHERMAN, N. GRIGORAȘ et FL. OLTEANU, géologues à la Soc. Astra Română.

— M. le Prof. G. MACOVEI ouvre la séance par un bref exposé sur l'activité de l'Institut, pendant l'année précédente.

Les tristes événements, qui se sont abattus sur l'Europe au cours des dernières années, en un rythme de plus en plus précipité — dit M. MACOVEI — ont eu une influence des plus défavorables sur les occupations paisibles des hommes de science, chez nous comme partout ailleurs.

« Il était à attendre, dans ces conditions, que les résultats de notre activité soient assez réduits. De notre programme de travail on n'a réalisé que peu: quelques travaux pour l'A.C.E.X., quelques recherches pour l'Institut.

Institutul Geologic al României

« Une partie de notre personnel scientifique a dû accomplir les devoirs militaires imposés par les circonstances. D'autre part, le tremblement de terre du 10 novembre 1940 a fortement troublé l'activité de laboratoire de l'Institut ».

M. MACOVEI porte ensuite à la connaissance la démission de M. D. PREDA, sous-directeur de l'Institut Géologique. Il regrette profondément son départ et le remercie chaleureusement, au nom de tous, pour les grands services apportés à cette institution, aussi bien dans les questions administratives que, et surtout, par les solutions apportées à certains des grands problèmes géologiques concernant notre pays.

Enfin, M. MACOVEI a le regret d'annoncer la grande perte subie par la géologie mondiale, du fait de la mort d'EMILE ARGAND. « La célébrité qu'il avait atteint — dit M. MACOVEI — me dispense de vous parler de la très grande importance de son oeuvre, que chacun de nous connaît parfaitement. Je rappellerai tout de même deux de ses travaux capitaux: « Sur l'Arc des Alpes occidentales » et « La tectonique de l'Asie ».

ARGAND c'est le type accompli du chercheur: documenté jusqu'à l'érudition, esprit synthétique inné, imagination féconde et appuyée toujours par une impeccable logique. Cette heureuse association de qualités fait que presque toute son oeuvre porte le cachet de la génialité.

Aujourd'hui encore — continue M. MACOVEI — je dois vous annoncer à grand regret la mort de V. BUȚUREANU, professeur de Minéralogie et Pétrographie à l'Université de Jassy, décédé, le premier jour de cette année, après une féconde activité de cinquante ans dans le domaine de la Minéralogie et de la Chimie.

Quarante années durant, BUȚUREANU a honoré la chaire de l'Université de Jassy, apportant chaque jour dans son laboratoire le calme d'un esprit éclairé, le conseil d'un maître enthousiaste, le respect pour l'opinion de ses collaborateurs et une élégance parfaite dans ses relations avec tout le monde.

— M. CONST. OLTEANU. — **Recherches géologiques entre la Bistrița et le Nechit.** (Communication préliminaire) [1]).

[1]) Le manuscrit n'a pas été reçu à la réduction.

Institutul Geologic al României

Séance du 14 janvier 1941

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. SABBA ŞTEFĂNESCU. — **Le champ électromagnétique normal du dipôle horizontal à basse fréquence.** (I-ère partie) [1]).

Séance du 21 janvier 1941

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. G. CERNEA fait un rapport sur: V. TZANKOV u. R. BEREGOV. — Géologie du plateau de Varna. *Revue de la Société géologique bulgare*, T. XII, fasc. 2, pag. 143, Sofia, 1930.

— M. V. C. PAPIU fait un rapport sur: KURT LEUCHS. — Das jüngste Grossbeben in Anatolien. *Geol. Rundschau*, Bd. 31, H. 7/8, p. 70, Stuttgart 1940.

Séance du 28 janvier 1941

Présidence de M. G. MACOVEI.

Invités: M. le Prof. I. ATANASIU.

— M. C. GHEORGHIU. — **Observations sur la géologie de la vallée du Mureş entre Deva et Dobra (départ. de Hunedoara).** (Communication préliminaire).

Limites de la région, généralités. La contrée, sur laquelle je désire présenter les remarques qui suivent, est traversée de l'W à l'E par le Mureş. Limitée à l'E par la Cerna, à l'W par Râul Dobrei, elle s'étend vers le N jusqu'au parallèle de Săcărâmb, et au S jusqu'à celui de Hunedoara.

En dehors des vallées précitées, les autres, qui sont toutes des tributaires du Mureş — Pârâul Boholt et Valea Mare au N du Mureş, Pârâul Leşnic au S de cette importante artère, — ont un débit assez faible et, en temps de sécheresse, n'ont plus d'eau.

[1]) Publié en allemand dans *Beiträge zur angewandten Geophysik*, Bd. IX, Heft 3—4, p. 201—233, Leipzig 1942, sous le titre: Das elektromagnetische Normalfeld des waagerechten Niederfrequenzdipols.

Institutul Geologic al României

Ces vallées sont étroites et profondes, à versants abrupts ou à grande pente.

Les crêtes qui s'avancent vers le Mureș sont habituellement étroites, mais vers le S elles s'élargissent en vastes plateaux, sur lesquels se sont établis des villages. Ce sont les villages des ainsi nommés « Pădureni », qui représentent l'élément dace le plus pur, n'ayant subi aucune influence étrangère. Les villages de la vallée du Mureș sont habités par les « Mureșeni ».

Les sommets les plus élevés se trouvent au S du Mureș. Aux environs de Muncelul Mare, on en trouve qui atteignent près de 900 m.

A la constitution de cette région prennent part des formations variées; certaines d'entre elles sont d'origine interne, d'autres sédimentaires, d'autres enfin, métamorphiques:

1. Roches métamorphiques: *a)* Calcaires cristallins; *b)* Roches schisteuses porphyrogènes. Ces roches constituent le socle ancien de la région.
2. Dépots crétacés.
3. » tertiaires.
4. Roches effusives.

Je ne m'occuperai ici que très peu des roches effusives de ma région; elles feront l'objet d'une autre communication.

Aperçu historique. Les premières études géologiques sur la région remontent à environ 120 ans. Le premier voyage d'études est celui de PARTSCH, en 1826. Son travail est cependant resté en manuscrit.

C'est après 1850 que des recherches plus détaillées ont eu lieu. Plus particulièrement vers 1863, quand D. STUR [1]) publie son « Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des südwestlichen Siebenbürgens », et où l'on trouve en grandes lignes la géologie de la région dans le cadre de l'entier Sud-Ouest de la Transylvanie.

En 1863 encore, FR. von HAUER et GUIDO STACHE [2]) font paraître leur travail de synthèse sur les montagnes de la Transyl-

[1]) STUR D. Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des südwestlichen Siebenbürgens. *Jahrbuch der k. k. geol. R.-A.* 1863.

[2]) HAUER und STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.

Institutul Geologic al României

vanie, « Geologie Siebenbürgens ». Cette synthèse se base sur les rapports des géologues ayant fait des levers sur le terrain, en vue de dresser la carte géologique de l'ancien empire autrichien. En ce qui concerne notre région, ils ont disposé, outre les travaux de PARTSCH et de STUR, déjà mentionnés, d'un autre travail de HAUER, publié en 1861, sous le titre de « Geologische Übersichtskarte der Oesterr.-Ungar. Monarchie nach den Aufnahmen der k.k. geol. R.-A., Blatt No. VIII Siebenbürgen. » Dans cet ouvrage, on trouve des appréciations sur les dépôts sédimentaires de la région.

Bien plus tard, en 1900, BLANCKENHORN [1]) fait paraître une étude comparative des différentes formations d'âge crétacé du S et de l'W de la Transylvanie. Dans cette étude, intitulée « Studien in der Kreideformation im südlichen und westlichen Siebenbürgen », l'auteur s'occupe aussi du Crétacé de notre région.

En 1903, IULIUS HALAVATS [2]) exprime dans son travail — « Der geologische Bau der Umgebung von Deva » — des idées sur les problèmes stratigraphiques que cette région pose. L'auteur passe en revue chacune des formations, et les analyse en détail du point de vue stratigraphique et paléontologique. Il présente en même temps des appréciations sur l'origine des eaux carbonatées de Vețel-Bretelin, montrant qu'elles suivent une ligne de fracture.

C'est en 1916 à peine que PAPP [3]) montre dans son travail, « Die Gegend von Bezsan-Branicska und Szuliget im Komitate Hunjad », que les sédiments considérés jusqu'alors comme cénomaniens débuteraient en réalité avec le Gault supérieur.

Depuis 1863, date de publication des travaux de STUR, de HAUER et STACHE, on ne connaît — jusqu'en 1934 — aucun autre ouvrage qui embrasse des problèmes géologiques d'envergure et dans une région qui englobe aussi la nôtre. C'est en 1934 seule-

[1]) BLANKENHORN M. Studien in der Kreideformation im Südl. und Westl. Siebenbürgen. *Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft*, Bd. 52, Verhandl. p. 23—1900.

[2]) HALAVATS J. Der geologische Bau der Umgebung von Deva. *Jahresbericht*, 1903.

[3]) PAPP K. V.: Die Gegend von Bezsan, Barnicska und Szuliget im Komitate Hunyad. *Jahrsbericht*, 1916.

Institutul Geologic al României

ment que paraît, dans l'Annuaire de notre Institut, une étude des formations crétacées de Roumanie » due à MM. les Prof. G. MACOVEI et I. ATANASIU [1]). Dans leur travail, « Evolution géologique de la Roumanie-Crétacé », on trouve une analyse de tous les travaux parus jusqu'à cette date sur le Crétacé de Roumanie, ainsi que des observations personnelles, faites au cours de plusieurs années de recherches sur le terrain.

Roches métamorphiques. a) *Calcaires cristallins.* Ces calcaires, habituellement dolomitiques, se présentent en intercalations dans les roches porphyrogènes, montrant des inclinaisons jusqu'à 70°. HALAVÁTS leur attribue un âge dévonien.

On y observe au microscope des cristaux de calcite à contours irréguliers et au clivage évident. Les grains atteignent souvent de 0,48 à 0,32 mm. Ces calcaires sont utilisés, à Cherghes, Gă-unoasa, Vârful-Măgura, etc., pour la fabrication de la chaux;

b) *Roches schisteuses porphyrogènes.* Les schistes cristallins forment, avec leurs intercalations calcaires, le substratum ancien, sur lequel se sont déposées les formations secondaires et tertiaires. Ils affleurent en des endroits que les anciennes transgressions marines n'ont pas touchés, ou alors là, où la couverture sédimentaire plus récente a été enlevée par l'érosion. Des roches effusives plus récentes, basaltes et andésites, les pénètrent en plus d'un endroit.

Ces roches sont très schisteuses et fortement plissées. L'abondance de la séricite leur communique un aspect brillant. C'est surtout sur les cassures normales à la schistosité que l'on observe souvent des rélictes de quartz ou de feldspath, ce dernier d'un blanc laiteux. Une grande partie de ces roches présente une structure blastopséphitique. La résistance en est tellement faible, que dès les premiers coups de marteau, ces roches se débitent en plaques luisantes et friables. Leur couleur est en général grise, souvent jaune par le développement récent de la limonite. Certaines variétés sont noirâtres grâce à la présence du graphite, d'autres verdâtres, par l'abondance locale de la chlorite.

[1]) MACOVEI G. et ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie: Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XV, 1934.

Institutul Geologic al României

Ces anciennes roches sont très bien développées vers le S; mais on en observe qui, traversant vers le N la vallée du Mureş, affleurent dans les collines de Branişca. Le long du Mureş, elles apparaissent des deux côtés du village de Mintia, jusqu'à Leşnic.

Le ciment de ces roches est constitué par une association de grains de quartz, de feldspath et de paillettes de séricite, qui atteignent des dimensions comprises entre 0,10 et 0,20 mm. Certaines coupes montrent du quartz secondaire, en cristaux rayonnant autour de cristaux plus gros de quartz, feldspath, magnétite, hématite. Les cristaux de quartz et de feldspath offrent des dimensions variables, entre 0,75 et 0,025 jusqu'à 1 et 0,05 mm. La séricite forme des bandes moulées sur les porphyroblastes; elle provient, en bonne partie, de l'altération du feldspath potassique.

Les grains de quartz et de feldspath ont des contours dentelés qui s'engrènent d'un cristal à l'autre. Les minéraux sont alongés, et ceux de première formation sont en voie d'altération.

La séricite est en paillettes alongées, formant des zones suivant la schistosité, zones qui moulent des porphyroblastes de quartz et de feldspath.

La chlorite est de deux sortes:

a) Chlorite en fines plaquettes, à faibles biréfringence, de couleur vert brun ou vert d'herbe; c'est une pénine, plus particulièrement de la péninite négative, provenant de l'altération de la biotite;

b) La deuxième sorte montre des couleurs de polarisation vives (bleu), et un alongement négatif; c'est un clinochlore, plus spécialement de la prochlorite; celle-ci n'apparaît que dans quelques-unes des coupes.

La calcite se présente parfois en gros cristaux irréguliers, montrant des traces de clivages, comme dans les échantillons de Valea Boului. Toutefois, le quartz et le feldspath y prédominent, en proportion de 50 à 60%.

Le pyroxène a été observé dans un seul échantillon provenant de Valea Vâlcezului. C'est de la bronzite, devenue opaque, mais gardant les contours cristallins.

L'apatite est rare, en cristaux alongés, répandus dans la masse de quartz et de feldspath.

Institutul Geologic al României

Le zircon apparaît en pietts grains irréguliers, de 0,005 à 0,0375 mm, parfois avec des formes cristallines alongées, de 0,125—0,075 mm.

Le leucoxène est disposé en petits grains, et il est associé à la magnétite et à la chlorite. Le fait dénote sa provenance aux dépens d'un mica riche en fer et en titane.

Il y a aussi d'autres minéraux, comme la pyrite, la hématite, à côté de la magnétite déjà mentionnée, et qui arrivent parfois à former 5 à 6% de la masse. La pyrite et l'hématite se présentent en cristaux corrodés; les dimensions moyennes en sont de 0,56 mm, et présentent des auréoles de limonite. Celle-ci est disposée en plages suivant la direction de schistosité.

Les porphyroblastes sont formées par le quartz et le feldspath.

Le quartz des porphyroblastes a de fortes dimensions, de 0,2 à 0,15 mm; il présente l'extinction onduleuse, et contient en inclusions des particules fines opaques.

Les feldspaths sont gros, écrasés, et présentent de nombreux centres de séricitisation, points ou fines paillettes provenant de leur altération. Parfois, la calcite s'en sépare également.

Les gros porphyroblastes atteignent de 2,8 à 4,9 mm; ils sont écrasés, et recimentés par du quartz de néoformation, ou par des granules de ciment.

L'orthose est rose. Elle est le plus souvent très séricitisée, et montre un indice de réfraction élevé. Le plagioclase — oligoclase jusqu'à l'andésine — présente fréquemment la macle polysynthétique. Les dimensions des porphyroblastes atteignent en moyenne de 1,26 à 1,68 mm.

GRUBENMANN-NIGGLI [1]) décrivent de semblables types de structure comme le résultat caractéristique du métamorphisme dynamique dans la mésozone et l'épizone. Là, où les nouvelles éruptions n'ont pas influencé la disposition des couches, celles-ci ont à peu près la même orientation, N 30°—60° W, plongeant généralement vers le S de 15 à 35°, rarement de 40°. Cette constance de plongement montre qu'au cours du métamorphisme les couches étaient refoulées du SW au NE.

[1]) I. GRUBENMANN-NIGGLI. Die Gesteinmetamorphose. Berlin, 1924.

Institutul Geologic al României

Roches sédimentaires. *Crétacé.* Les plus anciens sédimenst de la région semblent appartenir au Jurassique et au Crétacé. Il y a une lacune correspondant au Barrémien et à l'Aptien. Puis la série reprend pour continuer durant le Crétacé moyen et supérieur. A la fin du Sénonien on remarque une exondation. Ensuite, la mer revient dans la dépression du Mureș avec le Méditerranéen. Il est probable cependant, en jugeant d'après certains signes, que l'Eocène a existé aussi dans la région, sans toutefois que sa situation en place soit jusqu'à présent précisée.

Le Crétacé inférieur a été reconnu seulement au N du Mureș. Ce sont des sédiments flyschoïdes, grès calcaires, conglomérats, calcaires, plissés et fracturés suivant toutes les directions. Les fissures en sont remplies par de la calcite. Ces formations se trouvent en relation intime avec des mélaphyres et avec les calcaires du urassique supérieur, constituant ensemble un complexe particulier. Je m'en occuperai lors d'une nouvelle reprise de la région. Le facies du Crétacé inférieur est identique à celui des couches de Sinaïa, ce qui permet d'attribuer l'ensemble au Valanginien-Hauterivien.

Le Crétacé moyen comporte deux niveaux bien distincts, et qui sont représentés aussi bien au N qu'au S du Mureș. Dans la région de Deva, le niveau supérieur est marqué par une argile marneuse, tandis que dans le bassin de Leșnic-Dobra le Cristallin est surmonté par une série conglomératique, représentant le même terme, qui est suivi par des grès micacés, argiles et marnes, en alternance.

Le niveau inférieur peut être étudié, au S du Mureș, dans les environs d'Almașul Sec, Bretelin, Căoi, et, au N de la grande rivière, à Fornădia, Sulighete et Târnava. Il comprend trois horizons: l'inférieur, conglomératique, qui recouvre en transgression aussi bien le Crétacé inférieur (quand il est présent), que les schistes cristallins; le deuxième, représenté par des grès siliceux fossilifères; le troisième, de grès calcaires, termine la série.

L'horizon de grès siliceux m'a fourni, aux environs de Târnava, une faune intéressante:

Terebratula dutempleïana D'ORB.
» *biplicata* SOW.
» *moutoniana* D'ORB.

Institutul Geologic al României

Janira phaseola D'ORB.
Trigonia crenulata LAM.
Anomiya papyracea D'ORB.
Aucella volgensis LAHUSEN
Puzosia majoriana D'ORB. etc.

D'autre part j'ai récolté à Almaşul Sec, de grès calcaires, en dehors de nombreuses autres espèces, les formes suivantes:

Serpula ampulacea SOW.
Arca moutoniana D'ORB.
Corbula truncata SOW.
Ostrea columba DESH.
Transylvanella Lamarki ZEK. etc.

Dans les deux endroits, j'ai trouvé, outre des Orbitolines, des restes d'Echinides, etc.

Par contre, l'étude microscopique des coupes des roches appartenant à cette subdivision, ne permet aucune conclusion d'ordre paléontologique.

Le grès calcaire supérieur est formé par des grains de quartz cimentés par du carbonate de chaux. Les grains montrent l'extinction onduleuse et atteignent parfois des dimensions relativement élevées, 1,12 à 1,26 mm. La majorité en sont de faible taille, 0,01 à 0,05 mm. A côté de ces deux composants, on rencontre encore, bien que plus rarement, de la séricite et du feldspath provenant des schistes cristallins.

Le niveau supérieur consiste en une série conglomératique, qui est bien développée dans le bassin compris entre les communes de Leşnic et de Dobra. Au-dessus des conglomérats, s'élève une série de grès et de marnes micacères (« couches de Deva »). En dehors du dit bassin, le complexe se retrouve dans les environs de Deva, des deux côtés du Mureş. A Cozia, dans les blocs appartenant à l'horizon conglomératique, j'ai récolté une série de fossiles indiquant l'âge cénomanien de la transgression; j'en cite, parmi les plus importants, les suivants:

Crassatella regularis D'ORB.
Astarte striata SOW.
Crassatelites vindinensis D'ORB.

Institutul Geologic al României

Pecten orbicularis Sow.
Janira sp.
Turitella disjuncta Zek.
Melania armilata Münst.
Scalaria sp.
Paludina carbonaria Röm.
Dentalium sp.
Baculites sp.
Schloembachia varians Sow. etc.

Halaváts (loc. cit.) avait déjà donné une liste de fossiles, animaux et végétaux, provenant du Pârâul Măgheruța, et qui indique aussi un âge cénomanien et turonien:

Anomia papyracea d'Orb.
Inoceramus labiatus Schloth.
Baculites néocomiensis d'Orb.
» *baculoides* d'Orb.
Scaphites cf. *aequalis* Sow.
Turilites costatus Sow.
Hoplites feraudianus d'Orb.
Litoceras sp.
Schloembachia varians Sow.

Parmi les végétaux:

Pecopteris linearis Sternbg.
Geinitzia cretacea Endl.
Widrintonix fastigianus Endl.
Comptonites antiquus Nilss.
Salvertia transylvanica Ung.
Philites sturi Ung.

Ces couches sont à attribuer au Cénomanien-Turonien et au Sénonien; elles constituent un complexe continu de dépôts au milieu duquel le passage entre les étages se fait insensiblement. La même observation est à faire aussi pour la zone périphérique des « strates de Deva », qui est représenté dans notre région seulement à Cherghes, Muncelul Mic et Găunoasa.

Dans les environs de Cherghes, ce complexe surmonte, à l'W, les schistes cristallins, et à l'E prend contact suivant une

Institutul Geologic al României

fracture avec les « strates de Deva », sous un facies de mer profonde. On y remarque, à la base, une couche à Actéonelles, suivie par un banc de conglomérats et, au-dessus de celui-ci, un horizon gréseux un peu micafère. L'épaisseur du paquet atteint 425 m, dont les premiers 250 m appartiennent à l'horizon inférieur, les 125 m suivants aux conglomérats et les derniers 50 m aux grès supérieurs.

L'horizon inférieur à Actéonelles m'a fourni de nombreuses formes:

Serpula ampulacea SOW.
Vola inconstans SHARPE.
Ostrea sp.
Radiolites socialis D'ORB.
Opis elegans D'ORB.
Nerinea incavata BRONN.
» *nobilis* GOLDF.
» *titan* SHARPE.
Eulima tabulata ZEK.
Turritella fitonata MÜNST.
Omphalia kefersteini ZEK.
Transylvanella lamarki (ZEK.) AT.
» *abreviata* (PHIL.). AT.
Actaeonella conica ZEK.
» *glandulina* STOL.
Cerithium sturi STOL.
» *rotulare* STOL.
» *variolare* STOL.
Pachydiscus sp.

L'horizon conglomératique n'est pas fossilifère; en revanche les grès supérieurs offrent des fossiles très bien conservés, dont voici quelques-uns :

Serpula ampulacea SOW.
Velopecten Studeri PICTET et ROUX.
Ostrea sp.
Nerinea incavata BRONN.
Turrilites aff. costatus LAM.
Nowachites pailleteanus SPATH.

Institutul Geologic al României

Kossmaticeras galicianum FAVR.

Parapachydiscus neubergicus V. HAUER

Ces formes dénotent le Sénonien supérieur.

L'étude microscopique des roches de ce complexe ne m'a occasionné aucune conclusion d'ordre paléontologique.

Le Tertiaire. Les sédiments d'âge tertiaire occupent dans la région étudiée, des surfaces limitées, au N, par les éruptions andésitiques de Săcărâmb. Les limites de la partie occidentale sont irrégulières formant une ligne sinueuse suivant les collines au Sud de Deva, Cozia, Almașul Sec, Popești. Plus au S la limite du Tortonien s'avance vers l'Ouest jusqu'au village Ulmi, d'où elle se dirige vers Hunedoara. A l'E, mes recherches s'étendent jusqu'à la voie ferrée Simeria-Hunedoara.

A l'intérieur de l'espace ainsi délimité, le Tertiaire est représenté par des dépôts sarmatiens et tortoniens, séparés entre eux par un mince horizon de conglomérats.

Ces deux étages se distinguent l'un de l'autre aussi bien par le facies pétrographique, que par leur faune.

Le Tortonien est formé par des dépôts variés, lagunaires ou de mer peu profonde, représentés par des conglomérats, grès sableux, grès organogènes, marnes et argiles sableuses à lentilles de gypse. Cet étage forme une zone étroite à l'W des dépôts sarmatiens, zone qui s'appuie sur le Crétacé, ou sur le Cristallin. Il forme le support du Sarmatien et réapparaît à l'E de la rivière Cerna; ici le Sarmatien enlevé par l'érosion, laisse apparaître des argiles sableuses tortoniennes, contenant au N du village Buituri, la faune tortonienne bien connue.

Le facies littoral est représenté par des cailloutis à gros éléments très faiblement cimentés, bien roulés, de quartz gris ou rose atteignant jusqu'à 15 cm diam. En dehors de ces éléments, on y rencontre des éléments calcaires provenants des dépôts jurassiques et du Crétacé moyen et supérieur, se présentant comme des fragments anguleux ou arrondis, et aussi des éléments de schistes cristallins.

Ce facies se développe à la base de l'étage au contact du substratum.

Le facies récifal est formé par des apparitions d'îlots constitués d'agglomérats d'Ostréidés parmi lesquels peuvent être

Institutul Geologic al României

déterminés: *Ostrea crassissima* LAM., *O. digitalina* DUB., *O. gingensis* SCHLOTH. etc.

Ce facies se rencontre surtout dans les environs du village Răcaştia, sous forme d'apparitions qui sont recouvertes par les sédiments sarmatiens.

Le faciès lagunaire apparaît sur les bords du bassin, surmontant les cailloutis de base, étant représenté par des marnes sableuses à intercalations de cynérites et de gypses. Dans ces marnes, on rencontre souvent des fragments d'Ostréidés parmi lesquels s'observent parfois des exemplaires de *Ostrea crassissima* LAM., *O. digitalina* DUB. etc.

Les intercalations de gypses sont assez fréquentes, de sorte que dans la vallée du Cârjeţi, dans le chemin vers Almaşul Sec, on peut en observer trois. Des intercalations semblables apparaissent aussi à Almaşul Sec, Popeşti, Valea Nandrului, au SW de Nandru au-dessous du sommet du Leşăul.

Le Tortonien est aussi bien développé au N de Mureş qu'au N, avec la particularité que les facies diffèrent par l'absence de formations récifales, montrant par contre, l'horizon de marnes rouges peu conglomératiques, qui sont caractéristiques pour le Tortonien des Monts Apuseni.

Au sommet du Sulighet, j'ai rencontré des grès sableux, à fragments d'Ostréidés, et INKEY [1]) cite dans les environs du village Vormaga, en dehors d'intercalations de gypses, les formes suivantes:

Ostrea cochlear POLI
Pecten cf. *besseri* ANDREJOWSKY
» *leythaianus* PARTSCH

Le Sarmatien suit en concordance au Tortonien et occupe le centre du bassin entre Deva et Hunedoara. Il est représenté partout par des roches peu cimentées, marnes, grès sableux et calcaires, parfois par des grès conglomératiques. Le plus souvent, les grès sont sableux et friables et les fossiles se dégagent facilement; mais ceux-ci sont très minces, dépourvus de toute résistance, si bien que leur récolte est extrêmement malaisée.

[1]) INKEY BELLA. Nagyag und seine Erzlagerstätten. Herausgegeben von der Kgl. Ung. Naturw. Gesellschaft. *Földt. Közl.* Vol. XVIII.

Institutul Geologic al României

La friabilité des roches de l'étage rend les ravinements très fréquents, et les alternances de roches argileuses donnent très souvent naissance à des glissements de terrain.

Une autre difficulté dans l'étude de cet étage provient de variations des facies pétrographiques à faible distance ce qui est également le cas du Tortonien.

En ce qui concerne la succession des couches de ces bassins, on peut affirmer le passage échalonné du Tortonien au Sarmatien par une régression partielle du Sarmatien le plus inférieur, au moment où se produit un léger adoucissement des eaux.

L'horizon le plus inférieur est représenté par des cailloutis avec des minces couches de sable et de marnes sableuses auxquels succèdent des grès sableux faiblement cimentés, puis des marnes blanches, que j'ai nommées « horizon » de marnes de la vallée du Bejan, horizon qui peut être observé dans tous les affleurements plus importants.

A sa partie supérieure, le Sarmatien est représenté par des sables et des grès sableux, sous lesquels apparaissent parfois les sommets de récifs d'Ostréidés tortoniens.

Au sujet de la faune contenue dans ce Sarmatien, les auteurs antérieurs citent une série de fossiles, qui, n'ayant aucune indication sur leur point de provenance, ne peuvent pas contribuer en toute certitude à établir l'âge de chaque horizon.

J'ai commencé une étude dans ce sens et, pour les raisons exposées ci-dessus, je me limiterai à des appréciations basées sur les formes recueillies, le reste devant être présenté ultérieurement, dans une étude détaillée.

Je crois qu'il faudrait reviser les nombreuses formes nouvelles, citées par GALL, recueillies dans les environs de Răcăştia. GALL cite une série de formes qui rappellent, les unes, le Tortonien, les autres, le Sarmatien, tout en observant la disparition des formes tortoniennes typiques. On remarque partout, dans les sables reposant sur ce complexe, des exemplaires de *Ervilia podolica* var. *dissita* EICHW. et souvent de *Ervilia trigonula* SOKOL.

Dans l'horizon de marnes de la vallée du Bejan, au-dessus de ces sables, j'ai trouvé souvent *Cardium ruthenicum* HILB., *Syndesmia reflexa* EICHW., etc.

Institutul Geologic al României

Au-dessus de l'horizon de marnes de la vallée du Bejan se trouve une couche de grès sableux d'où j'ai extrait:

Ervilia podolica EICHW.
» » var. *dissita* EICHW.
Cardium vindobonense (PARTSCH) LASK.
Tapes gregarius PARTSCH
Donax dentiger EICHW.
Mactra vitaliana D'ORB.
Mohrensternia angulata EICHW.
» *inflata* ANDR.
Bulla lajonkaioreana BAST.
Cerithium pictum DEFR. etc.

Il se dégage de la considération de ce tableau, que tous les endroits fossilifères du Sarmatien du Bassin de Deva-Hunedoara fournissent des formes bugloviennes, volhyniennes et bessarabiennes, tandis que celles du Sarmatien supérieur sont absentes.

La majorité des formes de la partie supérieure du Sarmatien plaide pour l'âge volhynien. Seule la présence de la forme *Mactra vitaliana* D'ORB. qui marque à l'extérieur de l'arc carpatique, le Bessarabien, doit encore être discutée.

Conclusions

Les faits analysés plus haut permettent plusieurs conclusions, qui peuvent être résumées ainsi:

L'établissement dans le Cénomanien, sur des bases pétrographiques et paléontologiques, de deux phases de sédimentation. La première débute par des conglomérats recouvrant directement le Cristallin et le facies Flysch, la série se continuant par l'horizon du grès siliceux et celui du grès calcaire. La deuxième phase commence encore par des conglomérats, à Leşnic, Săcămaş, etc., qui sont suivis par une alternance de grès micafères et de marnes.

L'étude des fossiles montre que la transgression commence avec le Gault supérieur et continue dans le Cénomanien; nous sommes donc en présence d'une transgression vraconienne.

Le Cénomanien s'établit avec le grès calcaire, qui offre à Almaşul Sec *Ostrea columba* DESH.

Institutul Geologic al României

La série turon-sénonienne dénote par ses fossiles une continuité faunistique du Turonien au Sénonien.

Dans le bassin de Leşnic, plus exactement dans la vallée du Pârâul Făgeţel, près de l'église du village, j'ai noté une intercalation de basalte dans les couches de Deva, épaisse d'environ 4 m. Sur ce basalte se trouve une couche de conglomérats, à éléments de schistes cristallins, épaisse de 10 à 15 cm; ceci dénote que la venue des laves a eu lieu dans une région très proche du rivage. Au-dessus, la série des couches de Deva reprend.

Les mouvements de la fin du Crétacé inférieur se traduisent par la discordance du Crétacé moyen.

Le bassin cénomanien de Leşnic-Dobra montre des signes de pressions de deux côtés, de l'E et de l'W, qui ont donné une série de synclinaux et d'anticlinaux.

Les vallées se sont établies d'habitude dans les anticlinaux, arrivant grâce au creusement, jusqu'au substratum cristallin (Valea Largă). Il n'y a que dans les portions marginales du bassin que la direction des plis est un peu dérangée au contact des schistes cristallins. D'autres dérangements se remarquent dans les endroits intéressés par les éruptions.

Après le dépôt du Cénomanien, la région a subi des mouvements épirogéniques, qui se sont renouvelés pendant le Sénonien moyen et à la fin de ce Sénonien, en provoquant l'extension de plus en plus marquée de la mer.

Après le Sénonien, des mouvements orogéniques provoquent la tectonisation du Crétacé et de son support cristallin.

Les mouvements post-sénoniens ont été bien plus accusés que les précédents; ils ont déterminé la naissance de lignes de fracture importantes, qui ont occasionné des affaissements de certains compartiments des bassins sédimentaires. Dans la région de Cherghes-Căoi-Bretelin, une ligne de fracture amène le Cénomanien supérieur-Turon-Sénonien à un niveau inférieur à celui des dépôts cénomaniens inférieurs.

A Bretelin, dans la portion où le Cénomanien inférieur affleure, se dessine un affaissement intéressant un compartiment du complexe des couches de Deva.

D'une façon générale, la région a subi d'abord des plissements hercyniens, accusant dans les schistes cristallins, des poussées du

Institutul Geologic al României

SW au NE; c'est alors que l'éperon de Branişca a pris naissance.

Pendant le Crétacé inférieur, la région fut reprise par les mouvements de la phase austrique.

Au début du Vraconien, des mouvements épirogéniques négatifs, qui s'accentuent lors du dépôt des couches de Deva.

Pendant le Turonien, nouvelle transgression culminant au milieu du Sénonien pendant le Campanien, et qui fut suivie par le dépôt de grès micafères à *Parapachydiscus neubergicus* v. HAUER, du Maestrichtien.

Après le Crétacé a lieu le dépôt du Méditerranéen, représenté par des sédiments semblables à ceux du bassin de Vienne. Il est cependant très probable que la région a été antérieurement atteinte par la mer éocène, en jugeant d'après les blocs de grès à Nummulites, trouvés dans Pârâul Vintingului, et dont il serait nécessaire de pouvoir établir l'endroit de provenance.

Les manifestations volcaniques ont eu lieu — en exceptant celles du Crétacé moyen — après le dépôt du Méditerranéen. Elles ont provoqué la minéralisation des schistes cristallins, et c'est à elles que se rattachent les sources d'eau carbonatées de Valea Vetelului, Valea Căoiului et Valea Bretelinului.

Prennent part aux discussions MM.: G. MACOVEI, I. ATANASIU, ST. CANTUNIARI, G. MURGEANU, M. SOCOLESCU, AL. CODARCEA.

Séance du 7 février 1941

Présidence de M. N. FLOROV.

— M. N. CERNESCU et M-elle FL. POPEA. — **Le contenu en humus et les valeurs du rapport C:N dans les profils des types zonaux de sol en Roumanie** [1]).

Séance du 11 février 1941

Présidence de M. G. MACOVEI.

Invités: MM. D. M. PREDA, I. ATANASIU, I. BANCILA.

[1]) Publié en roumain avec résumé en allemand, dans « *Studii Technice şi Economice* », Seria C (Ştiinţa Solului) Nr. 7, Bucureşti, 1941.

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI 60227 - 3

— M. D. M. PREDA. — **Les couches à Inocérames des Monts Perşani.**

Sur le versant est des Monts Perşani, d'un côté et de l'autre du défilé de l'Olt, se trouvent des dépôts crétacés qui contiennnent à leur partie supérieure, une assez riche faune d'Inocérames.

Ces dépôts fossilifères ont été pour la première fois signalés par HERBICH [1]), dans le ruisseau d'Ormeniş, qui traverse le village du même nom.

D'après cet auteur, les couches à Inocérames ressemblent, du point de vue pétrographique, au Plăner de Bohême et, en partie, aux marnes crétacées des environs de Lemberg.

La présence de ces couches au-dessus de l'importante masse de conglomérats, qui constitue le versant est des Monts Perşani, a permis à HERBICH de les attribuer au Crétacé. Auparavant, elles étaient considérées comme éocènes par HAUER [2]), qui les avaient comparées — sans aucune raison d'ailleurs — aux grès de Vlădeni, dans lesquels il avait trouvé quelques Nummulites.

Bien que ces marnes soient très riches en fossiles, on réussit assez difficilement d'en extraire des exemplaires complets. Frappées au marteau, elles ne se laissent pas débiter d'après leur plan de stratification; au contraire, on n'obtient que des morceaux anguleux et irréguliers, et des fragments de fossiles.

HERBICH a réussi quand même à ramasser de ces dépôts une assez belle collection de fossiles, qui se trouve dans le Musée transylvain de Cluj. Une détermination sommaire lui a permis d'attribuer les couches en question au Crétacé supérieur [3]).

Plus tard, M. I. SIMIONESCU a réexaminé une partie de cette collection, à Vienne, où elle lui a été envoyée par feu le Prof. SZADECZKI. Les déterminations de M. I. SIMIONESCU sont certainement, plus exactes que celles de HERBICH qui, d'après le propre témoignage de leur auteur, n'avaient qu'un caractère provisoire.

---

[1]) HERBICH FR. Das Szeklerland. *Jahrb. der k. ung. geol. R.-A.* Bd. V 2-tes Heft. Budapest, 1878.

[2]) HAUER FR. und STACHE G. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1873.

[3]) HERBICH FR. Über Kreidebildungen der siebenbürgischen Ostkarpathen. *Verh. der k. geol. R. A.* Wien, 1886.

Institutul Geologic al României

En reprenant les formes reconnues par HERBICH, M. I. SIMIONESCU est arrivé à la conclusion que les couches qui les contiennent appartiendraient au Turonien, au Sénonien et au Danien. Il est arrivé à cette opinion, en comparant les fossiles déterminés par lui à ceux qu'on trouve dans le Turonien de l'Allemagne, dans le Sénonien du SE de la France, et dans le Danien de la Mancha Real de l'Espagne [1]).

Plus tard, MM. MACOVEI et ATANASIU [2]), examinant la liste de fossiles établie par M. I. SIMIONESCU, expriment l'idée que ceux-ci témoignent la présence du Turonien *(Inoceramus brogniarti, I. labiatus, I. latus, I. undulatus* et *I. cuvieri)*, du Coniacien *(Inoceramus involutus, Pachydiscus buderi). Parapuzosia gaudama* et du Santonien *(Inoceramus digitatus, Gaudryiceras mite)*.

Les dernières années, nous avons exécuté des levers géologiques plus étendus dans la région. Nous y avons constaté que l'affleurement des couches à Inocérames n'est pas confiné uniquement dans la vallée de l'Ormeniș; bien au contraire, ces couches occupent des surfaces assez considérables, aussi bien au nord qu'au sud du défilé de l'Olt, sur les territoires des villages Racoșul-de-Sus, Ormeniș et Augustin.

Ayant en vue la situation stratigraphique, et l'endroit d'où HERBICH a récolté les fossiles déterminés par M. I. SIMIONESCU, nous avons eu, dès le début, l'impression que les conclusions des précédents auteurs concernant l'âge de ces couches ne peuvent pas être entièrement acceptées.

Afin de discuter plus utilement cet âge, nous croyons utile de présenter une analyse de la répartition stratigraphique des fossiles reconnus par les auteurs précédents, et de ceux que nous y avons nous-mêmes recueillis.

Ces derniers, dont nous donnons la liste plus loin, ont été déterminés par M. V. PAPIU, géologue à l'Institut Géologique de Roumanie, et qui a eu la possibilité d'utiliser, dans ce but, la bibliographie paléontologique, parue ultérieurement aux études de

[1]) SIMIONESCU I. Fauna cretacică superioară de la Ürmös. (Transilvalnia) Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi, Tom. I. (1898—1900) No. 4, pg. 237—274, București 1899.

[2]) SIMIONESCU I. Die obercretacische Fauna von Ürmös. *Verh. der k. k. geol. R. A.* Wien, 1899.

Institutul Geologic al României

HERBICH et de M. I. SIMIONESCU. Ses déterminations regardent seulement les Inocérames; les autres restes, appartenant à des formes d'autres classes et familles, étaient assez mal conservés.

Stratigraphie. Nous avons montré à une autre occasion [1]) que le versant est des Monts Perşani, d'un côté et de l'autre de l'Olt, est constitué par une imposante masse de dépôts crétacés, qui occupent une position transgressive par rapport aux formations de la zone centrale de cette chaîne.

La série crétacée commence par des schistes marno-argileux, découverts dans la vallée du ruisseau Karhaga, affluent de l'Olt sur sa droite.

D'après les fossiles récoltés dans ces couches (*Lytoceras subfimbriatum* D'ORB. *Phylloceras infundibulum* D'ORB., *Holcodiscus incertum* D'ORB., *Hoplites (Pseudobelus) transilvanicus* JEKELIUS, *Belemites bipartitus* D'*Orb.*, etc.), nous sommes arrivés à la conclusion que les dépôts en question doivent être attribués à l'Hauterivien.

Plus tard, MM. MACOVEI et ATANASIU [2]), en partant de ces mêmes fossiles mentionnés par nous, ont réparti ces couches entre l'Hauterivien et le Barrémien.

Il est à constater toutefois que quelques-uns de ces fossiles se rencontrent aussi bien dans le Valanginien que dans l'Hauterivien, tandis que d'autres, se trouvent autant dans l'Hauterivien que dans le Barrémien. Mais, considérant que *Holcodiscus incertum* D'ORB. est connu seulement dans l'Hauterivien et ayant en vue que tous les fossiles cités ont été récoltés dans une seule couche, qui ne dépasse guère 2 m d'épaisseur, nous nous trouvons dans la situation de ne pas accepter les conclusions des auteurs précités. Nous nous tenons donc, en ce qui concerne l'âge de ces couches, à nos conclusions antérieures. D'ailleurs, il n'y a pas de doute que le Barrémien a dû se déposer lui aussi dans la région, étant donné que celle-ci se rattache à la même province paléogéographique que les régions de Braşov et de Dâmbovicioara,

[1]) PREDA D. et JEKELIUS E. La faune néocomienne du défilé de l'Olt dans les Monts Perşani *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XX, Bucarest, 1905.

[2]) MACOVEI G. et ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie Crétace. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XVI. Bucureşti, 1937.

Institutul Geologic al României

où cet étage est bien développé sous un facies ammonitique. Son absence dans le défilé de l'Olt peut s'expliquer, soit par des actions de dénudation, survenues avant la transgression du Crétacé moyen, soit par des étirements et laminages des couches, par voie tectonique.

Au-dessus du Crétacé inférieur s'installe, en transgression, une imposante masse de conglomérats du type des conglomérats de Bucegi, de Zăganu et de Ceahlău. Ces conglomérats supportent des grès massifs, recouverts à leur tour par des couches à Inocérames. Cette masse, qui dépasse de beaucoup 1.000 m d'épaisseur, appartiendrait au Gault, au Cénomanien, au Turonien et au Coniacien.

Etant donné l'absence de fossiles, l'uniformité des dépôts et leur concordance stratigraphique, il est impossible de tracer des limites précises entre ces étages. Toutefois, il est intéressant de constater que les conglomérats de base reposent, par leur flanc ouest, sur un Néocomien à facies ammonitique de Dâmbovicioara, et, qu'au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la zone centrale des Perşani, les conglomérats se trouvent toujours en transgression, mais au-dessus d'un Néocomien à facies de couches de Sinaïa. C'est un fait qui a une signification tectonique tout à fait intéressante, que nous essayerons d'interpréter à une autre occasion.

La série crétacée moyenne et supérieure est plissée. On y remarque quelques anticlinaux et synclinaux, orientés NW-SE, l'axe des synclinaux étant occupé par des couches à Inocérames, ou par des dépôts tertiaires.

A mesure qu'on s'éloigne de la zone centrale des Monts Perşani, les synclinaux accusent une tectonique particulière: leur flanc oriental se redresse jusqu'à la verticale et présente même un chevauchement vers l'W, c'est-à-dire vers l'axe du synclinal. En même temps, quelques-unes des formations de ce flanc redressé sont totalement ou partiellement laminées; il arrive ainsi que le Néocomien à facies de Sinaïa prend contact avec des termes différents de la série crétacée moyenne et supérieure, le long de failles profondes.

Pour mieux préciser la position des couches à Inocérames, considérons deux coupes géologiques, qui permettent de suivre les rapports de ces couches avec les formations environnantes.

Institutul Geologic al României

La première coupe intéresse le synclinal crétacé de Racoșul-de-Sus, situé au N. de la vallée de l'Olt.

Les conglomérats cénomaniens du flanc ouest de ce synclinal passent graduellement, à leur partie supérieure, à des grès massifs; ces grès ressemblent à ceux de Râșnov et de Tohanul Vechiu (HERBICH), ainsi qu'à ceux de Podul-Cheii, du Bassin de Dâmbovicioara, qui ont été attribués au Cénomanien. Ce sont des grès calcaires, plus souvent quartzeux, disposés en bancs de quelques mètres d'épaisseur, séparés par de minces couches d'argiles et de marnes.

Ils supportent en concordance un paquet de couches, d'une épaisseur totale d'environ 150—200 m, consistant en une alternance de grès friables, de marnes, d'argiles et de conglomérats à petits éléments, que, pour des raisons que nous indiquerons plus loin, nous attribuons au Turonien. D'ailleurs, à Zărnești, à Tohanul Vechiu, et à Râșnov une série semblable, se trouvant dans une position stratigraphique similaire, a été attribuée par JEKELIUS aussi au Turonien [1]).

Au-dessus de celui-ci, et en parfaite concordance, suivent les couches à Inocérames, ayant une épaisseur totale d'environ 150—200 m. Ces couches sont représentées par des marnes gris clair, souvent gréseuses, à cassure anguleuse, disposées en plaquettes, dont l'épaisseur varie autour de quelques centimètres. Vers la base de la série s'intercalent des couches de grès, souvent glauconieux, et quelques bancs de conglomérats.

Ces conglomérats diffèrent totalement des conglomérats Albien-Cénomanien. Ils sont en effet constitués presque exclusivement par des éléments de quartzites de diverses couleurs, parfaitement arrondis et très uniformes en ce qui concerne leurs dimensions; ils ne dépassent pas en général 4 cm de diamètre.

Les marnes renferment des fossiles, représentés par des Ammonites, des Gastropodes, des Echinides et des Lamellibranches, surtout des Inocérames. Au microscope on voit des Rosalines en abondance.

[1]) JEKELIUS E. Das Gebirge von Brașov. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XIX, Buc., 1937.

Institutul Geologic al României

Il est intéressant de constater que tous ces fossiles sont cantonnés dans les deux tiers inférieurs de la série; du moins nous n'en avons jamais trouvé dans sa partie supérieure.

Si l'on examine le flanc est du synclinal, on constate que les conglomérats Albien-Cénomanien se trouvent en contact avec un Néocomien à facies de Sinaïa. Une importante ligne de faille les sépare, le long de laquelle les couches de conglomérats sont fortement redressées et laminées. On constate, par exemple, que l'épaisseur de la série Albien-Cénomanien, qui dans le flanc ouest du synclinal dépasse 1.000 m, est réduite dans son flanc est à environ 250 m d'épaisseur.

Des paquets entiers de couches appartenant à cette série, reconnus dans le flanc ouest du synclinal, comme par exemple l'horizon des grès massifs cénomaniens, de même que l'horizon que nous avons attribué au Turonien, sont absents dans le flanc oriental du synclinal. On constate aussi que l'épaisseur de la formation à Inocérames est plus réduite que dans le flanc ouest.

L'axe de ce synclinal est occupé par le Pliocène supérieur, représenté par des diatomites, argiles, sables, et par des calcaires d'eau douce bitumineux.

La deuxième coupe géologique suit le cours du ruisseau d'Ormeniș. On y constate la présence d'un deuxième synclinal, orienté également NW-SE.

Le flanc ouest de ce synclinal présente une allure tout à fait normale. On y trouve la même série stratigraphique que dans le flanc ouest du synclinal de la coupe précédente. Les couches à Inocérames, ayant le même aspect pétrographique, présentent un pendage régulier de quelques degrés vers le NE.

Le flanc est du synclinal est fortement dérangé: les conglomérats Albien-Cénomanien, ainsi que le Turonien, sont laminés le long d'une faille, de sorte que le Néocomien (couches de Sinaïa) se trouve en contact direct avec les couches à Inocérames.

Au milieu du ruisseau d'Ormeniș, dans le village même d'Ormeniș, affleure un paquet de marnes ayant une épaisseur de 5—6 m, qui est chevauché par le Néocomien. Celui-ci contient une quantité impressionante de fossiles, surtout des Inocérames. Presque la totalité des fossiles récoltés par HERBICH et par nous-mêmes, provient de cet endroit.

Institutul Geologic al României

L'axe du synclinal est occupé par des conglomérats à petits éléments, dans lesquels se trouvent remaniées les marnes fossilifères sous-jacentes. Il est difficile, faute de fossiles, de nous documenter sur l'âge de ces conglomérats. Il est peu probable qu'ils appartiennent au Pliocène. Celui-ci se trouve en effet bien développé aux alentours, mais sous tout un autre facies, et très riche en fossiles. On pourrait peut-être mieux attribuer ces conglomérats à l'Eocène.

L'âge des couches à Inocérames. Une fois établies les relations entre ces couches et les formations qui les encadrent, nous passerons en revue les fossiles les plus importants, recueillis dans cette formation. Comme nous l'avons dit, ces fossiles ont été récoltés en partie par HERBICH et déterminés par M. SIMIONESCU; d'autres proviennent de nos propres récoltes, étudiées par M. V. C. PAPIU. Nous en avons dressé la liste ci-jointe, qui nous aidera à fixer plus exactement la position de cette formation dans l'échelle stratigraphique.

Inoceramus labiatus SCHL., reconnu par HERBICH et MM. SIMIONESCU et PAPIU, est mentionné par WOODS[1]) dans le Turonien inférieur et moyen. Le même auteur cite ROWE, qui le mentionne dans l'Emschérien inférieur, dans la région de Douvre.

Inoceramus inconstans WOODS, déterminé par M. PAPIU, apparaît dans la partie terminale du Turonien (zone à *Holaster planus*) et s'élève jusqu'au Campanien.

Inoceramus lamarcki PARK, avec toutes ses variétés, se promène du commencement du Turonien jusqu'au Coniacien inclusivement. Il n'est nulle part connu plus haut que cet étage. La forme *Inoceramus lamarcki*, var. *cuvieri* SOW., reconnue à Ormeniș par MM. SIMIONESCU et PAPIU, se trouve dans le Turonien supérieur et le Coniacien.

Inoceramus sublabiatus MÜLLER, déterminé par M. PAPIU, a été reconnu par MÜLLER seulement dans le Coniacien.

---

[1]) WOODS H. The evolution of Inoceramus in the Cretaceous period. *Quart. Journal. Geol. Soc. London*, vol. LXVIII. London, 1912.

WOODS H. A monograph of Cretaceous Lamellibranches of England. *Paleont. Soc.*, Vol. III, part. VII. London.

Institutul Geologic al României

Inoceramus cfr. *involutus* Sow., reconnu par M. Papiu, est très proche de la forme, *Inoceramus involutus* Sow., qui est caractéristique pour le Coniacien.

M. Simionescu mentionne la présence d'*Inoceramus latus* Sow., qui se trouve dans le Turonien supérieur seulement, dans la zone à *Holaster planus*.

Ayant en vue la répartition verticale des fossiles cités plus haut, il résulte que les couches à Inocérames peuvent être attribuées au Turonien supérieur (zone à *Holaster planus*) et au Coniacien (zone à *Micraster cortestudinarium* et *Inoceramus involutus*, et zone à *Micraster coanguinum*).

La présence du Santonien est discutable, bien que possible. Elle a été affirmée d'après un reste de *Gaudryceras mite*, déterminé par M. Simionescu, et d'après *Inoceramus digitatus*, cette dernière forme mentionnée par MM. Macovei et Atanasiu.

En ce qui concerne *Gaudryceras mite*, il reste à voir si la détermination n'est peut-être qu'approximative, étant donné qu'elle a été faite sur un fragment assez incomplet, et sans pouvoir en examiner la ligne suturale.

Inoceramus digitatus, dont la présence indiquerait le Santonien, a été cité par MM. Macovei et Atanasiu uniquement par mégarde, car il ne se trouve ni dans la liste des fossiles donnée par M. Simionescu, ni dans celle de Herbich, auxquels se rapportent les deux auteurs.

Pour affirmer l'existence du Santonien on pourrait se baser sur la présence, à Ormeniș, d'*Inoceramus balticus*, qui est cité par Woods dans le Santonien et Campanien. Il semble toutefois qu'il faut procéder avec beaucoup de prudence avec cette forme, vu que sa valeur stratigraphique est loin d'être prouvée.

Dans une publication récente, Nagao et Matumoto [1]) attirent l'attention sur le fait que cette forme est très variable, de sorte qu'on ne peut en réaliser une détermination précise qu'à la condition de connaître à fond toutes les espèces d'Inocérames.

En conclusion, étant donné le fait que dans la partie supérieure des marnes nous n'avons pas trouvé des fossiles, il est

[1]) Nagao et Matumoto. A monograph of the cretaceous Inoceramus of Japan. *Journ. of Sc. Hokkaido Imp. Univ.*, s. IV, v. VI (1), 1940.

Institutul Geologic al României

possible que, dans cette partie de la série, le Santonien soit partiellement représenté. En aucun cas, toutefois, on ne saurait affirmer l'existence du Campanien et du Danien, comme le fait M. SIMIONESCU. Ce savant estime que les formes *Cardiaster pseudoitalicus* n. f., et *Stenonia tuberculata* DEFR., indiqueraient la présence du Danien.

Nous trouvons que ces deux formes ne peuvent pas être des arguments suffisants pour affirmer l'existence de cet étage. *Stenonia tuberculata* n'est pas caractéristique pour le Danien. D'autre part, on ne peut pas se baser sur la présence d'une forme nouvellement créée, pour affirmer l'existence d'un étage, s'il s'agit des couches mêmes dans lesquelles cette forme a été récoltée. C'est justement le cas de *Cardiaster pseudoitalicus* n. sp. SIMIONESCU, que son auteur considère caractéristique pour le Danien, à cause de sa grande ressemblance à *Cardiaster italicus*.

En ce qui nous concerne, *Cardiaster pseudoitalicus* ne peut pas caractériser le Danien, car nous l'avons trouvé dans le même banc fossilifère, du ruisseau d'Ormeniș, dans lequel nous avons récolté *Inoceramus labiatus*, *I. latus*, *I. inconstans* etc. D'ailleurs, il y a aussi d'autres raisons qui nous obligent à exclure le Campanien, le Maestrichtien et le Danien de la série crétacée de la région.

Il est depuis longtemps connu, par les travaux d'HERBICH, et récemment par les travaux de M. JEKELIUS, que dans les environs de Tohanul Vechiu, qui se trouve dans la partie méridionale de la chaîne des Monts Perșani, existe une série crétacée analogue à celle d'Ormeniș—Racoșul de Sus.

A Tohanul vechiu on a trouvé des fossiles seulement dans la partie supérieure de la série; il s'agit de *Belemnitella mucronata*, qui indique la présence du Campanien. Dans sa partie inférieure, M. JEKELIUS constate des couches sans fossiles mais ressemblantes, au point de vue pétrographique, à celles d'Ormeniș. Etant donné leur concordance stratigraphique, cet auteur attribue ces couches au Turonien et au Sénonien, plus précisément au Santonien.

Ces mêmes couches affleurent dans le ruisseau dit Brebina Mare, à l'W de Tohanul Vechiu. Nous les avons trouvées nous-mêmes, à l'occasion d'une excursion dans ces endroits. Ces couches sont identiques, au point de vue pétrographique, à celles

Institutul Geologic al României

Pliocène supérieur		Diatomites à *Cardium fuchsi* argiles, sables, calcaire, d'eau douces à *Hydrobia, Neritina, Vivipara*
Discordance		
Eocène		Conglomérats à petits éléments et fragments de roches sous-jacentes
Discordance		
Santonien		Couches à Inocérames
Coniacien	Zone à *Micraster coranquinum*	
	Zone à *Terebratulina lata*	
Turonien	Zone à *Holaster planus*	
	Zone à *Terebratula lata*	Grès friables, des marnes, des argiles, conglomérats à grains menus.
	Zone à *Rhynchonella cuvieri*	
Albien — Cénomanien		grès massifs. conglomérats massifs à grands blocs
Discordance		
Néocomien	Hauterivien	facies ammonitique de Dâmbovicioara, dans la zone centrale des Mts Perşani
	Hauterivien	facies « Couches de Sinaïa » dans la zone externe des Mts Perşani

Institutul Geologic al României

du défilé de l'Olt, et se trouvent dans la même position stratigraphique par rapport aux roches sous-jacentes. Elles nous ont fourni à cette occasion quelques restes d'Inocérames.

Cet horizon inférieur, que M. JEKELIUS appelle l'« horizon de transition » (Uebergangshorizont), est recouvert, d'après cet auteur, par un puissant complexe de marnes grises. Dans la partie supérieure de ces marnes, HERBICH a récolté *Belemnitella mucronata*; M. JEKELIUS y a trouvé une autre *Belemnitella*, voisine plutôt de *B. höferi*.

Il en résulte l'existence, aux environs de Tohanul Vechiu, d'une série assez épaisse de marnes, qui sépare un ensemble de couches ressemblantes à celles d'Ormeniş, de couches d'âge campanien.

Dans la partie NE de Tohanul, affirme le même auteur, les marnes en question passent à leur partie supérieure à des grès et des conglomérats à petits éléments, qui sont recouverts à leur tour par des calcaires interstratifiés avec des marnes calcaires; ces derniers dépôts, qui sont fossilifères (Orbitoïdes, Hippurites, Brachiopodes, etc.), représenteraient le Maëstrichtien.

Les faits que nous venons d'exposer constituent un argument en plus pour la non-existence du Campanien, du Maëstrichtien et du Danien, sur le versant oriental des Monts Perşani, des deux côtés du défilé de l'Olt.

En conclusion, la succession stratigraphique des formations constituant le versant oriental des Monts Perşani, région dont nous nous sommes occupés dans cette note, serait celle que nous présentons dans le tableau ci-joint.

V. C. PAPIU. — **Sur la faune d'Inocérames d'Armeniş (Monts Perşani)**

En automne 1939 M. D. M. PREDA nous a remis, en vue d'être déterminées, une série de formes d'Inocérames, prélevées sur les marnes crétacées supérieures d'Armeniş, (Urmös). Le résultat de ce travail a été l'établissement de l'existence de 11 espèces d'Inocérames, mentionnées dans l'ouvrage précédent.

Au point de vue paléontologique, le matériel reçu ne permet guère la rédaction d'une étude monographique ou d'un ouvrage plus ample, surtout qu'une partie importante en a été perdue par suite des circonstances.

Institutul Geologic al României

Formes caractéristiques	Céno-manien		Turonien		Coniacien (Emschérien)		Santonien		Campanien			Maestri-chtien
	Zone à Schloenbachia varians	Zone à Holaster subglobosus	Zone à Rhynchonella cuvieri et Inoceramus labiatus	Zone à Terebratulina lata	Zone à Holaster planus	Zone à Micraster cortestudinarum et Inoceramus inv. lutus	Zone à Micraster coranguinum	Zone à Uintacrinus et Pachidiscus leptophyllus	Zone à Marsupites testudinarius	Zone à Offaster pilula	Zone à Goniothelia quadrata	Zone à Belemnitella mucronata	Zone à Ostrea lineata
Mytiloides labiatus SCHLOT. sin. *Inoceramus labiatus* SCHLOT.	—		+	+	+	+							
Mytiloides labiatus var. *carpathica* SIM.													
Inoceramus sublabiatus MÜLLER						+							
In. kiliani SIM.													
In. undulatus													
In. lamarcki PARK. V.	—	—	+	+	+	+	+	+					
In. lam., var. *cuvieri* SOW	—	—		+	+	+	+						
In. inconstans WOODS	—	—		+	+	+	+	+	+	+	+	+	
In. globosus SIM.													
In. balticus BOEHM									+	+	+		
In. cf. *involutus* SOW.						+	+						
Tellina urmosensis SIM.													
Cardiaster pseudoitalicus SIM.													

Institutul Geologic al României

Les formes déterminées sont d'âge turonien ou sénonien inférieur, à l'exception de *Inoceramus balticus* BOEHM, qui se situe à la partie supérieure du Santonien et dans le Campanien. La position stratigraphique de ces formes est mentionnée dans le tableau de la page 32. Le problème soulevé par la présence de *Inoceramus balticus* BOEHM reste ouvert, jusqu'au moment où des études ultérieures préciseront la signification de la forme.

Prennent part aux discussions MM.: G. MACOVEI, D. PREDA, I. ATANASIU, G. MURGEANU, M. PAUCĂ et V. PAPIU.

— MM. D. M. PREDA et GR. RĂILEANU. — **La faune liasique des Monts Perşani** [1]).

Séance du 18 février 1941

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. T. JOJEA fait un rapport sur: J. W. BAUSCH v. BERTSBERG. — Richtungen der Sedimentation in der rheinischen Geosynkline. *Geol. Rundschau*, Bd. 31, H. 5/6, 1940, p. 328.

— M. V. C. PAPIU fait un rapport sur: ARNOLD HEIM. — Stratigraphische Kondensation. *Eclogae geologicae*, Vol. 27, No. 2, p. 372. Basel 1934.

Séance du 25 février 1941

Présidence de M. G. MACOVEI.

Invités MM.: M. G. FILIPESCU, R. CĂDERE (A.C.E.X.), GR. POPESCU (A. Rom.) et STOICA.

— M. G. CERNEA. — **La stratigraphie et la structure géologique de la vallée de la Bistriţa entre Broşteni et Poiana Teiului.** (Communication préliminaire).

La région qui fait l'objet de nos recherches est située dans le N de la Moldavie et comprend la crête de Stânişoara, qui fait le partage entre les bassins de la Bistriţa et de la Moldova. Les limites en sont les suivantes: au S, la Bistricioara; au N, une ligne

[1]) Le manuscrit n'a pas été reçu à la rédaction.

Institutul Geologic al României

passant par Grebenele—Broșteni—Băișescu—Bâtca Negrilesei—Tabăra; à l'W, une ligne passant par Măzănaiu—Dealul Fierului—Cotârgași—Bușmeiul Mare; à l'E, une ligne passant par Gura Largului—Agapieni—Dolia—Poiana Doamnei—Tabăra.

C'est une région à relief jeune, culminant dans le mont Bivolul, à 1.584 m d'altitude.

En dehors de quelques cours d'eau importants, tout le réseau hydrographique est tributaire de la Bistrița, qui traverse la région du NW au SE.

Cette région est connue par les anciennes études de K. M. Paul [1]) et de Gr. Cobalcescu [2]), auxquelles se sont ajoutées ensuite celles de R. Sevastos et de M. le Prof. Sava Athanasiu; à une date plus récente, M. M. les Prof. G. Macovei et I. Atanasiu se sont livrés à d'importantes études dans le bassin de la Bistrița.

Les formations géologiques qui constituent la contrée appartiennent à la Zone cristalline et à la Zone interne du Flysch.

Le Cristallin. Au contact de la Zone interne du Flysch les schistes cristallins appartiennent exclusivement à la série épizonale. Ils sont représentés par les roches suivantes: schistes sériciteux à chlorite, quartzites noirs, quartzites à séricite et chlorite, gneiss psammitiques sériciteux, calcaires et dolomies cristallins.

Les quartzites noirs sont intéressants à signaler du fait de leur teneur en manganèse. Ils se présentent en assises continues intercalées dans les schistes épizonaux, entre Pârâul Holdița et Arșița Rea.

La Zone interne du Flysch. Cette zone est représentée par le Valanginien-Hauterivien, le Barrémien et l'Aptien.
pour la première fois utilisé par W. Teisseyre [3]), a servi pour

Valanginien-Hauterivien. Le terme de « Couches de Sinaïa »,

[1]) K. M. Paul. Geologie der Bukovina 1876.

[2]) Gr. Cobălcescu. Über einige Tertiärbildungen in der Moldau. *Verh.* d. k. k. R.-A. Wien 1883, pg. 149 și în Memoriile Școalei Militare Iași 1882.

[3]) W. Teisseyre. Über die tektonischen Verhältnisse der Subkarpathen am Ialomitza-Fluss und in den Nachbargebieten *Asoc. rom. p. înaint. și răsp. științ.* Congresul II, București 1903, pg. 560-586. București 1908.

Institutul Geologic al României

désigner un puissant paquet de couches d'âge valanginien-hauterivien, qui constitue la base du Flysch des Carpates Orientales.

Leur puissance ne peut être exactement précisée, du fait des plissements intenses qu'elles ont subi, mais elle atteint certainement quelques centaines de mètres.

Du point de vue pétrographique on y remarque des dépôts assez variés, à savoir:

— Grès calcaires à grain fin, bleu noirâtre en intercalations, pouvant atteindre de 15 à 80 cm d'épaisseur et qui sont traversés par de nombreuses veines de calcite;

— Marno-calcaires très compacts et durs, à grain fin, blancs en surface, vert olive en cassure fraîche; intercalations de 6 à 60 cm d'épaisseur;

— Marno-calcaires moins durs, sonores au choc, jaunâtres ou blancs sur les surfaces exposées;

— Grès à taches vertes accompagnant les marno-calcaires sonores;

— Marnes argileuses gris noirâtre;

— Calcaires noirs à grain fin;

— Conglomérats à petits éléments de schistes cristallins et de calcaires tithoniques formant de minces bancs intercalés à divers niveaux.

Dans leur ensemble, les Couches de Sinaïa forment une zone qui se dirige NNW-SSE et dont la largeur qui ne dépasse pas au N 2,5 km, s'accroît vers le S, atteignant, depuis la latitude du village de Sabasa, 6 km.

Il n'est pas pour le moment possible de préciser la succession des niveaux dans l'ensemble des couches de Sinaïa; tout au plus si l'on peut dire qu'il y a une légère prédominance des grès par rapport aux marno-calcaires lorsqu'on approche le cristallin.

Le Barrémien. Les dépôts que nous rangeons dans cet étage sont connus, par les études des MM. G. MACOVEI et I. ATANASIU [1]), sous le nom de Couches de Bistra ou de Barrémien Ouest-Interne. Ils correspondent, en partie, aux Couches de Babșa de M.

[1]) G. MACOVEI și I. ATANASIU. Structura geologică a văii Bistrița între Pângărați și Bistricioara. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. VIII, Buc. 1925.

Institutul Geologic al României

SAVA ATHANASIU [1]), considérées comme appartenant au Gault et au Grès de Poiana-Teiului ainsi qu' au Grès à *Turrilites* de Farcaşa de R. SEVASTOS [2]), attribués respectivement au Gault et au Cénomanien.

Pétrographiquement, le Barrémien est représenté par un facies néritique-littoral, dans la composition duquel on remarque:

— Des grès calcaires massifs durs, en bancs de 1—4 m d'épaisseur, légèrement conglomératiques ou présentant seulement de minces passées de conglomérats. Leur couleur est noire ou grise en surface et bleuâtre en cassure fraîche. On y remarque parfois des traces charbonneuses et des hiéroglyphes. Les veines de calcite sont rares. Ces grès rappellent à un haut degré le grès de Tarcău;

— Des conglomérats, dont les éléments consistant en couches de Şinaïa, quartzites, schistes séricito-chloriteux, atteignent 20 cm de diamètre. Plusieurs sommets de la région, Razemul, Migovanul, Gemenii Borca, Surducul Rusului, Piciorul Piatra Hagi sont formés par ces conglomérats. Bien qu'intercalés à des niveaux variés, sans former un horizon distinct, on les trouve surtout à la partie supérieure de l'étage.

D'une manière tout à fait subordonnée, on rencontre aussi dans cet des étage des:

— Grès à grain fin, schisteux;

— Marnes à Fucoïdes;

— Marno-calcaires.

A mentionner dans ce Barrémien — la présence de sources incrustantes (sources qui déposent des tufs calcaires et des dépôts pulvérulents sur les roches environnantes). Des blocs calcaires, quelques-uns atteignant 10 mc apparaissent à Piciorul Piatra Hagi, dans Pârâul Şoldanului et Valea Farcaşei, au voisinage du contact du Barrémien vers l'Aptien. Ces calcaires assez fossilifères renferment des *Orbitolines*, *Textularia*, *Nodosaria*, *Miliolidés*, *Diplopora*, *Polypiers*, des restes de Brachiopodes, de Lamellibranches et de Gastropodes; ils peuvent être considérés

[1]) SAVA ATHANASIU. Asupra stratigrafiei muntelui Stânişoara din nordul Moldovei (Extras *Bul. Soc. de Ştiinţe*, XIV, Buc. 1905.

[2]) R. SEVASTOS. Asupra zonei de gres carpatic din jud. Suceava şi Neamţ (Asociaţia română pentru înaintarea şi răspândirea ştiinţelor, 1903).

Institutul Geologic al României

comme des vestiges de facies urgonien, c'est-à-dire comme des récifs installés dans le facies néritique-littoral.

En dehors d'une empreinte indéterminable d'Ammonite, trouvée au confluent de Pârâul Bisericei, toute preuve paléontologique précise sur l'âge de ces couches fait encore défaut dans notre région. Il résulte cependant de leurs rapports stratigraphiques qu'elles sont plus récentes que les Couches de Sinaïa et antérieures aux grès schisteux, fins de l'Aptien qui les surmontent.

On n'y observe dans aucun endroit l'aspect pétrographique des Couches de Comarnic, mais il est possible qu'elles constituent un équivalent stratigraphique de celles-ci. Dans ce cas, elles doivent englober aussi la partie inférieure de l'Aptien.

L'épaisseur de l'étage peut être estimée à environ 1.300 m.

Je parlerai plus loin de ce qu'on peut considérer comme un deuxième facies du Barrémien.

Aptien. Les dépôts que nous attribuons à cet étage, montrent dans leur constitution presque toute la gamme des roches détritiques, depuis les grès les plus fins jusqu'aux conglomérats à gros éléments.

Trois horizons peuvent y être distingués: un horizon schisteux, un horizon gréseux. un horizon conglomératique.

L'horizon schisteux, inférieur, est représenté par:

Des grès à grain très fin, schisteux, argilo-calcaires, micacés, peu consistents, parfois gris, d'autres fois jaunâtres;

Grès calcaires, durs, micacés, à veines de calcite, en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur ou en minces plaquettes. Les surfaces de stratification contiennent des hiéroglyphes et des traces charbonneuses. Parfois on y observe une structure curbicorticale;

Grès siliceux, plus rares.

Dans les grès très fins on observe souvent des concrétions marno-calcaires de forme discoïdale. C'est cet horizon qui correspond, en partie, aux Couches de Babșa de M. Sava Athanasiu [1]; et à l'horizon marneux de l'Aptien de MM. G. Macovei et I. Atanasiu [2].

[1]) S. Athanasiu. *Op. cit.*

[2]) G. Macovei și I. Atanasiu. *Op. cit.*

Institutul Geologic al României

L'horizon gréseux et l'horizon conglomératique correspondant aux conglomérats et grès grossiers et aux Couches à *Pachydiscus* de M. SAVA ATHANASIU [1]), attribués au Cénomanien et au Sénonien, et à l'horizon gréseux et conglomératique de MM. MACOVEI et I. ATANASIU [2]), sont représentés par:

a) Des grès calcaires massifs, en bancs de 1 à 4 m d'épaisseur, bleuâtres en cassure fraîche, gris jaunâtre en surface. Parfois des hiéroglyphes sont présents. Ces grès ne diffèrent de ceux de l'horizon I, que par les dimensions du grain. Bien que plus grossiers, ils sont très résistents et font d'excellentes pierres de taille.

Les grès massifs alternent avec des grès fins, schisteux, en paquets plus épais à la partie inférieure devenant de plus en plus minces vers la partie supérieure de l'horizon;

b) Suit à ces grès l'horizon conglomératique à éléments de schistes cristallins (gneiss, quartz blanc, amphibolites, micaschistes, phyllites, calcaires cristallins) et de sédimentaire (calcaires, grès divers), cimentés par un grès micacé.

Ce sont ces conglomérats qui forment Pietrele Hăcigosului, Pietrele Muncelului, Masa Tâlharului, Hălăuca et Bivolul.

Au-dessus de conglomérats suivent presque toujours des grès.

Ce fait a été remarqué aussi par M. SAVA ATHANASIU [3]), qui appelait les grès et les conglomérats « Conglomeratele şi gresiile grosiere », en les rapportant au Crétacé supérieur (Grès de Cernahora, de Măgura); quant aux grès supérieurs qui surmontent les conglomérats, il les attribuait au Sénonien d'après un fragment de *Pachydiscus levyi* récolté sur les pentes orientales de Stânişoara, qui semble être un *Hoplites*, et d'après une valve d'*Hippurites* trouvée par R. SEVASTOS [4]) aussi dans le grès massif de Stânişoara.

Cet Hippurite, ensemble avec d'autres formes fossiles mentionnées par R. SEVASTOS [5]) dans la Valea Bistriţei, pourraient avoir

[1]) S. ATHANASIU. *Op. cit.*
[2]) G. MACOVEI şi I. ATANASIU. *Op. cit.*
[3]) S. ATHANASIU. *Op. cit.*
[4]) R. SEVASTOS. *Op. cit.*
[5]) R. SEVASTOS. *Op. cit.*

Institutul Geologic al României

une grande importance pour la stratigraphie du Flysch, si l'on pouvait en reprendre leurs déterminations: la chose n'est plus malheureusement possible, ces fossiles ayant été égarrés.

L'horizon gréseux, qui correspond en partie à la « Gresia de Poiana Teiului » de R. SEVASTOS [1]) et dans lequel cet auteur dit avoir trouvé *Belemnites minimus*, m'a fourni, au lieu dit «Patru sute», sur la chaussée de Borca à Mălini, *Parahoplites* aff. *treffryanus Karsten*, qui fixe à l'Aptien l'âge de cet horizon.

Il est possible que les grès qui se trouvent à la partie supérieure des conglomérats, et aussi ces conglomérats eux-mêmes, soient plus récents que l'Aptien; plus précisément, qu'ils appartiennent à l'Albien.

M. SAVA ATHANASIU, dans son travail, « Asupra stratigrafiei Muntelui Stânişoara », a décrit, à Plaiul Ungurului, plusieurs rochers de « calcaires à Caprotines », dont le plus grand atteint 4 m de hauteur. La surface occupée par ces roches est d'environ 2.500 mp.

Il ne reste actuellement de ces rochers calcaires que quelques fours à chaux; le calcaire a été exploité de 1907 à 1910 en vue de la fabrication de la chaux. On trouve cependant des traces qui rappellent la présence des rochers de jadis.

La ressemblance pétrographique entre ces calcaires et les calcaires tithoniques ne peut être niée; si cependant on a en vue la transition continuelle qui s'observe depuis le Barrémien Ouest-interne jusqu'aux conglomérats et aussi le fait qu'un accident tectonique de quelque importance serait difficilement explicable dans une région à tectonique aussi tranquille comme celle-ci, on ne saurait voir dans ces calcaires que des réminiscences urgoniennes.

Schistes Noirs. Cette formation est connue dans la bibliographie sous des noms divers: « Couches de Spass », « Couches de Smilno», « Crétacé Noir », « Couches d'Audia », « Couches de Şipote ».

Elle est représentée par des:

— Grès à grain très fin, argileux, argilo-siliceux, souvent à aspect d'ardoise;

[1]) R. SEVASTOS. *Op. cit.*

Institutul Geologic al României

— Grès siliceux, noirs, durs, fins, vitreux, à cassure conchoïdale qui passent, parfois, à des jaspes noirs à cassure prismatique;

— Schistes argileux à aspect de dysodiles (Pârâul Hartoneasa);

— Marnes à Fucoïdes (Valea Suha);

— Marno-calcaires blancs en surface, noirs en cassure fraîche, roches qui rappellent les marno-calcaires du Sénonien, et ceux qui accompagnent les grès à taches vertes des Couches de Sinaïa;

— Marnes rouges et vertes (Pârâul Bolătăului);

— Sphérosidérites, plus rares.

Lorsque dans ce complexe ce sont les grès argilo-siliceux et les schistes argileux à aspect de dysodiles qui prédominent, les Schistes noirs ne présentent plus une stratification suffisamment nette, mais plutôt l'aspect d'une mosaïque en voie de déplacement.

La largeur de la zone formée par les Schistes noirs diminue, de 5 km qu'elle occupe au N, à 100 ou 200 m dans le S.

Il serait de la plus grande importance pour la connaissance du Flysch carpatique de pouvoir déterminer paléontologiquement l'âge des Schistes noirs. Cependant jusqu'à présent on est astreint de se baser sur des considérations stratigraphiques, qui souvent sont incertaines et peuvent être diversement interprétées.

Dans le région étudiée, j'ai eu la possibilité de constater les rapports suivants:

Sur toute leur étendue, de 27 km, du N au S, les Schistes noirs plongent sous l'horizon schisteux de l'Aptien. Il semble toujours y avoir un passage graduel entre les deux et, au contraire, une limite assez tranchante entre l'ensemble qu'elles constituent et le Sénonien. Ces faits peuvent être très bien constatés dans le profil offert par la Valea Suha. Avant d'arriver au confluent de Valea Colibei et du Nemțișorul, on trouve dans la première un affleurement d'Aptien inférieur, représenté par son horizon schisteux; cet affleurement consiste en grès calcaires, grès très fins, schisteux, argilo-calcaires et grès siliceux à cassure conchoïdale. A 180 m vers l'aval, un autre affleurement se remarque, qui appartient aux schistes noirs; il est formé de grès siliceux, marnes à Fucoïdes, et grès à grain très fin, noir, schisteux, argilo-siliceux, à aspect d'ardoise. De tels exemples sont des plus fréquents.

Institutul Geologic al României

Pour ce qui a trait au Sénonien, là où il prend contact avec les Schistes noirs, il est représenté par des marno-calcaires à grain fin, compacts, blanchâtres s'ils ont été longtemps exposés, gris verdâtre en cassure fraîche et, d'une manière subordonnée, par des grès calcaires. Le contraste est donc assez net.

En jugeant d'après cette transition et cette position géométrique, les Schistes noirs sont antérieurs à l'horizon schisteux de l'Aptien; leur âge peut bien donc être barrémien.

II

Il résulte des considérations stratigraphiques, que la région est formée par des dépôts appartenant à la Zone interne du Flysch.

Cette zone vient en contact vers l'intérieur avec le Cristallin et touche à l'extérieur la Zone marginale du Flysch.

Les rapports entre le Cristallin et le Flysch ont été précisés par MM. G. MACOVEI et I. ATANASIU: le bord du Cristallin ne se comporte pas, comme un rebord de nappe.

C'est ce que nous avons eu l'occasion de constater dans notre région: la surface de contact entre les deux unités ne montre nulle part de chevauchement important; elles n'ont pas été affectées que par des déplacements relatifs sur la verticale. Plus encore, au confluent de Pârâul Steghioara et dans Valea Stejarului le Cristallin plonge normalement sous le Flysch (85°). Cette ligne de contact est en somme une ligne hésitante.

La Zone interne du Flysch comporte des dépôts valanginiens-hauteriviens, barrémiens, aptiens et probablement aussi albiens.

Les Couches de Sinaïa forment un paquet important plissé en plis serrés et déversés vers l'E.

Le Barrémien qui leur fait suite en concordance est développé sous deux facies: à l'intérieur, dans une zone parallèle à celle des Couches de Sinaïa, il est représenté par un facies néritique-littoral et à l'extérieur, en bordure de la zone marginale, par le facies synchrone et hétéropique, plus fin, des Schistes noirs.

L'Aptien (+ l'Albien) est formé par un horizon de base schisteux, en plis serrés et un horizon supérieur de grès et de conglomérats, en synclinaux plus larges.

Institutul Geologic al României

De même que pétrographiquement un passage insensible se remarque d'un horizon à l'autre, tout aussi graduel et insensible est le passage depuis de fortes inclinaisons des couches à des inclinaisons plus faibles. Nous avons, ici aussi, un exemple des plus beaux de plissement dysharmonique sur la verticale; il est dû en partie aussi au changement de facies dans le même sens.

L'Aptien forme deux grands synclinaux: l'un à l'W, le synclinal de Hăcigosul, l'autre à l'E, plus développé, le synclinal Stânișoara—Bivolul—Halăuca.

Vers l'extérieur, les Schistes noirs prennent contact avec le Sénonien le long d'une ligne de contact anormal. Vers le bord interne de la zone sénonienne apparaît, dans le Sénonien à proximité de ce contact entre Fundul Largului et Dârzul, un anticlinal de schistes noirs.

Ceci peut être interprété — et d'ailleurs assez difficilement — soit comme un diapir, soit comme une crête sur laquelle des sédiments plus anciens que le Sénonien ne se sont pas déposés, soit comme une crête qui a subi une érosion antisénonienne; ou alors, enfin, que nous soyons ici en présence de dépôts ressemblant pétrographiquement aux Schistes noirs, mais d'un âge différent, plus récent que ceux-ci.

— M. D. Ștefănescu. — « De l'exposé fait par M. G. Cernea, se dégagent, entre autres, les conclusions suivantes:

1. Le Barrémien est développé sous deux facies hétéropiques synchrones: un facies interne (le facies de Bistra) et un facies externe (le facies des schistes noirs).

2. Le Barrémien à facies de schistes noirs présente, à sa partie supérieure, un passage graduel vers l'horizon inférieur, schisteux, de l'Aptien.

3. Entre les Schistes noirs et le Sénonien la limite est tranchante.

4. Du point de vue tectonique, les Schistes noirs sont situés dans la Zone interne du Flysch.

Vu l'importance accordée au problème des Schistes noirs, je dois préciser que je ne partage pas les opinions de M. Cernea. A mon avis, les Schistes noirs n'ont ni la position, ni l'âge, ni les rapports tectoniques admis par l'auteur. La coexistence, dans

Institutul Geologic al României

une unité tectonique, de deux facies géologiques pour la même formation est un fait curieux sinon impossible.

Dans ce qui suit, je rappellerai quelques-unes de mes observations faites jadis sur les Schistes noirs de Bucovine et je tenterai de vous montrer jusqu'à quel point mes vues s'accordent avec les conclusions de M. CERNEA.

Dans la région étudiée par mon collègue, les Schistes noirs ont une largeur qui varie de 100 à 5.000 m, tandis qu'au N ils s'étalent, dans les vallées de la Moldova, de la Suceava et du Ceremuş, sur 15—16 km; ceci permet, dans cette dernière région, un examen plus précis de la stratigraphie et de la tectonique de ces Schistes.

Ainsi, en partant des sources mêmes de la Suha vers le NW, on peut observer que la limite W des Schistes noirs coupe obliquement les formations du Crétacé inférieur (Couches de Sinaïa —Aptien inclusivement); dans le ruisseau Lucava, affluent de la Moldova, au point dit « Revenciuk » ces Schistes prennent directement contact avec la zone cristallino-mésozoïque. Ils pénètrent même dans la Cuvette de Rarău comme on peut l'observer dans les ruisseaux Izvorul Alb et Izvorul Pojorâtei.

Dans la région de Stulpicani ou de Şipotul Sucevei, les Schistes noirs se trouvent au-dessus de l'étage géologique dont l'âge a été considéré par tous les chercheurs antérieurs comme aptien.

M. CERNEA a fait erreur en attribuant aux Schistes noirs un âge barrémien; il adopterait certainement mes opinions s'il avait eu la possibilité d'examiner avec attention les rapports des formations immédiatement au N de Suha-Mare. C'est là qu'il pourrait se convaincre que la série des Schistes noirs est située, du point de vue stratigraphique, entre l'Aptien et le Sénonien, c'est-à-dire qu'elle pourrait représenter des dépôts cénomaniens-turoniens, considérés, jusqu'à l'heure actuelle, comme inexistents dans la Zone du Flysch des Carpates orientales.

En ce qui concerne la tectonique de la région, je conseillerais, par conséquent, à M. CERNEA, d'encadrer, sur sa carte, les Schistes noirs entre deux failles, à savoir de tracer une seconde faille à leur bordure W, où l'on constate, d'une manière évidente des rapports anormaux entre l'Aptien et ces Schistes.

Institutul Geologic al României

Par ailleurs — et sur cette question je pense être d'accord avec tous ceux qui ont travaillé dans la zone du Flysch moldave — les Schistes noirs se trouvant aussi bien dans la zone médiane que dans la zone marginale, ne peuvent être considéres comme appartenant à la Zone interne du Flysch.

Séance du 4 mars 1941

Invités MM.: A. DRĂGULĂNESCU, ingénieur, le directeur général de l'A.C.E.X., ST. LUPAN, ingénieur.

Présidence de M. MACOVEI.

— M. C. CREANGĂ. — **Contributions à la connaissance de la composition chimique des huiles minérales roumaines** [1]).

Séance du 11 mars 1941

Présidence de M. G. MACOVEI.

Invités MM.: A. DRĂGULĂNESCU, ingénieur, le directeur de l'A.C.E.X., ST. LUPAN, ingénieur, M. PAUCĂ.

— M-me EL. LEONIDA-ZAMFIRESCU. — **Etude sur les terres décolorantes de Roumanie** [2]).

Séance du 18 mars 1941

Présidence M. G. MACOVEI.

Invités MM. D. M. PREDA, M. G. FILIPESCU, I. GAVĂT, M. PAUCĂ, J. GHERMAN, N. GRIGORAŞ et FL. OLTEANU.

— M. T. JOJEA. — **Recherches géologiques dans le bassin du Neamțu (Ozána) et de la Râșca.** (Communication préliminaire)

---

[1]) Publié en roumain, avec résumé en allemand, dans *Studii Technice şi Economice, Inst. Geol. Rom.*, Seria B (Chimie), No. 18, Bucureşti, 1942.

[2]) Publié en roumain, avec résumé en allemand, dans *Studii Technice şi Economice, Inst. Geol. Rom.*, Seria B (Chimie), No. 22, Bucureşti, 1943.

Institutul Geologic al României

J'ai étudié, pendant trois campagnes successives, la structure géologique de la région drainée par les ruisseaux Râșca, Neamțu, et leurs affluents.

Les limites de cette région sont: au N, le cours de la Râșca-Mare jusqu'au droit du Pârâul Arinului, puis la Valea Slatina, vers le S, la ligne qui sépare le bassin du Pârâul Neamțului (Ozana) de celui du Cracău et de l'Agapia, à l'W la Zone interne du Flysch, et enfin, à l'E, une ligne dirigée NW-SE, unissant le village de Slătioara à Băile Oglinzi et laissant vers l'W la Culmea Pleșului.

La région est plus accidentée dans sa partie ouest qui porte les sommets les plus élevées, ne dépassant pas en général 1.000 m; tels sont: Runcul Barnei (985 m alt.), Deleleul (1.123 m alt.). Chițigaia-de-Sus (1.170 m alt.), et Pătru-Vodă (920 m alt.). Ces sommets sont le point de départ de plusieurs crêtes, qui se dirigent dans leur ensemble vers l'E, diminuant graduellement de hauteur. Ces crêtes séparent les deux ruisseaux les plus importants de la contrée, tous les deux tributaires de la Moldova; ce sont, au N, la Râșca avec ses affluents, Slatina, Râșca-Mare et Râșcuța, et au S, Pârâul Neamțului avec ses affluents Nemțișorul, à gauche et les ruisseaux Mihăețul, Branul et Secul, à sa droite.

Plus intéressant c'est le parcours du Nemțișorul, qui prend sa source dans Vârful Chițigaia-de-Jos. Il se dirige d'abord directement vers l'E, recoupant transversalement l'entière Zone marginale du Flysch et une bonne partie des marnes miocènes, jusqu'au droit du Pârâul Nilului. A cet endroit, comme si les conglomérats de Culmea Pleșului lui faisaient obstacle, il se dirige vers le SE parallèlement à cette hauteur, en établissant sans doute plus facilement sa vallée dans les marnes—supérieures stratigraphiquement aux conglomérats —jusqu'au droit de la chaussée Pipirig-Tg.-Neamț; à partir d'ici, il se dirige vers l'E, jusqu'au point où il débouche dans la Valea Neamțului.

Il s'ensuit que le Nemțișoru évite la Culmea Pleșului laquelle reste en relief par rapport aux environs sous la forme d'une crête longue de 20 km. Cette crête part depuis le parallèle de la ville de Tg.-Neamț —où elle se dresse brusquement comme un mur naturel haut de 200 m environ —et se dirige vers le NW, en

Institutul Geologic al României

montant de 540 m de hauteur absolue jusqu'à 630 m, au droit de Cetatea Neamțului et jusqu'à 913 m, au Nord de la Mânăstirea Neamțu; à partir d'ici, son altitude diminue graduellement jusqu'à la hauteur du village Slătioara, où elle est profondément érodée par les eaux des affluents de la Râșca et se rétrécit en perdant en même temps son individualité morphologique.

Du fait de sa structure, qui n'offre pas en général la possibilité de résoudre les problèmes stratigraphiques qui se posent dans l'ensemble du Flysch, comme aussi du manque d'intérêt économique, cette région a été pendant longtemps presque ignorée par les géologues.

A peine quelques lignes sur elle dans les travaux plus anciens. Ce sont les patriarches de la géologie roumaine qui pour la première fois y ont passé.

En 1883 Gr. Cobălcescu indiquait sommairement mais exactement, la limite du Sarmatien par rapport au Salifère. Il constatait en même temps l'analogie des conglomérats de Pleșu avec ceux qui se trouvent au S dans Valea Seacă, près de Bălțătești, et qui sont discordants sur les ménilites. Enfin, il tentait de subdiviser le Salifère et indiquait, schématiquement mais avec assez de précision, les synclinaux oligocènes au S de Valea Neamțului.

Après deux années, en 1885, la région fut visitée par les membres du Bureau Géologique: Gr. Ștefănescu qui s'occupa de la partie N jusqu'à une ligne qui passerait par Hălăuca—Deleleu—Rusu Neamțului et C. Botea qui étudia la partie S. Ces études marquèrent plutôt un pas en arrière; en effet, Gr. Ștefănescu considérait l'entière zone du Flysch à l'Est du Cristallin comme représentant l'Eocène, méconnaissant ainsi l'opinion de C. Botea qui était enclin d'attribuer la Zone interne et une partie de la Zone marginale, au Crétacé.

Pour ce qui a trait aux limites qu'il fixait au Miocène, celles-ci sont relativement exactes. Par la même occasion, il cite pour la première fois des gypses dans la Valea Slatinei et dans la Valea Suha-Mică près de Mânăstirea Slatina.

En 1889, Th. Nicolau publiait une étude, moins importante d'ailleurs, sur les schistes verts remaniés dans les conglomérats

Institutul Geologic al României

de la hauteur sur laquelle reposent les ruines de Cetatea Neamţului.

C'est en 1889 aussi que M. le Prof. SAVA ATHANASIU s'occupe d'une manière plus détaillée de notre région. Il était d'avis à ce moment (v. *Verhandl. d. k. k. geol. R. A.* Wien, 1889) que les éléments des conglomérats de Pleşu proviennent du Mont Stânişoara, idée qu'il reconnaissait lui-même, plus tard, comme inexacte. Dans le même travail il relève dans le bassin du Neamţu le chevauchement du Flysch sur le Miocène.

En 1907, dans le guide de la troisième session du Congrès International du Pétrole, M. S. ATHANASIU s'occupe de nouveau des conglomérats de Pleşu, à l'occasion des discussions sur l'âge des conglomérats de Pietricica.

En 1913, M. le Prof. PREDA reprend cette question et repousse les arguments tirés par M. S. ATHANASIU de l'étude des conglomérats de Pleşu.

M. S. ATHANASIU, dans un travail intitulé, « Formaţiunea saliferă miocenă din basinul Cuejdiului şi al Almaşului din districtul Neamţului şi raporturile sale cu Flişul », paru en 1916, distingue deux bandes de conglomérats salifères: l'une externe, en bordure de la Zone salifère, comprenant les conglomérats de Pietricica, ceux de Ţolicea et de la Culmea Pleşului, et une autre, plus interne, qui est directement chevauchée par le Flysch et qui est représentée à Bălţăteşti, Văratec, Agapia et Valea Râşca (Cămeşoiu). En même temps, il remarque qu'aucune dislocation verticale ne sépare le Flysch du Salifère, n'étant là qu'une simple ligne de chevauchement, et que pendant l'Helvétien, la mer où se sont constitués les conglomérats de Pleşu, devait présenter l'aspect d'un archipel, dans lequel l'actuelle Culmea Pleşului formait une île plus grande.

Dans les derniers temps, M. le Prof. I. ATANASIU a présenté pour la première fois, dans une étude parue en 1939, une interprétation en nappes de la tectonique de la partie S de notre contrée. Etant donné que, pour des motifs que j'exposerai plus loin, je me rallie provisoirement et partiellement à cette interprétation, je distinguerai dès le début, dans cette région, deux grandes unités: l'une marginale, l'autre submarginale.

Institutul Geologic al României

Stratigraphie.

Dans ce qui suit, je m'occuperai à tour de rôle de la Nappe marginale, puis de l'Autochtone submarginal; je consacrerai ensuite quelques lignes à l'apparition d'Oligocène, qui se trouve sous les conglomérats de Pleşu, et terminerai par les dépôts post-tectoniques, donc par la Zone miocène.

La Nappe marginale. Si l'on fait abstraction de la fenêtre d'Oligocène de Pârâul Bran, cette nappe coïncide, presque totalement, avec la Zone marginale du Flysch de la région. Elle est constituée par les formations suivantes: le Sénonien, l'Eocène et l'Oligocène.

Le Sénonien apparaît comme une bande large de quelques kilomètres dans la partie Ouest de la région, qui se rétrécit graduellement vers le N. Cette bande est limitée à l'W par la ligne de chevauchement des Schistes Noirs sur le Sénonien. En dehors de cette bande large, le Sénonien constitue, aussi vers l'extérieur de la Nappe marginale, le noyau de trois anticlinaux dont je parlerai lorsque je m'occuperai de la tectonique de la région.

Le Sénonien est typiquement développé et offre de beaux affleurements aussi bien dans la Valea Râşca-Mare que, et surtout, dans la Valea Neamţului et ses affluents Mihăeţu et Plotun.

Une subdivision précise en horizons du Sénonien est malaisée, du fait de son intense plissement. On peut toutefois établir une succession stratigraphique générale des éléments qui le constituent.

Du point de vue pétrographique, le Sénonien est représenté par des marno-calcaires gris blanc, des grès calcaires gris foncé à nuance bleuâtre, associés à des grès calcaires à grain fin, feuilletés, peu micafères et à de marnes gris foncé, parfois verdâtres, feuilletées, par des calcaires organogènes, des grès grossiers micafères et des conglomérats à éléments verts.

Les marno-calcaires gris blanc (marnes à ciment), constitués par un matériel très fin qui leur prête parfois un aspect de calcaires lithographiques, se trouvent habituellement en couches de 5 à 10 cm, rarement en bancs plus épais de 30 à 40 cm. Ces marno-

Institutul Geologic al României

calcaires sont traversés par des veines de calcite très minces, et leur surface de stratification présente de nombreux Fucoïdes parmi lesquels *Taonurus briantheus*. Les cassures fraîches sont grises, tandis que les surfaces longtemps exposées sont blanches.

Aux marno-calcaires, on trouve souvent associé un grès calcaire gris bleuâtre, en bancs épais de 30 à 50 cm. Ses parties exposées sont d'un jaune de fumée. Ce grès est traversé par de nombreuses veines de calcite, épaisses et irrégulières. Sur leur surface de stratification, j'ai souvent trouvé des restes d'Inocérames, des traces charbonneuses et des hiéroglyphes.

Toujours en association à ces marno-calcaires, on voit — comme je l'ai déjà dit — des grès calcaires à grain fin, peu micafères, gris jaunâtre; ces grès se débitent en feuillets minces de 1 à 5 mm. Elles présentent des veines de calcite et, sur les surfaces, des paillettes de mica.

A ces grès s'associent des marnes gris foncé, parfois verdâtres, feuillettées. Elles se présentent en feuillets minces de 1 ou 2 mm, et sont intercallées entre les grès feuilletés, ayant toujours un caractère subordonné.

Parfois, le complexe sénonien renferme un calcaire organogène de couleur grise ou blanche, traversé par des veines de calcite.

Les grès calcaires micafères grossiers se présentent en couches de 10 à 20 cm, et se débitent en feuillets minces de quelques millimètres.

Enfin, depuis la base même du Sénonien, apparaissent sporadiquement, à la surface des divers grès, de minces couches de conglomérats, à éléments verts, de faibles dimensions, ainsi que des restes d'organismes.

En ce qui concerne la postion stratigraphique dans la série sènonienne, des roches que je viens d'énumérer, j'ai constaté seulement que les marnes gris blanc à Fucoïdes (marnes à ciment) se trouvent toujours dans sa base, et uniquement dans sa base, tandis que les grès micafères, uniquement dans sa partie supérieure.

Du Sénonien, on passe graduellement à l'Eocène, faif constaté depuis longtemps aussi en d'autres régions du Flysch, p. ex. dans le département de Muscel par M. MURGEANU et, plus près

Institutul Geologic al României

de notre région, par M. D. ȘTEFĂNESCU, dans la vallée de la Moldova. Ce fait conduit à admettre la présence très probable du Paléocène; sa séparation n'est pourtant pas possible pour le moment.

L'Eocène forme, dans la région, trois bandes longitudinales plus importantes; il est typiquement développé dans la Valea Maghernița et dans la Valea Nemțișorului.

Il est représenté par des grès siliceux rubannés (les ainsi nommées Couches de Tisaru), par des conglomérats à éléments verts et à Nummulites, par des grès siliceux blancs semblables au grès de Kliwa, des calcaires siliceux fins de couleur jaune olive des grès calcaires verts, marnes vertes, plus rarement rouges, grès verts tendres à Orbitoïdes et enfin par les Couches de Biserícani. Le facies du grès de Tarcău est absent.

Le grès siliceux rubané, dur, du type de Tisaru se trouve en couches de 8 à 10 cm. Il offre une nuance gris bleuâtre en cassure fraîche, avec des raies plus claires, alternant avec d'autres plus foncées. Le grain en est fin. Frappé au marteau, il se débite en esquilles.

Les conglomérats à éléments verts sont formés par de petits fragments de schistes verts du type dobrogéen, par des fragments de calcaires, des petites Nummulites et des restes d'autres organismes. On n'y rencontre pas en général des éléments plus gros d'un cm de diamètre. A remarquer l'absence de blocs de calcaires à Nummulites remaniés, ce qui les distingue des conglomérats oligocènes, où ceux-ci abondent.

Le grès siliceux semblable au grès de Kliwa se distingue de celui-ci par sa couleur un peu plus jaunâtre et par les grains de glauconie qu'il contient. Il se présente en couches jusqu'à 10 ou 15 cm et est en général plus dur que le grès de Kliwa.

Le calcaire siliceux organogène, du type de Pasieczna est très fréquent. Il constitue habituellement des couches de 10—12 cm et grâce à son grain extrêmement fin il ressemble à un calcaire lithographique de couleur vert olive. Sa cassure est conchoïdale.

Les grès calcaires vert bleuâtre sont prédominants dans l'Eocène. Ils forment des couches de 10 à 20 cm d'épaisseur,

Institutul Geologic al României

traversées par des veines de calcite et passent parfois à de vrais calcaires à petit grain de couleur plus claire, en général jaunâtre ou même blanche.

Les marnes vertes se trouvent en intercalations fréquentes dans l'Eocène du bassin du Neamțu et se présentent en couches minces de 2 à 5 cm a ant une surface irrégulière. Ces marnes sont en réalité des argiles, car elles ne font pas d'efferverscence avec les acides. Ce n'est que rarement que l'on en trouve qui soient rouges.

Les grès tendres de couleur verte forment des couches de plus de 15—20 cm d'épaisseur. Il sont friables et se trouvent surtout à la bordure externe de la Nappe marginale. Leur grain est moyen devenant par endroit conglomératique. Dans Pârâul Nilului, affluent du Pârâul Nemțișorului, ils contiennent des Orbitoïdes.

Les couches de Bisericani constituent un paquet de marnes qui se trouvent à la partie supérieure de l'Eocène. Ce sont des marnes d'un vert sale, parfois jaunâtres. Elles sont schisteuses, micafères et relativement molles. L'épaisseur des couches de Bisericani atteint en général 200 m, mais elle monte parfois jusqu'à 400 m.

Comme pour le Sénonien, on ne peut encore envisager la succession précise des éléments stratigraphiques de l'Eocène, tant le plissement en a été intense. Cependant, il est possible d'établir d'une manière tout à fait générale cette succession.

Ainsi qu'il a été constaté dans les régions au S de la mienne, par M. I. Atanasiu et par M. Const. Olteanu, on trouve à la base de l'Eocène, les couches de Tisaru. Ce paquet de couches à petites Nummulites fait la transition vers le Sénonien, et pourrait représenter une partie du Paléocène. Si une détermination des Nummulites était possible, elle pourrait élucider cette question.

Les conglomérats à éléments verts sont d'habitude en relation étroite avec les couches de Tisaru. Ils forment, à la partie supérieure de celles-ci, un banc dont la puissance ne dépasse pas en général 1 m.

Suit au-dessus, surtout à l'intérieur de la Nappe marginale, le grès siliceux jaunâtre semblable au grès de Kliwa mais à grains de glauconie.

Institutul Geologic al României

Les grès calcaires verts ainsi que les marnes vertes abondent à la partie moyenne de l'Eocène.

A la partie supérieure, apparaissent enfin des marnes vertes, lesquelles passent insensiblement aux couches de Bisericani. J'attribue ces couches du fait de leurs affinités pétrographiques, à l'Eocène, tel qu'il a été établi lors de la discussion qui a suivi la communication de M. BĂNCILĂ sur la structure géologique de la Valea Tazlăului Dulce.

L'Oligocène constitue quatre zones synclinales plus importantes. Il a un développement typique en plusieurs endroits, parmi lesquels la Valea Maghernița.

La série débute ici par des marnes blanches bitumineuses passant aux ménilites. Par-dessus on trouve les schistes dysodiliques typiques, feuilletés et bitumineux. Enfin, à la partie supérieure, apparaissent des intercalations de plus en plus fréquentes de grès de Kliwa, qui devient ensuite massif, constituant plusieurs hauteurs importantes, comme Dealul Coarnele, Dobrenașul, Sihla, Măgura Dumesnicului et Chițigăile.

Les marnes bitumineuses blanches forment toujours un paquet de couches de 10—20 m, à la base de l'Oligocène. Ce sont des marnes à grain fin, siliceuses et présentent en cassure fraîche une couleur brune.

Les ménilites ont approximativement la même épaisseur. Elles sont très dures, ont une couleur brune à raies plus claires, et se débitent en parallélépipèdes.

Les schistes dysodiliques constituent, ensemble avec les ménilites et les marnes blanches de base, un horizon puissant d'environ 450 m. Ce sont des schistes feuilletés, bitumineux, à écailles et impressions de Clupéidés. Les surfaces de stratification montrent par places de petits cristaux de gypse, disposés en rosettes. Dans ces schistes, se trouvent souvent des sources sulfureuses ou ferrugineuses.

Le grès de Kliwa forme — comme partout dans les Carpates Orientales — la partie supérieure de l'Oligocène. C'est un grès siliceux homogène, dur, de couleur blanchâtre, englobant assez rarement des fragments de schistes verts. A sa partie inférieure, il admet des intercalations de Schistes dysodiliques, qui dispa-

Institutul Geologic al României

raissent ensuite graduellement, faisant place au grès de Kliwa massif.

Ce grès de Kliwa est mieux représenté dans la partie méridionale de la région; c'est lui qui y forme les hauteurs que je viens de citer. Vers le N, à partir de Valea Râșcuței, il devient de plus en plus rare et tend à être progressivement remplacé par des conglomérats à éléments verts, surtout à la partie externe de la Nappe marginale; ceci s'observe en plusieurs endroits: dans Piciorul Mureșului, au N de Poiana Bârca et dans la vallée dite Bârca Râșcii. Les mêmes conglomérats sont visibles dans les deux ruisseaux du Gruiu, affluents de la Valea Slatina, dans un ruisseau intercalé entre eux et dans un ravin dirigé N—S, à la cote 682, à l'E de Dealul Pietrei vers la Valea Slatina.

Tous ces conglomérats de la partie supérieure de l'Oligocène, sont constitués par de grands blocs de roches pouvant atteindre 1 m de diamètre, comme par exemple dans Piciorul Mureșului. Les roches prédominantes sont les schistes verts, mais on trouve aussi les calcaires à Nummulites.

Si j'ai insisté sur les conglomérats de l'Oligocène supérieur de la partie externe de la Nappe marginale, c'est qu'ils pourraient représenter la zone de passage de l'Oligocène marginal à grès de Kliwa, au facies submarginal de l'Oligocène, dont la partie supérieure est surtout formée par des conglomérats.

L'Autochtone submarginal. Dans la région cette unité apparaît uniquement dans la fenêtre Bran — Dumesnic — Cracău, découverte par M. I. ATANASIU. Deux éléments stratigraphiques entrent dans sa constitution: les couches de Bisericani et l'Oligocène.

Dans cette fenêtre, les couches de Bisericani forment une bande étroite dirigée N-S; elles n'y diffèrent en rien de celles décrites précédemment dans la Nappe marginale.

Elles supportent les marnes blanches siliceuses de l'Oligocène, les ménilites, les dysodiles et enfin, à la partie supérieure, un horizon de conglomérats à éléments verts. Cet horizon de conglomérats atteint à Bâtca Stâncilor, aux sources du Pârâul Bran, une puissance d'environ 300 m, mais en général il est moins épais. Il remplace presque entièrement le grès de Kliwa (fait observé dès 1939 par M. I. ATANASIU) qui n'apparaît plus que très sporadiquement, à la cote 1.061 du point appelé Dosul Stâncilor.

Institutul Geologic al României

et à la cote 1.060 de Bâtca Târgurilor. Ces conglomérats sont formés par des éléments verts, en général de 20 à 30 cm de diamètre, et par de rares blocs de calcaires à Nummulites. Je tiens à remarquer à cette occasion, que les conglomérats verts du Sénonien ont de très petits éléments et ceux de l'Eocène des éléments un peu plus gros, jusqu'à 5 mm. Leurs dimensions en sont bien plus grandes dans l'Oligocène, où elles dépassent dans certains endroits 30 cm (Valea Bârcei). Les plus gros s'observent dans le Miocène. Ce fait exclut la possibilité d'un remaniement d'éléments anciens dans les dépôts conglomératiques plus récents.

Comme je l'ai déjà dit, les conglomérats de la partie supérieure de l'Oligocène remplacent presque entièrement le grès de Kliwa. C'est là, la seule différence de facies, que j'ai eu l'occasion d'observer dans la région dont je m'occupe, entre la Nappe marginale et l'Autochtone submarginal; mais ceci, peut-être aussi du fait que le dernier y affleure peu et seulement par sa partie supérieure.

Il reste toutefois à préciser jusqu'à quel point l'invasion des conglomérats dans la partie supérieure de l'Oligocène a-t-elle un caractère d'horizon et s'il n'est pas question d'un phénomène local, lié à la présence d'une crête.

L'Oligocène du support des conglomérats de Pleşu mérite une attention particulière, du fait de son apparition curieuse à la bordure orientale de la Zone miocène.

A la hauteur du village de Nemţişoru, dans la Valea Catrinei (P. lui Chiţan) dirigée N-S, on trouve deux affleurements très réduits d'Oligocène. L'un s'étend de l'W à l'E, entre les cotes 456 et 513 de la carte à l'échelle 1:20.000, sur une distance approximative de 500 m. L'autre, au NE du précédent, dans la colline de Cetăţuia-Mare, s'oriente aussi de l'W à l'E, depuis la cote 508 à la cote 494, sur environ 250 m. Les deux consistent en marnes blanches bitumineuses oligocènes, mieux conservées dans le premier affleurement, où l'on peut observer leur passage à de vraies ménilites.

Les sédiments intermédiaires ne peuvent être étudiés, le terrain étant masqué par la végétation; on doit cependant mentionner

Institutul Geologic al României

l'apparition, à mi-distance entre les deux, d'une source salée, très concentrée.

Les marnes bitumineuses oligocènes sont dirigées ici N 66° W et sont redressées à la verticale. Elles supportent l'horizon inférieur du Miocène, qui les recouvre en discordance et qui est recouvert à son tour en concordance par les conglomérats de Pleşu. Comme on s'en aperçoit, l'Oligocène supérieur y est absent, balayé probablement par l'érosion qui a fait suite à son plissement ensemble avec les ménilites de base et avant le dépôt de l'horizon inférieur du Miocène. Ceci explique bien l'existence de la discordance mentionnée, discordance qui a été probablement accentuée par une dysharmonie produite au cours des plissements ultérieurs. D'ailleurs, l'intervention de cette phase d'érosion peut expliquer aussi le fait que les deux affleurements d'Oligocène ne se réunissent pas, ni à l'W, ni à l'E.

L'absence de l'Oligocène supérieur empêche jusqu'à présent d'établir auquel des deux facies doivent être attribués ces deux affleurements oligocènes de la Valea Catrinei, et, par conséquent, ni à quelle unité tectonique ils appartiennent. La trouvaille que j'ai eue l'occasion de faire, d'un bloc de 30 ou 40 cm de grès de Kliwa, dans la même vallée, ne présente aucun intérêt pour ce problème: le bloc en question peut en effet représenter un reste d'une terrasse du Pârâul Nemţişorului mais, même s'il provenait de l'horizon supérieur de l'Oligocène, il ne saurait en donner aucune indication sur le facies de celui-ci, car le grès de Kliwa se trouve, d'une manière subordonnée, aussi dans l'Autochtone submarginal.

La Zone Miocène constitue, à elle seule, la partie orientale de la région, ayant la forme d'une bande qui s'élargit graduellement du NW, où elle atteint 1 km à peine de largeur, au SE où sa largeur mesure 7 km. J'y ai distingué — comme l'ont fait, de leur côté, MM. Sava Athanasiu, G. Macovei et I. Atanasiu, dans leur travail intitulé: « La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistriţa » (v. Guide des Excursions, 1927) trois horizons, à savoir: l'un inférieur, marno-gréseux, un horizon moyen, conglomératique (horizon des conglomérats de Pleşu) et un autre supérieur, marneux.

Institutul Geologic al României

L'horizon inférieur affleure dans la Valea Cătrinei, sous les conglomérats de Pleşu, près du village Nemţişoru, où l'érosion plus avancée permet de voir sa position discordante sur l'Oligocène. Il est formé par une succession de marnes et d'argiles verdâtres, en général assez dures, en couches de 2 à 5 cm, admettant des intercalations de grès verdâtres, sableux ou compacts en couches jusqu'à 4 cm.

L'horizon moyen est, exclusivement constitué par des conglomérats, dont le leitmotif pétrographique est formé par les schistes cristallins verts du type dobrogéen.

Ces conglomérats constituent, à eux seuls, le sommet de la Culmea Pleşului ainsi qu'une bonne partie du Dealul Brădăţelul[1]), au S de Tuderiţeni. Les éléments en atteignent de grandes dimensions, dépassant parfois 1 m de diamètre. Y prédominent des schistes chloriteux, des schistes sériciteux, et aussi des phyllites; très rarement on y rencontre des blocs calcaires à Nummulites, Assilines et Brachiopodes, et ceci surtout sur le versant NE du Pleşu; exceptionnellement, on trouve encore un calcaire blanc coralligène du type habituel des calcaires jurassiques. L'horizon des conglomérats de Pleşu dépasse en général 800 m de puissance. A leur limite vers le Sarmatien, apparaît une série d'environ sept sources salées, parmi lesquelles, celles qui font le renom des bains bien connus d'Oglinzi.

Les éléments de ces conglomérats sont assez fortement cimentés par un lien gréseux.

L'action continuelle des eaux détruit à la longue ce ciment et les blocs devenus libres dévalent les pentes, invadant tout le terrain et rendant impossible le lever exacte de leur limite vers le Sarmatien.

Pour ce qui touche l'âge de ces conglomérats, les avis ont assez varié.

En 1883 Gr. Cobălcescu était d'avis qu'ils pouvaient représenter le Premier Etage Méditerranéen. Quelques années après,

[1]) M. le Prof. M. David paraît considérer les conglomérats du Brădăţelul comme représentant un énorme cône de déjection. V. à ce sujet, « Relieful regiunilor subcarpatice din districtele Neamţ şi Bacău », *Bul. S. R. R. de Geografie*, 1931, Bucureşti, 1932.

Institutul Geologic al României

en 1889, M. S. ATHANASIU les attribuait à la Formation Salifère du Méditerranéen, dans son travail, « Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen ».

A l'occasion de la troisième session du Congrès International du Pétrole, M. S. ATHANASIU revenait sur cette affirmation et distinguait dans la Culmea Pleşului une série de conglomérats, qui s'appuie sur les ménilites, et qui ne contient pas à l'état remanié, des blocs arrachés à l'Oligocène supérieur, et une deuxième, supérieure, renfermant des blocs remaniés de grès de Kliwa. Conformément à cette observation, M. S. ATHANASIU attribuait à la série inférieure un âge oligocène, et considérait la supérieure, comme appartenant au Miocène.

En 1913, M. PREDA, dans son travail, « Geologia regiunii subcarpatice din partea de Sud a Judeţului Bacău » considère les conglomérats de Pietricica (équivalents d'après l'opinion de M. S. ATHANASIU de ceux de Pleşu), comme formant la base de la Formation Salifère supérieure. Cette formation correspondrait à son tour au Deuxième Etage Méditerranéen, c'est-à-dire à l'ensemble de l'Helvétien et du Tortonien.

Un peu plus tard, en 1916, M. S. ATHANASIU, dans sa communication intitulée « Formaţiunea Saliferă miocenă din Basinul Cuejdiului şi Almaşului din districtul Neamţu şi raporturile sale cu Flyschul », revient sur son affirmation de 1907 et considère les conglomérats de Pietricica, Pleşu et Corlatele—Arşiţa Lungă comme d'âge helvétien.

Enfin, dans son travail, « Contributions à la stratigraphie et à la tectonique du Flysch marginal moldave » de 1939, M. I. ATANASIU attribue les conglomérats de Pleşu, comme ceux de Pietricica, à l'Oligocène.

Cette hypothèse paraît être appuyée par le fait que les conglomérats de Pleşu ne renferment pas des éléments empruntés aux ménilites du support, ce qui s'expliquerait plus facilement en admettant une continuité de sédimentation; dans ce cas, les conglomérats représenteraient la partie supérieure de l'Oligocène. Il résulte cependant, de ce que je viens de consigner, qu'il ne peut être question de continuité de sédimentation des ménilites aux conglomérats; au contraire, il y a discordance de l'horizon inférieur du Miocène par rapport aux ménilites. D'ailleurs, si l'on

Institutul Geologic al României

admettait un âge oligocène pour les conglomérats, il s'ensuivrait que l'horizon marneux inférieur, que j'attribue au Miocène, similaire à l'horizon inférieur du Miocène de Gârcina, affleure en fenêtre, ce qui est difficile à admettre dans une région à tectonique relativement tranquille comme celle-ci. D'autre part, la présence d'un horizon miocène sous les conglomérats de Pleşu, horizon qui couvre les ménilites, peut expliquer suffisamment pourquoi l'on ne trouve pas des blocs, de l'Oligocène remaniés dans ces conglomérats.

Pour ces motifs, et d'accord avec les opinions plus anciennement exprimées sur ce sujet, par les auteurs que j'ai cités, je considère que les conglomérats de Pleşu sont sédimentés pendant le Miocène.

L'horizon supérieur est compris, entre les formations du Flysch à l'W et l'horizon moyen à l'E, et constitue une bonne partie de la Culmea Pleşului. Cet horizon débute en général par un sous-horizon gréseux —le sous-horizon du grès de Moişa —atteignant souvent jusqu'à 250 m de puissance. C'est un grès glauconieux, en couches épaisses de 10 à 15 cm et qui fait passage entre les conglomérats et la partie supérieure de l'horizon. Celle-ci est constituée, par des marnes molles, d'un vert pâle ou jaunâtre, en couches de quelques centimètres et à de rares intercalations de grès sableux jaunâtres. Tous les affluents gauches de Pârâul Nemţişorului, à partir de Rusu-Mic vers l'E, ont creusé leur vallée dans ces marnes. C'est seulement d'une manière exceptionnelle que ces marnes comprennent des intercalations de gypses: ainsi dans Dealul Bătului du bassin de la Râşcuţa, dans Piciorul Suha et dans Dealul Brădăţelul.

Une assimilation de ces horizons, aux étages classiques du Miocène, n'est pas encore possible, vu l'absence complète des restes organiques. Si l'on se réfère toutefois à la classification proposée par MM. H. Grozescu, I. P. Voiteşti et D. M. Preda, pour le Miocène du département de Prahova —ainsi que d'ailleurs MM. Sava Athanasiu, G. Macovei et I. Atanasiu l'ont fait pour la région au S de la mienne —nous pouvons paralléliser les conglomérats de Pleşu aux conglomérats à restes de Pectinidés (*P. beudanti* Bast., etc.) du département de Prahova, qui, comme on le sait, ont été attribués au Burdigalien. Dans ce

Institutul Geologic al României

cas, l'horizon supérieur représenterait l'Helvétien, tandis que l'horizon marneux inférieur reviendrait au Burdigalien inférieur ou, peut-être, à l'Aquitanien.

Tectonique

Le trait tectonique le plus important de la région, c'est le charriage de la Nappe marginale sur l'Autochtone submarginal, observé pour la prémière fois, par M. I. ATANASIU.

Nous devrons donc nous occuper, en premier lieu, de ce charriage; nous aborderons ensuite le contact de la Zone interne avec la Nappe marginale, et envisagerons les plissements de cette dernière; enfin, nous étudierons le contact de cette nappe avec les dépôts post-tectoniques, qui constituent la Zone Miocène et à la fin, les plissements de ceux-ci.

Le charriage est évident dans la fenêtre Bran—Dumesnic—Cracău. Cette fenêtre s'étend dans notre région sur 8 km, depuis le thalweg du Pârâul Neamțului, vers le S, le long du Pârâul Bran; elle est recoupée plus loin par le Dumesnic, remontant plus au S encore, dans Bâtca Stâncilor, jusqu'où j'ai eu l'occasion de la suivre; elle se termine dans la vallée du Cracău.

On peut observer, le long des limites de la fenêtre Bran—Dumesnic—Cracău, les rapports entre la Nappe marginale caractérisée par le facies du grès de Kliwa sous lequel se présente l'Oligocène supérieur, et l'Autochtone submarginal, caractérisé par le facies conglomératique de cet Oligocène supérieur. L'Autochtone affleurant dans cette fenêtre forme un anticlinal montrant dans son axe un paquet de couches de Bisericani flanqué par deux synclinaux: l'un à l'E, entre Pârâul Bursuna et Pârâul Aruncat, l'autre plus large, au N, à Bâtca Stâncilor.

On peut observer en effet, dans la partie orientale de la fenêtre, le Sénonien de la nappe chevauchant l'horizon conglomératique de l'Oligocène. Le Sénonien offre ici une inclinaison de 40 à 70° vers l'E. Plus au S, au droit du mont Chita-Mare, le Sénonien est laminé, et c'est l'Eocène de la nappe qui chevauche directement l'Oligocène submarginal. L'extrémité N de la fenêtre n'es pas visible, étant masquée par les alluvions du P. Neamțului.

Institutul Geologic al României

Vers l'W, les rapports sont plus curieux car ici, les couches de Bisericani, à inclinaisons de plus de 50°, recouvrent le Sénonien; il est probable cependant qu'en profondeur elles se replient pour pénétrer sous le Sénonien de la nappe. Les plis de l'Autochtone de la fenêtre sont donc déversés vers l'W, du moins à son extrémité vers Valea Neamțului.

Ce caractère des plis de l'endroit, comme aussi le fait que de suite à l'E, il existe dans la Nappe marginale un pli assez important et également déversé vers l'W — le pli à rebours de Straja—Măgura Dumesnicului, dont je m'occuperai plus bas — nous oblige à nous demander jusqu'à quel point les conglomérats qui remplacent le grès de Kliwa ont-ils un caractère de facies, en d'autres mots, si ces conglomérats ne constituent-ils pas uniquement une invasion à caractère local de l'Oligocène supérieur, et si la fenêtre de Bran — Dumesnic — Cracău n'est-elle pas un simple synclinal à rebours. C'est pour cela que j'ai dit plus haut, que ce n'est que d'une manière provisoire que je me rallie à l'interprétation en nappes — donnée par M. ATANASIU — de la tectonique de cette région. Seul un lever très détaillé de l'extrémité méridionale de la fenêtre — où il est possible que les rapports entre la nappe et l'Autochtone soient plus nets — pourrait nous donner la solution du problème. En tous cas, il ressort des données que nous possédons jusqu'à présent que le charriage n'a pu avoir lieu qu'après l'Oligocène supérieur et probablement au cours de l'Aquitanien.

Le contact de la Zone interne avec la Nappe marginale est un problème qui ne m'arrêtera pas longtemps, mes données jusqu'à ce moment étant insuffisantes. Parler de ce contact, c'est d'ailleurs parler des rapports entre les Schistes Noirs et le Sénonien. A ce sujet, mes recherches me permettent d'affirmer comme du reste l'a fait aussi M. G. CERNEA, il y a peu, que les Schistes Noirs chevauchent le Sénonien et que les limites entre eux sont aussi nettes que possible, aussi bien dans la vallée de la Râșca, que dans celle du Neamțu.

Les plis de la Nappe marginale sont en général déversés vers l'E. Comme je l'ai déjà dit, le Sénonien constitue dans la partie

Institutul Geologic al României

interne de la région une zone large et intensivement plissée. L'impossibilité d'y distinguer des horizons dans ce Sénonien, d'une part, d'autrepart, la présence d'innombrables plis à caractère secondaire, rendent très malaisé à préciser le nombre des plis principaux.

A la partie externe de la nappe, quatre zones synclinales dont l'axe est constitué par l'Oligocène,—habituellement à couches de Bisericani à la base — rendent un caractère tourmenté à la région.

En partant de l'W, la première zone c'est la zone Chițigăile—Măgura Dumesnicului. Autrefois continue, elle a été fragmentée par l'érosion en trois synclinaux: le synclinal Chițigaia-de-Sus, celui de Chițigaia-de-Jos, et enfin le synclinal à rebours Straja—Măgura Dumesnicului.

La deuxième zone synclinale, c'est celle qui, débutant dans Vârful Crucea Tomei, se dirige vers le S constituant Vârful Arșița Caprei, recoupe Pârâul Râșcuța en un point où elle montre la tendance de se dédoubler, constitue ensuite Culmea Dobreanului, atteint plus loin le point appellé Stânca et se continue encore plus loin vers le S, en passant au droit de Mânăstirea Sehăstria où l'Oligocène disparaît sur une courte distance.

La troisième c'est la zone Bârca—Leghin—Agapia.

La quatrième enfin, commence au droit du cloître Vovidenia, d'où elle se prolonge vers le S, au bord du Flysch avec de petites interruptions.

Ces synclinaux sont séparés par trois zones anticlinales, que voici: la zone Poiana Popasului—Strungăriile—Straja—Dumesnic; une autre, plus à l'E, qui débute à Piciorul Lupului et continue par Pârâul Lidvului, et Culmea Dobreanului jusqu'à Poiana lui Serghie et enfin, une troisième zone, celle de Mălin—Brăileanca—Muncelul Agapiei.

La zone Poiana Popasului—Straja —Dumesnic est constituée dans sa plus grande partie, par du Sénonien flanqué d'Eocène, en particulier vers l'E. A l'W cet Eocène disparaît; ceci, soit comme effet de l'érosion — comme c'est le cas pour le soulèvement axial du Dealul Bompa—Pipirig, soit par laminage, ce qui arrive à la hauteur du rebours Straja—Măgura Dumesnicului.

La deuxième zone anticlinale est constituée par l'Eocène jusqu'au point nommé Rusul Neamțului. Plus au S apparaît dans

Institutul Geologic al României

son axe le Sénonien tandis que l'Eocène du flanc oriental commence à se laminer, pour disparaître complètement au droit de Culmea Dobreanului. A partir d'ici vers le S, le Sénonien chevauche directement l'Oligocène, étant déversé vers l'E.

Enfin on doit rappeler encore le troisième anticlinal d'Eocène à l'extérieur même du Flysch: c'est l'anticlinal Mălin—Brăileanca—Muncelul Agapiei, dans l'axe duquel affleure, au droit de Poiana-Grajdurilor, le Sénonien.

Tous ces plis de la Nappe marginale sont poussés, en général vers l'E; c'est le style tectonique général de la contrée. Font exception uniquement le rebours Straja—Măgura Dumesnicului, le Sénonien qui le recouvre, et aussi le Sénonien qui flanque vers l'W la fenêtre Bran—Dumesnic—Cracău.

Le rebours Straja—Măgura Dumesnicului, est un synclinal d'Oligocène poussé vers l'W. Cet Oligocène est concordant avec l'Eocène sous-jacent et se développe depuis la cote 806 du Dealul Bompa, vers le S, atteint la largeur maximum dans Pârâul Straja et se prolonge dans Măgura Dumesnicului. A partir du ruisseau Groapa-cu-Arini, perd son caractère de pli à rebours, et devient un simple pli droit. Le flanc Ouest de ce synclinal offre un développement normal; au contraire, le flanc oriental est faillé et chevauché par le Sénonien de la zone Poiana Popasului—Straja—Dumesnic qui, à cet endroit, constitue un anticlinal composé de deux anticlinaux secondaires, dont les charnières divergent vers le haut (il y dessine ainsi un évantail composé). En général la Nappe marginale s'affaisse vers le Nord, d'abord par sa partie externe, puis par sa partie interne.

Le contact de la Nappe marginale avec la Zone miocène se présente partout comme une ligne de contact anormal, le long de laquelle le Flysch chevauche le Miocène. Cette ligne n'a qu'une importance secondaire. Il faut en effet s'imaginer qu'après la mise en place de la Nappe marginale sur l'Autochtone submarginal a commencé la sédimentation des dépôts miocènes, lesquels, au début, dépassaient certainement vers l'W leur limite actuelle.

Le Flysch a été repris, dans son entier, par les plissements post-helvétiens, qui ont déterminé son chevauchement sur le Miocène. En tous cas, la Nappe marginale s'étend vers l'E, au-des-

Institutul Geologic al României

sous du Miocène, peut-être même jusque dans la Valea Catrinei, où l'Oligocène apparaît dans la Culmea Pleşului sans pouvoir — comme je l'ai déjà dit — préciser à quelle unité il appartient.

Les plis de la Zone miocène sont des plis larges. J'y ai distingué seulement deux anticlinaux, celui de Brădăţelul et celui de Pleşul, les deux plus ou moins déversés vers l'E.

En ce qui concerne les sources salées de la bordure orientale de la Culmea Pleşului, elles sont en connexion avec une série sédimentaire qui, en jugeant d'après la source à grande concentration mentionnée plus haut, pourrait se trouver au-dessous des ménilites. Malheureusement, cette formation est masquée par la végétation, si bien qu'on ne peut rien dire sur ses caractères, ni sur son âge.

A l'extérieur, enfin, commence le Sarmatien, resté horizontal.

Prennent part aux discussions MM.: D. M. PREDA, M. PAUCĂ, G. MURGEANU, G. MACOVEI, G. CERNEA, T. JOJEA et M. FILIPESCU.

Séance du 1-er avril 1941

Présidence de M. G. MACOVEI.

Invités MM.: Prof. I. ATANASIU, M. PAUCĂ et M. G. FILIPESCU.

— MM. AL. CODARCEA et N. PETRULIAN. — **Le gisement de fer de Vlăhiţa (départ. d'Odorheiu)** [1]).

— M. T. JOJEA fait un rapport sur: M. REY. — Distribution stratigraphique des Hantkenina dans le Nummulitique du Rharb (Maroc). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, cinquième série, t. VIII-e, fasc. 5—6, p. 321, Paris 1938.

— M. V. C. PAPIU fait un rapport sur: J. Goguel. — Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, cinquième série, t. VIII-e, fasc. 3—4, p. 251, Paris 1938.

[1]) Le manuscrit n'a pas été reçu à la rédaction.

Institutul Geologic al României

Séance du 8 avril 1941

Présidence de M. G. MACOVEI.

Invités MM.: A. DRĂGULĂNESCU, ingénieur, D. LAZARIADE, M. PAUCĂ.

M. G. MACOVEI a le grand regret d'annoncer la mort de L. EDELEANU, ancien chef du Laboratoire de chimie de l'Institut Géologique et auteur d'importants travaux de chimie parus dans nos publications.

— M. M. POPOVĂŢ. — **Recherches sur le loess: une coupe à Slobozia Veche** (Ialomiţa).

Bien qu'à première vue la question du lœss paraîtrait épuisée, si l'on considère la masse des travaux publiés, il n'existe pas encore d'étude qui permette des conclusions générales. C'est ainsi que la provenance du matériel qui constitue le lœss de certains dépôts est inconnue. De même, la manière de sédimentation de ce dépôt éolien n'a pas été étudiée dans ses détails. On ne connaît pas, de façon certaine, ni l'étendue, ni l'épaisseur de la plupart des dépôts. Enfin, la définition même du terme loess n'est pas toujours précise. Ces incertitudes sont dues, en grande partie, au fait qu'on n'a pas entrepris, conjointement avec les investigations sur le terrain, des recherches au laboratoire, au moyen de méthodes appropriées.

Ne pouvant être question, dans l'état actuel de nos connaissances, d'une étude d'ensemble approfondie, nous nous sommes contenté de présenter, de temps à autre, des données analytiques qui, nous l'espérons, constitueront des points de repère utiles aux recherches embrassant ce vaste sujet, le lœss. L'objet de cette note est d'apporter du matériel inédit pour servir à l'étude du lœss. Dans ce but, nous avons examiné une coupe dans la rive droite de la Ialomiţa, à Slobozia-Veche. La coupe a été pratiquée jusqu'à 10 mètres, sans être continuée plus profondément, vu que l'accumulation des éboulis pourraît fausser la composition réelle. Au point examiné, la hauteur de la berge atteint environ 15 mètres.

Institutul Geologic al României

Le lœss constitue un dépôt exclusivement éolien. Parmi tous les moyens d'investigation au laboratoire des poussières qui le constituent, c'est l'analyse granulométrique qui fournit les meilleures indications. C'est pourquoi, cette fois encore, nous avons effectué des analyses granulométriques détaillées des échantillons prélevés dans la coupe. En outre, nous avons examiné la variation des carbonates, qu'on trouve toujours dans le lœss.

Description de la coupe. — Voici la description de la coupe (fig. 1): Le sol formé sur cette roche est un sol brun clair de steppe

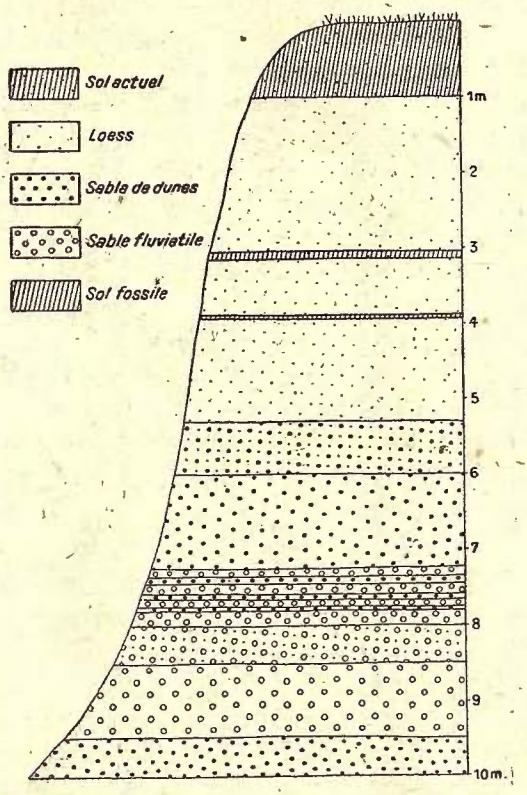

Fig. 1. — Section dans le loess de Slobozia Veche.

à 3,91% d'humus. La couche colorée par la matière organique atteint un mètre, et c'est dans cet horizon qu'apparaissent des

Institutul Geologic al României

efflorescences calcaires à 0,78 m et, à 0,86 m, de petites concrétions, dont l'accumulation cesse à 1,40 m. La coupe est continuée par du lœss inaltéré, jusqu'à 3,05 m, où l'on trouve une bande de couleur roux foncé, large à peine de 5—10 cm. L'humus qui, aussi bien immédiatement au-dessus (3 m) qu'au-dessous (3,2 m) n'atteint que 0,8%, arrive dans la bande à 1,5%. Ordinairement à la base de cette bande, parfois dans sa masse même, la couleur, plus foncée, tend au noir. Tandis que la ligne de démarcation supérieure de la bande est ondulée irrégulièrement, sa base est, en général, de beaucoup plus régulière. Cette bande représente un sol fossile et l'épaisseur si réduite est due, probablement, à l'enlèvement par le vent du matériel superficiel, jusqu'à ce qu'une nouvelle période de dépôt des poussières l'ait enfoui.

A la profondeur de 3,55 m on trouve une deuxième accumulation d'efflorescences calcaires qui s'étend jusqu'à 4,4 m. Dans cet horizon, à 3,85 m il y a un deuxième sol fossile, de couleur brun foncé, épais de seulement 2—3 cm. En d'autres coupes dans la rive on aperçoit une troisième bande, aussi mince, qui manque dans celle-ci. L'aspect de la partie inférieure de la première bande, de même que la présence, dans les deux bandes suivantes, de minces couches de charbon, nous fait penser à des incendies qui ravageaient la végétation de l'époque.

Vers 5,3 m on rencontre une couche de lœss à gros grains de sable qui, nous le verrons bientôt, a été révélée par l'analyse granulométrique un mélange de matériel propre au lœss et un autre propre aux sables de dunes. Vers 6 m le dépôt est formé par du sable de dunes pur, à faible consistence. Vers 7,25 m il y a une mince couche de sable à texture plus fine, de consistance plus forte, qu'on reconnaît être du sable fluviatile. De fréquentes alternances des deux sortes de sables s'ensuivent jusqu'à 8,50 m, où on trouve une couche plus forte de sable fluviatile. Au-dessous de 9 m le sable présente des taches brunes. A partir de 9,50 m le sable est aggloméré par du CO_3Ca qui, à 10 m, constitue de véritables bancs de grès, épais de 20 à 30 cm.

Composition granulométrique. — Examinons maintenant la composition granulométrique dans la coupe (tableau I). On remarque que le dépôt le plus récent, jusqu'à environ un mètre de profon-

Institutul Geologic al României

TABLEAU I-er

Coupe de Slobozia-Veche

Composition granulométrique

Nature de la roche	Profondeur m	Diamètres 2-1 mm	1-0,5 mm	0,5-0,2 mm	0,2-0,1 mm	0,1-0,05 mm	0,05-0,02 mm	0,02-0,002 mm	<0,002 mm	Carbonates et humus	Total
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
	0	—	—	3,1	9,2	19,0	26,4	22,0	10,2	9,5	99,4
	1	—	—	1,6	6,9	15,3	25,1	18,0	10,9	20,8	98,6
	2	—	—	0,2	8,5	10,6	33,1	19,2	10,5	16,9	99,0
l	3	—	—	0,1	5,4	14,1	33,7	19,3	11,3	15,1	99,0
	3,05	—	—	0,1	8,1	8,9	33,7	25,3	10,2	13,0	99,3
	3,20	—	—	0,1	4,5	12,0	35,5	23,1	12,8	10,8	98,8
	4		—	1,3	5,0	15,4	33,9	19,4	10,1	14,3	99,4
	4,50	—	—	1,1	12,5	22,8	29,8	12,9	9,3	10,7	99,1
l+sd	5,50	0,2	2,4	19,5	7,0	14,6	22,9	13,7	7,1	12,3	99,7
sd	6,50	0,1	0,6	41,9	26,4	7,6	6,8	3,3	2,8	10,2	99,7
	7	—	0,3	47,2	34,8	4,8	2,5	0,5	2,0	8,1	100,2
sf	7,30	—	—	13,7	40,6	19,0	9,8	2,9	3,8	9,8	99,6
sd	7,40	—	traces	45,7	33,5	5,9	3,3	0,2	2,1	9,6	100,3
l+sf	8	—	traces	3,8	34,3	9,5	23,1	10,4	6,3	12,0	99,4
sf	9	0,2	0,6	25,3	32,8	14,6	11,7	1,5	3,6	9,5	99,8
sd	10	—	0,9	30,0	48,4	6,9	1,0	1,6	2,0	9,1	99,9

Nature de la roche: l=loess: sd=sable de dunes sf=sable fluviatile.

deur, contient des granules plus grossiers. Entre 1 et 3 m la composition du lœss est presque constante et très semblable aux échantillons prélevés en d'autres endroits de Roumanie. La teneur en granules au diamètre 0,5—0,2 mm ne dépasse pas 0,1—0,2% et les granules de 0,05—0,02 mm, qui constituent la fraction prépondérante dans tous les échantillons de lœss atteint environ 40%. On remarque, comme dans presque tous les autres échantillons de lœss analysés par nous, la teneur pratiquement constante en poussière (0,02—0,002 mm), environ 23%. Enfin, l'argile se trouve en proportion de 13—14%.

Au-dessous du sol fossile supérieur, la texture du lœss devient de plus en plus grossière, pour passer au sable de dunes, où prédomine la fraction 0,5—0,2 mm, suivie par la fraction 0,2—0,1

Institutul Geologic al României

mm. Le sable fluviatile est plus fin que le sable éolien, la fraction prédominante étant 0,2—0,1 mm. A remarquer, des données du tableau, le brusque abaissement de la teneur en fractions > 0,2 mm pour le sédiment de 8 m, tandis que la teneur en granules 0,05—0,02 mm, caractéristiques au lœss, croît.

Pour caractériser la texture des sédiments meubles il existe certaines méthodes qui, en essence, consistent à trouver deux ou plusieurs valeurs, déduites des données analytiques. Nous utilisons couramment les indices de texture, D_m représentant le diamètre moyen des granules du sédiment, H mesurant le degré d'homogénéité de la texture de ce sédiment [1]. Un autre système de valeurs est dû à M. HELGE GRY [2]. Dans celui-ci, Δ représente le diamètre moyen de la fraction prédominante dans le sédiment, tandis que M signifierait le pourcentage des granules de cette fraction. Ces valeurs sont inscrites au tableau II.

On y remarque, d'après les valeurs de D_m des deux premiers échantillons de la surface, que le lœss possède une texture assez grossière qui, à partir de 2 mètres, prend la valeur moyenne dans cette coupe. La valeur la plus réduite pour D_m est trouvée pour l'échantillon de 3,20 m, qui constitue l'horizon inférieur du sol fossile de 3,05 m.

La texture de la couche de 5,5 m conduit à un D_m très différent des valeurs précédentes, de même que le degré d'homogénéité H. Par la méthode de M. GRY, pour ce sédiment on calcule deux valeurs Δ, c'est-à-dire il y a deux fractions prédominantes. L'une correspond, comme ordre de grandeur, aux valeurs relatives au lœss, l'autre au sable de dunes. Il résulte qu'après le dépôt du sable de dunes que nous trouvons plus bas, à 6,50 m, tandis que le sable continuait à s'accumuler, se déposaient aussi des poussières de lœss, d'ailleurs à granules assez grossiers, à savoir des poussières similaires à celles qu'on trouve à la base de la couche de lœss (4,50 m).

Après la couche de sable de dunes, on y trouve inséré un sable

[1] M. POPOVĂȚ. Indices de texture des sédiments. *Bull. Sect. Scient. Acad. Roum.*, 18, 1936, p. 154—159.

[2] HELGE GRY. Eine Methode zur Charakterisierung der Kornverteilung klastischer Sedimente. *Geol. Rundschau*, 29, 1938, p. 175—195.

Institutul Geologic al României

TABLEAU II

Coupe de Slobozia-Veche

Indices de texture

Nature de la roche	Profondeur m	D_m	H	Δ	M
	0	0,048	63	0,043	26
	1	0,042	61	0,037	28
	2	0,037	65	0,030	36
	3	0,035	65	0,033	36
l	3,05	0,035	67	0,028	38
	3,20	0,031	65	0,030	36
	4	0,038	67	0,036	37
	4,50	0,052	67	0,047	31
l+sd	5,50	0,122	57	0,275 0,046	67 37
sd	6,50	0,186	79	0,240	51
	7	0,199	87	0,229	69
sf	7,30	0,121	80	0,132	47
sd	7,40	0,192	87	0,234	72
l+sf	8	0,078	62	0,132 0,030	81 54
sf	9	0,151	76	0,155	41
sd	10	0,182	84	0,155	60

Nature de la roche: l=loess, sd=sable de dunes, sf=sable fluviatile.

différent, à texture plus fine et consistance plus forte. C'est un sable alluvionnaire, du sable fluviatile. Autant le diamètre moyen que le degré d'homogénéité sont plus réduits, impliquant un triage moins parfait que pour le sable de dunes. On sait que l'action de transport du vent est manifestée par un meilleur triage des granules que dans le transport par l'eau.

La différence des deux sortes de sables est mise en évidence par leurs courbes de sommation (fig. 2). La pente de la courbe représentant un sable de dunes est plus raide que celle de la courbe du sable fluviatile. Dans la même figure, on voit aussi la courbe du lœss, à triage encore moins parfait, et la courbe représentant un sédiment à la formation duquel ont contribué deux agents: transport aérien et fluviatile (couche de 8 m). Cette dernière courbe est composée de deux tronçons, l'un semblable à la

Institutul Geologic al României

courbe du lœss, l'autre approchant de l'allure de la courbe du sable fluviatile.

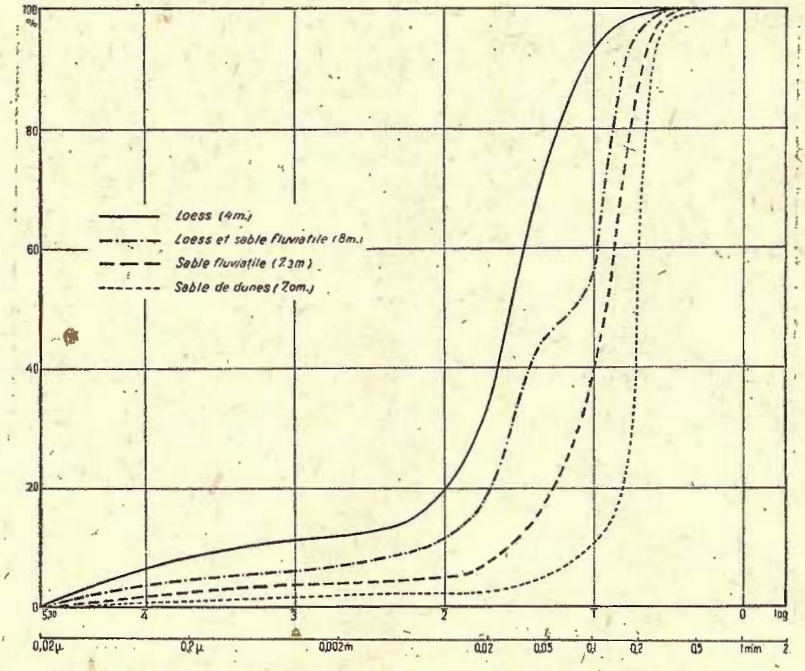

Fig. 2. — Courbes cumulatives des compositions granulométriques des sédiments

Dans la figure 3, on trouve ces caractéristiques représentées par les histogrammes des mêmes sédiments. Pour le sable de dunes de 7 m la fraction prédominante est celle de 0,43—0,2 mm, suivie par un taux moindre de la fraction 0,2—0,093 mm *). Les autres fractions étant très peu représentées dans ce sédiment, il résulte que le triage des granules a été bon. Pour le sable fluviatile de 7,30 m c'est la fraction 0,2—0,093 mm qui prédomine, mais il y a aussi des quantités appréciables des fractions voisines. La forme des deux histogrammes est, en général, caractéristique pour ces deux sortes de sédiments.

*) La construction des histogrammes réclame que les résultats soient transformés de telle manière, que les fractions inscrites aient des limites formant une progression géométrique.

Institutul Geologic al României

Poursuivons l'examen de la coupe (fig. 1 et tableaux I et II). Les sables éoliens et alluviaux alternent en minces couches et, plus profondément, à 8 m, on trouve une couche plus forte d'un

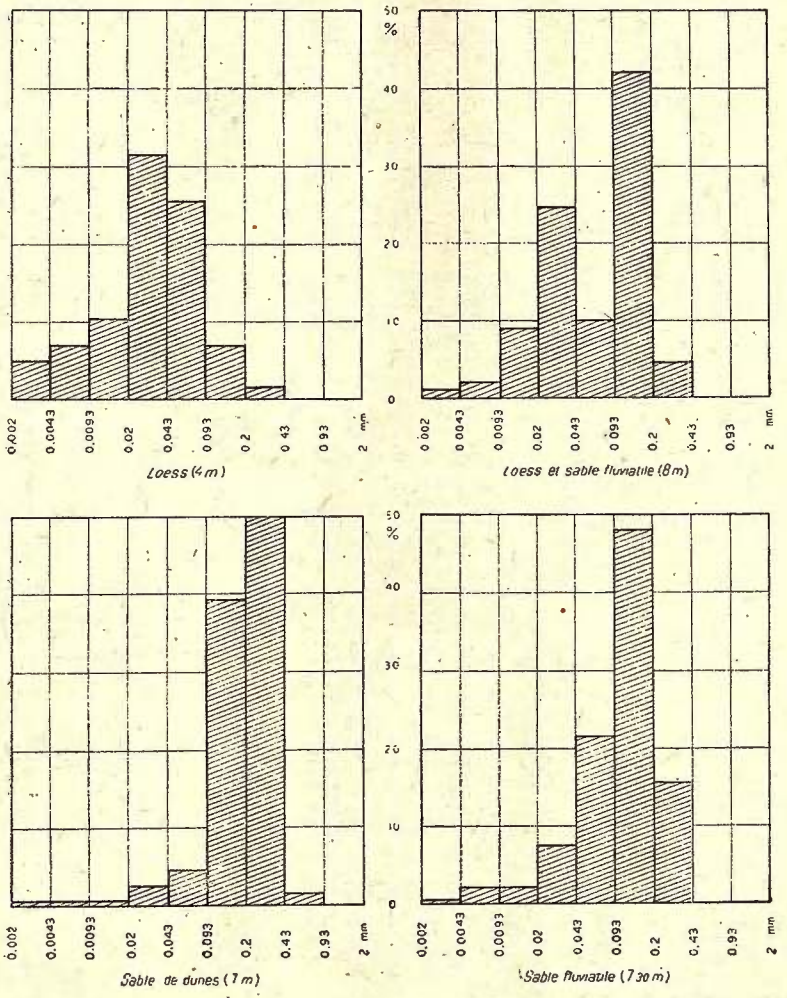

Fig. 3. — Histogrammes des sédiments

mélange de sable fluviatile et de lœss. La nature de ce sédiment peut être déduite des valeurs de Dm, H et Δ. Dans ce cas, tandis que le processus d'alluvionnement se poursuivait, des poussières,

Institutul Geologic al României

portées par le vent et enlevées d'une région située à une certaine distance, se déposaient en se mêlant au sable fluviatile. Il semblerait, d'après la valeur de Δ, qu'à cette époque le vent était moins fort qu'à l'époque, postérieure, du dépôt des poussières du lœss et du sable de dunes. En effet, Δ = 0,030 mm dénote une texture plûtôt fine du dépôt.

A 8,50 m on trouve une couche de sable fluviatile, et à 9,50 m il semble que le sable serait de provenance éolienne. Cette fois, les valeurs de Δ ne peuvent plus servir à différencier les deux sédiments, ce qui n'est possible que grâce aux valeurs de M. Bien que les différences des indices Dm et H ne soient pas trop concluantes, on peut admettre que les deux sédiments sont, effectivement, le premier du sable fluviatile, le second du sable de dunes.

Les carbonates de calcium et de magnésium. On fait souvent mention de la présence, dans le loess, du carbonate de magnésium, mais il n'existe aucune donnée analytique concernant ce composant *). C'est pourquoi il nous a paru intéressant d'examiner la variation, dans la coupe, de la teneur en CO_3Mg, parallèlement à celle du CO_3Ca. On trouve, (tableau III), les résultats calculés à partir des teneurs en CaO, MgO et CO_2 dosés, en tenant compte des fractions redevables à l'échange des bases.

Le graphique de la fig. 4 montre la variation des carbonates dans la coupe. Le carbonate de calcium, lessivé des couches superficielles du sol actuel, révèle son accumulation à la profondeur de 1 m. Sa teneur baisse ensuite, pour s'élever de nouveau à 4 m. Ceci représente l'accumulation due à l'horizon C du sol fossile de 3,05 m. Plus bas, la teneur oscille autour de 10%, sans qu'on puisse déceler avec précision l'horizon d'accumulation du deuxième sol fossile. D'ailleurs, la minceur de la couche de ce dernier, dénote que la période de cessation du dépôt des pous-

*) On ne trouve de telles données que dans un travail sur l'échange des bases dans le sol, dû à M. CERNESCU [1]), mais l'auteur étudiant les processus dans le profil d'un sol de steppe, les analyses s'arrêtent à la profondeur de 1 m, ce qui ne peut éclaircir la question.

[1]) N. CERNESCU. Determinarea capacităţii de schimb. *Inst. Geol. Rom., Studii techn. şi Econ.*, Seria C, Nr. 5, 1939.

Institutul Geologic al României

TABLEAU III

Coupe de Slobozia-Veche

Teneur en carbonates

Nature de la roche	Profondeur m	Dosé			Calculé	
		CO_2	CaO	MgO	CO_3Ca	CO_3Mg
		%	%	%	%	%
	0	2,44	2,89	0,20	5,14	0,42
	1	8,54	10,60	0,38	18,87	0,79
	2	7,11	8,53	0,60	15,18	1,25
l	3	6,45	7,11	0,77	12,66	1,61
	3,05	5,17	5,64	0,72	10,04	1,50
	3,20	4,64	4,85	0,64	8,63	1,34
	4	6,00	6,89	0,56	12,26	1,17
	4,50	4,51	5,34	0,42	9,51	0,88
l+sd	5,50	5,19	6,11	0,36	10,88	0,75
sd	6,50	4,54	5,52	0,14	9,83	0,29
	7	3,12	4,17	0,12	7,42	0,25
sf	7,30	4,19	5,10	0,21	9,08	0,44
sd	7,40	4,18	5,07	0,14	9,02	0,29
l+sf	8	5,03	5,95	0,39	10,59	0,82
sf	9	3,92	4,95	0,18	8,81	0,38
sd	10	3,73	4,81	0,09	8,56	0,19

Nature de la roche: l=loess, sd=sable de dunes, sf=sable fluviatile.

sières, représentée par la formation de ce sol, a été bien courte.

La variation de la teneur en carbonate de magnésium, plus soluble que le carbonate de calcium, montre qu'il a été lessivé plus profondément, son accumulation n'ayant lieu qu'à 3 m. A partir de cette profondeur sa variation suit, en gros, celle du carbonate de calcium. Les quantités de CC_3Mg sont sensiblement inférieures à celles du CO_3Ca, qui atteint presque 19% dans son horizon d'accumulation, tandis que l'accumulation maximum du CO_3Mg n'arrive qu'à 1,6%.

Conclusions. — Comparons les données de l'analyse granulométrique du lœss de Slobozia Veche, aux données se rapportant au lœss d'autres localités de Roumanie. Le tableau IV montre la texture de quelques échantillons de lœss choisis parmi ceux

Institutul Geologic al României

dont les analyses ont été effectuées par nous. Pour Slobozia Veche on trouve l'échantillon de 4 m, dont la texture approche de la moyenne de la coupe. On constate que le dépôt de Slobozia

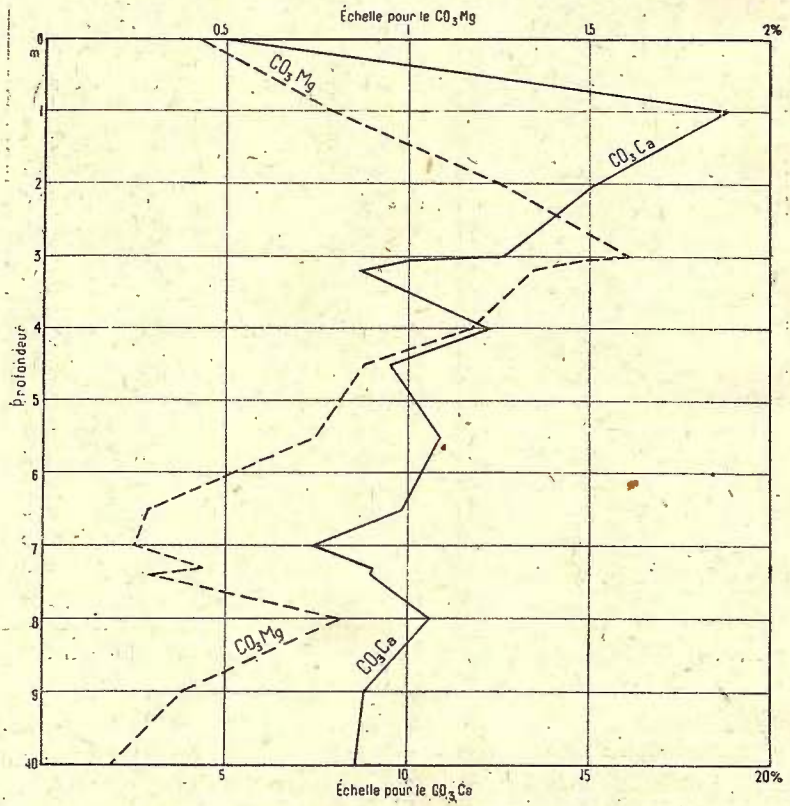

Fig. 4. — Cariation des carbonates dans la coupe.

Veche est similaire, en tant que texture moyenne, à ceux de Iacobdeal (Tulcea) et de Stelnica (Ialomița), tout en étant plus grossier que le lœss de Poșta (Tulcea) et sensiblement plus grossier que les dépôts, au moins ceux qu'on trouve jusqu'à environ 2 m de profondeur, de Mărculești (Ialomița), Medgidia (Constanța), Fundulea et Băneasa (Ilfov). L'alternance lœss, sable de dunes et sable fluviatile nous conduit à considérer les poussières qui constituent le lœss plus grossier de Slobozia Veche, comme provenant des alluvions de la rivière Ialomița. Quant au

Institutul Geologic al României

loess des quatre dernières localités citées, la finesse de la texture pourrait être due à ce que le lieu d'origine du matériel se trouverait beaucoup plus loin. A l'appui de cette hypothèse vient aussi l'absence de tout cours d'eau important dans les environs.

TABLEAU IV

Composition granulométrique de quelques échantillons de loess de Roumanie

Localité	Slobozia Veche (Ialomița)	Iacob deal (Tulcea)	Stelnica (Ialomița)	Poșta (Tulcea)	Mărculești (Ialomița)	Medgidia (Constanța)	Fundulea (Ilfov)	Băneasa (Ilfov)
Profondeur	4 m	2 m	—	—	2 m	2 m	2,2 m	2,2 m
Diamètres mm	%	%	%	%	%	%	%	%
2 —0,2	1,5	0,1	—	—	2,5	—	0,2	0,5
0,2 —0,1	5,9	4,1	2,7	2,3	4,3	1,7	0,8	1,2
0,1 —0,05	18,1	17,1	17,2	14,1	19,7	12,1	11,7	8,3
0,05—0,02	39,8	39,3	41,4	36,4	27,5	32,7	25,1	20,5
0,02—0,002	22,8	25,3	25,1	27,8	27,8	29,6	31,5	31,5
<0,002	11,9	14,1	13,6	19,4	18,2	23,9	30,7	38,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
D_m	0,038	0,032	0,031	0,027	0,034	0,023	0,019	0,017
H	67	65	64	58	56	55	48	41

Malgré les différences signalées, les données analytiques obtenues par nous offrent des valeurs semblables et tous les échantillons ont des caractères communs. Le diamètre moyen est compris entre 0,023 mm et 0,038 mm, si nous éliminons les deux derniers échantillons du tableau IV, dont le diamètre moyen et degré d'homogénéité trop bas révèleraient plutôt l'influence du processus de formation du sol.

Un caractère tout différent présentent les échantillons analysés par M. GOGĂLNICEANU [1]), parmi lesquels il arrive souvent que la fraction prédominante soit 0,1—0,05 mm. Voici plus bas (tableau V), les indices de texture que nous avons calculés des

[1]) S. GOGĂLNICEANU. Analiza chimică, mecanică și microscopică a loessului românesc. Teză, Iași, 1939.

Institutul Geologic al României

données fournies par M. GOGĂLNICEANU. Nous avons choisi celles qui représentent le mieux, selon nous, la composition moyenne des coupes. Il est évident que ces données s'éloignent nettement de celles trouvées par nous jusqu'à ce jour. D'ailleurs M. GOGĂLNICEANU n'a, malheureusement, pas donné à l'analyse granulométrique l'importance qu'elle mérite dans l'étude du lœss.

TABLEAU V

Indices de texture de quelques échantillons de loess analysés par M. GOGĂLNICEANU

	D_m	H
Loess de Brăila (2 m)	0,055	55
Loess de Cernavoda (5 m)	0,063	69
Loess de Constanța (4,50 m)	0,079	55

Sans pouvoir encore tirer des conclusions définitives sur l'origine du matériel qui constitue le lœss, l'examen de la succession des couches, fondé surtout sur la considération des valeurs obtenues pour les indices de texture, nous inciterait à conclure que, dans la coupe étudiée, le matériel provient des alluvions de la rivière Ialomița. Rien ne nous autorise pourtant à affirmer qu'à une distance de plusieurs kilomètres du cours de la rivière, le lœss, qui, dit-on, dans la plaine atteindrait des épaisseurs de beaucoup supérieures à celles constatées par nous à Slobozia Veche, il proviendrait toujours de poussières enlevées aux alluvions de la rivière.

Prennent part aux discussions MM.: EM. PROTOPOPESCU-PACHE, G. MACOVEI, N. CERNESCU, P. PETRESCU et M. POPOVĂȚ.

Séance du 15 avril 1941

Présidence de M. G. MACOVEI.

—M. O. BOLGIU. — **L'île éocène de la zone anticlinale Slătioara—Pitești—Șuța Seacă.**

Au cours du printemps 1935, nous avons étudié la région située au N de la route Găești-Pitești, dans le but de rechercher si elle ne comporte pas des structures susceptibles de présenter de l'intérêt du point de vue pétrolier.

Institutul Geologic al României

La géologie de cette région a été bien antérieurement étudiée, mais seulement en lignes très générales.

Parmi les auteurs, qui dans leurs travaux ont présenté quelques remarques sur ce sujet, nous citons GR. ŞTEFĂNESCU [1]), SABBA ŞTEFĂNESCU [2]), G. MURGOCI [3]) et M. I. P. VOITEŞTI [4]).

Bien que cette région ne présente que peu d'affleurements naturels, nous sommes pourtant arrivés à la conclusion que dans la région au N de Găeşti et jusqu'à l'E de Piteşti se trouve une grande zone anticlinale.

Cette conclusion est fondée sur les constatations suivantes:

1. La présence de pendages vers le N dans la région Blidari—Hulubeşti—Bogaţi—Priboeni—Ploscari.

2. La présence, dans la région Hulubeşti—Bogaţi—Priboeni, d'un synclinal où prédomine des sables à gros grain et des graviers à petits éléments et qui contiennent de l'eau artésienne.

3. La présence, immédiatement au S du synclinal, d'une large zone de marnes gris bleuâtre à *Helix*, que nous avons atribuées au Levantin inférieur et qui peuvent bien être observées dans la Valea Cobia et dans la Valea Glâmbocelului.

En examinant de plus près la région comprise entre Căpşuna, Mislea et Suţa Seacă, nous sommes arrivés à la conclusion que l'anticlinal se continue dans la région Suţa Seacă—Mislea.

Les études géophysiques, effectuées ultérieurement pour vérifier cette structure, ont confirmé nos opinions et ont apporté de nouvelles précisions.

L'affirmation faite par G. MURGOCI [5]) que «les argiles du

---

[1]) ŞTEFĂNESCU GR. Relaţiune sumară de lucrările biroului geologic în campania anului 1884, făcută către d-l Ministru al lucrărilor publice. *Anuarulu Biuroului Geologic*. Anulu II-lea, p. 5—52, Bucureşti, 1885.

[2]) ŞTEFĂNESCU S. Memoriu relativ la geologia judeţului Argeşiu. *Anuarulu Biuroului Geologicu*, anulu II-lea, 1884, p. 115—147, Bucuresci, 1885.

[3]) MURGOCI G. Terţiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, Bucureşti, 1908.

[4]) POPESCU-VOITEŞTI I. Contribuţiuni la studiul geologic şi paleontologic al regiunii muscelelor dintre râurile Dâmboviţa şi Olt. *An. Inst. Geol. Rom.*, 2, 1908, Bucureşti.

[5]) MURGOCI GH. et MANOLESCU ST. Câteva date asupra geologiei Văii Dâmboviţa din regiunea dealurilor. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, 7, 1915—1916, p. 339—369. Bucureşti, 1916.

Institutul Geologic al României

pont franchissant l'Argeș à Pitești se présentent inclinées » (argilele dela Podul peste Argeș la Pitești se arată înclinate), aussi bien que les constatations faites à l'E de Valea Argeșului, nous ont déterminé d'examiner avec attention la région située à l'W de cette vallée.

Les premières recherches nous ont montré que, sur la rive droite de l'Argeș, au S de la ville de Pitești, affleurent les marnes gris bleuâtre attribuées au Levantin inférieur, et que les mêmes marnes se retrouvent dans Valea Turcești lor, au SW de Pitești; quant à la région au N de Pitești—la région Borlești-Dobrogostea-Negovanii—elle est formée par le Levantin supérieur à graviers du type de Cândești. Ces découvertes nous ont démontré complètement la continuité de l'aire anticlinale, aussi bien à l'W qu'à l'E de l'Argeș.

En remarquant sur la carte topographique l'existence d'une localité nommée Slătioarele (terre salée) à l'W de Pitești, nous avons prévu la possibilité de trouver des manifestations salines dans cette région. En examinant la région Slătioarele, nous avons trouvé au SW de cette localité, quelques marnes crayeuses, blanches et rouges, occupant la zone axiale de l'anticlinal qui prend sur place un caractère diapir. Nous avons considéré, dès le premier moment, ces marnes crayeuses comme plus anciennes que le Pliocène; mais en ce qui concerne leur âge exact, nous en étions dans l'incertitude si l'on devrait les paralléliser aux craies sénoniennes ou bien aux marnes rouges et blanches miocènes. Cette opinion nous l'avons avancée dans un mémoire de prospection envoyé au cours du printemps 1935 à l'« Institut Géologique de Roumanie », accompagnée d'une demande pour un périmètre d'exploration, sollicitée par la société « Unirea ».

Nous avons en même temps trouvé à Slătioara des sources faiblement salées qui se manifestent à travers des alluvions. Dans un trou, de petit diamètre, fait à l'aide d'un appareil de forage à main, nous avons trouvé que les alluvions dépassent 12 m d'épaisseur.

Le sel, récolté par l'évaporation de l'eau de ces sources, contient à peu près exclusivement du NaCl, ce qui nous laisse croire que ces sources sont en liaison avec la présence du sel au-des-

Institutul Geologic al României

sous des alluvions et que la faible salinité des sources est due à la richesse de la nappe d'eau douce des alluvions.

Sur le flanc nord et à l'extrémité est de l'affleurement de marnes crayeuses, on trouve en surface les dépôts fossilifères du Levantin inférieur, représentés par des sables, des marnes sableuses avec de faibles intercalations de marnes charbonneuses.

Le complexe fossilifère à intercalations marneuses, exempt de graviers et de conglomérats, est épais d'environ 50 m; quant au pendage des couches, il atteint 45°.

Les fossiles trouvés dans ces dépôts sont: *Unio pristinus pristinus* BIELZ, *Psilunio (Psilunio) mojsvari* PENECKE (= *Unio mojsvari* PENECKE), *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* BIELZ, *Viviparus rudis rudis* NENMAYR, *Bulimus onchophorus* BRUSINA, *Bulimus sp.*, *Melanopsis (Lircaeea) onusta* ȘTEFĂNESCU, *Melanopsis (Lyrcaeea)* sp., *Melanopsis (Melanopsis) alutensis* ȘTEFĂNESCU, *Melanopsis (Melanopsis) pterochila* BRUSINA, *Teodoxus (Clavertia)* sp.

Au-dessus du complexe fossilifère suit un complexe marno-sableux à petits graviers, qui montre un pendage de plus en plus faible vers le N, atteignant à sa partie supérieure approximativement 3°.

Sur le flanc sud, les dépôts fossilifères manquent et les pendages ne dépassent pas 8°.

Beaucoup plus au N, au-dessus du complexe à petits graviers, s'étendent les graviers de Cândești, qui constituent — comme nous l'avons mentionné déjà — le synclinal Borlești—Dobrogostea—Negovanii.

Nous considérons le complexe marno-sableux à petits graviers comme appartenant au Levantin inférieur; nous avons séparé sur la carte (fig. 1), exclusivement les couches fossilifères de la base du Levantin inférieur.

M. R. NOTH a eu la gentillesse d'étudier la faune de foraminifères des marnes crayeuses blanches et rouges, et de nous communiquer en partie les résultats qu'il présentera lui-même en détail plus tard. Je remercie ici aussi M. R. NOTH de m'avoir permis d'utiliser les conclusions générales d'ordre stratigraphique de son étude.

L'ensemble de la faune de foraminifères démontre que nous nous trouvons en présence de dépôts éocènes. La présence de la

Institutul Geologic al României

forme *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN prouve que les dépôts sont compris entre l'Auversien et le Ludien inclusivement.

Dans le complexe fossilifère du Levantin inférieur, nous avons trouvé des couches crayeuses et calcaires à foraminifères remaniés de l'Eocène du support. Ceci dénote qu'avant et au commencement du Levantin inférieur l'Eocène était soulevé sous forme d'une île.

Si nous tenons compte du fait que les Hantkenines sont des formes benthoniques de mer peu profonde, nous déduisons que l'île de Slătioara était en voie de soulèvement même du temps de l'Eocène.

La présence des Hantkenines, qui n'ont pas été trouvées jusqu'à présent dans l'Arc carpatique, mais qui sont connues de la Dalmatie et du Caucase, nous fait croire qu'à Slătioare nous nous trouvons devant des dépôts de plate-forme, et que le géosynclinal du Flysch passait pendant l'Eocène au N. de Slătioara.

En ce qui concerne la présence des sources salées, il y a plusieurs interprétations possibles, à savoir:

1. Les sources apparaissent sur une ligne de dislocation le long de laquelle des dépôts méditérranéens à sel sont chevauchés par le flanc sud de l'île éocène.

2. Les sources viennent des dépôts méditerranéens qui recouvrent transgressivement une partie de l'île éocène vers l'W et sur les flancs, et qui sont recouverts à leur tour, soit par le Pliocène, soit par des alluvions.

3. Les sources viennent des marnes crayeuses éocènes elles-mêmes, qui sont peut-être constituées à la base, par des dépôts de caractère lagunaire avec du sel et des gypses, comme ceux décrits par M. G. ŞTEFĂNESCU et M. G. MURGEANU [1]) dans Valea Doamnei, à Corbşori, et attribués par eux à l'Eocène.

Toutes ces hypothèses sont plausibles, mais nous n'avons pas encore en mains tous les éléments nécessaires pour adopter l'une ou l'autre.

Le prolongement de l'anticlinal vers l'W, peut être constaté dans des affleurements naturels, sur une distance plus petite que

[1]) MURGEANU G. Recherches géologiques dans Valea Doamnei et Valea Vâlsanului. *C. R. Inst. Geol. Roum.* T. XXVI. Bucureşti, 1941.

Institutul Geologic al României

vers l'E; les données géophysiques confirment aussi ces constatations.

Les profils gravimétriques, effectués par l'équipe de l'Institut Géologique de Roumanie sous la conduite de M. I. GAVĂT et du feu M. HOLLY d'après notre initiative et à l'aide matérielle de la société « Creditul Minier », ont établi que les anomalies gravimétriques constatées sur cet anticlinal se manifestent sur une grande distance transversale; qu'elles sont dues dans leur plus grande partie au fondement, et non à la cou-

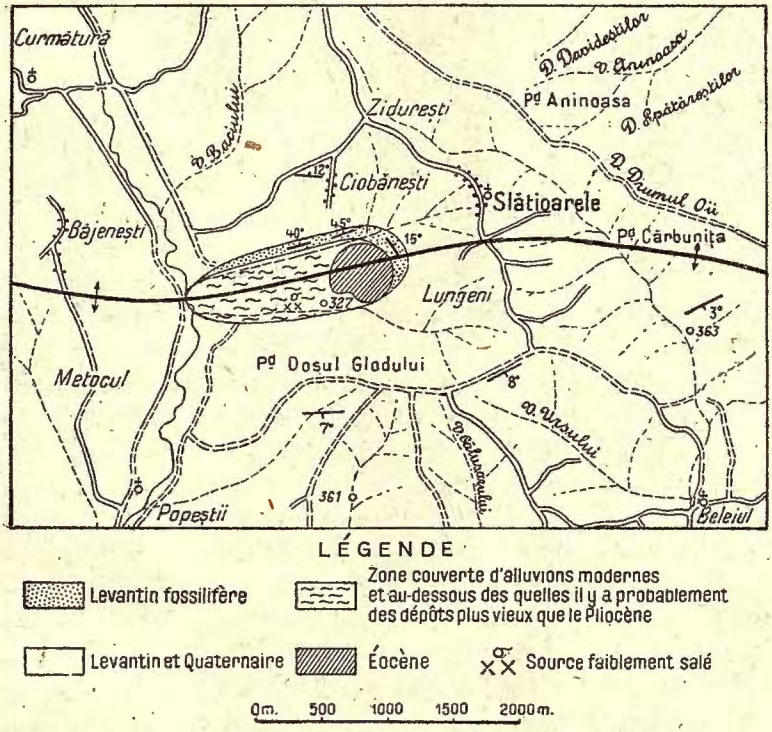

Fig. 1.

verture des dépôts pliocènes, qui est en général très peu plissée.

De l'exposé que nous venons de faire, nous pouvons déduire que dans la région Slătioare-Pitești-Suța Seacă existait, déjà du

Institutul Geologic al României

temps de l'Eocène, une cordillère, sur l'emplacement de laquelle les dépôts compris entre l'Eocène et le Levantin inférieur exclusivement, manquent en quelques endroits totalement, en d'autres, seulement en partie, selon qu'on se trouve dans une région plus ou moins élevée de la cordillère.

Les dérangements insignifiants de la couverture pliocène produits lors des plissements post-levantins dans la région Slătioare—Pitești—Suța Seacă, nous font croire par l'analogie, que toutes les zones de la Dépression gétique, qui ont été déterminées par voie géophysique comme des structures anticlinales, correspondent à des îles, ou à des cordillères du fondement paléogène ou plus ancien. D'ailleurs, même pour les zones de plissements plus intenses, situées plus au N, G. MURGOCI considère, dans son travail «le Tertiaire de l'Olténie», l'apparition de conglomértas durs à Nummulites de Săcel, comme une preuve que cet affleurement appartenait à une île au moins au temps du Tortonien; nous trouvons aussi que ce fait est très probable.

Dans ce qui précède, nous avons affirmé que l'âge des marnes crayeuses blanches et rouges de Slătioare est compris entre l'Auversien et le Ludien inclusivement, et que ce fait a été établi sur la base de la faune de foraminifères.

La question peut être cependant posée, si ces foraminifères ne sont pas remaniés? A cette question nous donnons une réponse catégoriquement négative, fondée sur les arguments suivants:

1. Une partie des foraminifères trouvés, et qui sont spécifiques pour l'Eocène, en spécial les Hantkenines, sont des formes très fragiles qui n'auraient pu se conserver toutes entières y compris leur ornamentation, dans le cas d'un remaniement.

2. La constitution des marnes crayeuses, formées à peu près exclusivement de foraminifères, de spicules de Spongiaires, de dents des Poissons et des Cocolitophoridées, exclut le remaniement simultané et exclusif de ces éléments, sans autre matériel détritique non organogène.

3. La déduction résultant des études gravimétriques, que la structure anticlinale ait manifesté dans le fondement pré-pliocène, et le caractère d'île des marnes crayeuses au début du Levantin plaide aussi pour l'absence d'un remaniement.

Institutul Geologic al României

4. Le fait que dans les dépôts éocènes des Carpates on n'a jamais trouvé des Hantkenines dénote qu'elles ne sont pas remaniées aux dépens de terrains carpatiques, mais qu'elles proviennent et sont caractéristiques pour d'autres facies que ceux des Carpates.

5. L'absence des foraminifères spécifiques pour des étages géologiques autres que l'Eocène est aussi un argument décisif contre l'idée d'un remaniement.

Comme conclusion générale, nous pouvons considérer comme faits nouvellement acquis les suivants:

a) L'existence des dépôts plus anciens que le Pliocène est pour la première fois signalée dans la région Slătioare (département d'Argeș).

b) Les marnes crayeuses blanches et rouges qui constituent ces dépôts appartiennent à l'Eocène (Auversien—Ludien).

c) Ces marnes crayeuses ont constitué une île pendant un laps de temps plus ou moins important avant le Levantin inférieur, peut être même depuis la fin de l'Eocène.

d) Sur l'emplacement actuel de la zone anticlinale Slătioare—Pitești—Șuța Seacă a existé une cordillère post-eocène.

e) La présence d'autres cordillères et îles sont probables dans la Dépression gétique, dans laquelle la couverture pliocène a été très peu touchée par les plissements post-levantins.

f) L'Eocène de la région de Slătioare est différent de l'Eocène des Carpates; il a été probablement déposé sur la plateforme prébalcanique, dont la limite a dû se trouver pas très loin au N de Slătioare.

Prennent part aux discussions MM.: M. G. Filipescu, G. Murgeanu, T. Jojea et O. Bolgiu.

—M. G. Macovei remercie chaleureusement M. Bolgiu pour sa communication intéressante, qu'il considère comme l'heureux début d'une féconde collaboration entre les géologues des sociétés particulières et ceux de l'Institut. Les résultats de cette collaboration seront sans doute des meilleurs.

Institutul Geologic al României

Séance du 29 avril 1941

Présidence de M. G. Macovei.

Invités MM.: M. G. Filipescu, M. Paucă, S. Anton, Gr. Popescu, Fl. Olteanu, I. Pătruț, C. Stoică, El. Hristescu, T. Bivolaru, C. Albu, C. Mănăstireanu, C. Rădoi.

— M. I. Dumitrescu. — **La Nappe du Grès de Tarcău la Zone marginale et la Zone néogène, entre Caşin et Putna.** (Communication préliminaire).

I. Introduction

Pendant trois campagnes de travail successives, de 1937 à 1939, j'ai étudié la région comprise entre les deux vallées transversales du Caşin et de la Putna. Elle est encadrée, au N par les hauteurs de Măguricea et Groapa Zîmnicelor, à l'E par les crêtes dites La Paltin et Coada Văii Babei et par une ligne passant par les villages de Câmpurile-de-Jos et de Găurile, au S par une autre ligne qui partant du village de Găurile passe par Muntele Macradeu, enfin, à l'W par l'ancienne frontière.

Dans l'W, s'élèvent les Monts de Vrancea, qui correspondent parfaitement à la zone du Flysch néocrétacique paléogène; ils forment de hautes crêtes dépassant 1000 m et dont l'altitude s'accroît du N au S. La plus haute est Sboina Neagră (1374 m). Celle-ci constitue un noeud orographique important, point de départ de plusieurs chemins de montagne vers l'W, l'E et le S, chemins qui marquent les lignes de partage entre les principaux bassins hydrographiques de la région.

A l'E, on se trouve dans la région subcarpatique, dans laquelle une série de collines s'individualise, série connue sous le nom impropre de « crête péricarpatique » et qui culmine dans Răchitaşul Mare, à 927 m. Entre la zone montagneuse et les collines Răchitaşul et Tehăraele se développe la dépression de Soveja, dépression longitudinale, clairement délimitée, à l'W et à l'E. Le réseau hydrographique qui dissèque la région comprend trois bassins; le bassin du Caşin au N, celui de la Putna au S, et entre les deux, le bassin de la Şuşiţa.

Institutul Geologic al României

Les premières données sur cette région sont celles de GRÉGOIRE ȘTEFĂNESCU qui, en 1884, attribue au Flysch un âge éocène, en rapportant à cet Eocène aussi le sel de l'intérieur du Flysch (Lepșa). Il distinguait de ce sel éocène, un sel d'âge miocène (Valea Sării) [1].

En 1908, SAVA ATHANASIU [2] séparait dans le Flysch deux zones: l'une, interne, formée par le grès d'Uzu, et une zone marginale constituée par l'Oligocène, l'Eocène supérieur (Bartonien) et aussi probablement par du Sénonien, auxquels s'ajoute les Couches de Tisaru, plus anciennes que le Sénonien. C'est SAVA ATHANASIU le premier qui a signalé la présence du Salifère à Fundul Buciașului, en amont de l'embouchure du Pârâul Fata-Moartă.

M. O. PROTESCU publie, en 1929, la première carte embrassant une partie de la région, depuis les environs du village de Gura Văii et le bord du Flysch jusqu'au village d'Onești [3].

M. ST. MATEESCU, en 1929, s'occupant de la structure du Flysch de la Valea Putnei, sépare deux zones: une zone médiane et une zone marginale. A la constitution de la zone médiane prend part, à côté d'autres formations, aussi le Miocène, m^1, (Aquitanien-Burdigalien). D'après M. ST. MATEESCU, la zone médiane s'étend dans la Valea Putnei jusqu'au confluent du Pârâul Ciutei [4].

Plus récemment, en 1933, MM. G. MURGEANU et M. FILIPESCU, en étudiant la contrée comprise entre le Cașin et la Zăbala, distinguent deux unités: la nappe marginale comprenant la zone marginale et les Subcarpates, et la nappe médiane (= nappe de Tarcău). La nappe marginale est fragmentée en deux digitations:

[1]) GR. ȘTEFĂNESCU. Raport sumar asupra lucrărilor Biuroului geologic în campania anului 1884, către Ministerul Lucrărilor Publice. *Anuarul Biuroului geologic*, anul II, No. 1, Buc., 1885.

[2]) SAVA ATHANASIU. Cercetări geologice în regiunea carpatică și subcarpatică din Moldova de Sud. *Raport anual asupra activ. Inst. Geol. Rom.*, dela 1 Aprilie 1908—1 Ianuarie 1910, Buc., 1913.

[3]) O. PROTESCU. Zăcămintele de cărbuni plioceni din reg. de curbură a Subcarp. răsăriteni. *Studii technice și economice*, vol. III, fasc. 6, partea I-a, Buc., 1929.

[4]) ST. MATEESCU. Structura geologică a Flyschului din Valea Putnei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. XVII (1928—29), Buc., 1930.

Institutul Geologic al României

la digitation supérieure comprenant la zone marginale jusqu'à la bordure du Flysch et la digitation inférieure, qui est constituée par les Subcarpates.

L'Autochtone de la nappe marginale est formé par l'Aquitanien à sel. La nappe médiane a comme parautochtone la digitation supérieure de la nappe marginale [1]).

MM. G. MACOVEI et D. M. PREDA mettent en évidence en 1934, dans le N de notre région, une grande nappe du Flysch, charriée sur la formation à sel comme autochtone, arrivant ainsi à recouvrir le Vorland. La grande nappe est divisée en plusieurs nappes secondaires, dont deux très importantes: la nappe médiane et la nappe marginale. La nappe médiane correspond en partie à la nappe du Grès de Fusaru de L. MRAZEC et I. P. VOITEŞTI; elle a comme autochtone la nappe marginale. La nappe marginale a comme autochtone, l'Aquitanien à massifs de sel, et se subdivise en deux parties: la digitation supérieure, correspondant à la nappe marginale de L. MRAZEC et I. P. VOITEŞTI, et la digitation inférieure, masquée par les dépôts miocènes et venant en affleurement dans la colline de Pietricica [2]).

Toujours en 1934 M. M. PAUCĂ, s'occupant de la zone néogène, comprise entre la Şuşiţa et l'Oituz, est d'avis que le Miocène de cette zone est représenté par l'Helvétien et le Sarmatien et son Pliocène par le Méotien [3]).

II. Stratigraphie

Des formations aussi bien mésozoïques que tertiaires prennent part à la constitution de cette région; mais, tandis que le Mésozoïque n'est représenté que par le Sénonien, le Tertiaire offre la succession presque complète de ses étages.

---

[1]) G. MURGEANU et M. FILIPESCU. Zona gresiei de Tarcău, zona marginală şi Subcarpaţii între Caşin şi Zăbala. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. XXI (1932–1933), Buc., 1937.

[2]) G. MACOVEI et D. M. PREDA. Sur la structure géologique et les richesses minières du bassin du Trotuş (départ. de Bacău) *Bul. Soc. Rom. de géologie*, Vol. III, Buc. 1937.

[3]) M. PAUCĂ. Contributions à la connaissance de la zone néogène comprise entre la Şusiţa et l'Oituz. C. R. *Inst. Geol. Roum.* Tome XXII (1933—34), Buc., 1938.

Institutul Geologic al României

Je passerai en revue dans ce qui suit la composition des trois grandes unités que l'on peut y distinguer, aussi bien du point de vue stratigraphique que tectonique: la nappe de Tarcău, la zone marginale et la zone néogène.

A) **Nappe de Tarcău.** Cette nappe comprend des dépôts sénoniens, éocènes et oligocènes. C'est l'Eocène développé sous le facies du Grès de Tarcău qui caractérise cette unité.

Le Sénonien est constitué à la base par un horizon marneux: des marnes grises en cassure fraîche, blanchâtres, si elles ont été longtemps exposées, et qui sont très riches en Fucoïdes. On y observe des Fucoïdes de petites et de grandes dimensions: *Taonurus briantheus*, *Münsteria annulata*, etc. En coupes minces [1]), la roche se présente comme une marne à Coccolithes et débris de spicules de Spongiaires. Ces marnes sont surmontées par un horizon gréseux: grès calcaires gris, à diaclases de calcite, parfois conglomératiques, à éléments verts, en bancs de 50 cm d'épaisseur;

C'est avec ces caractères que se présente le Sénonien de Dealul Slatinei et de la colline Pieptul Mic où, à côté de marnes à Fucoïdes, s'observent des grès calcaires micacés, en plaquettes, à traces charbonneuses. Au microscope, ces grès montrent une microfaune consistant en une association de *Rotalia*, *Textularia* et *Lagena*; cette association indique la base de l'Eocène avec passage vers le Sénonien.

L'Eocène est représenté, à la base, par un horizon de marnes d'un vert rougeâtre, schisteuses, et de grès verts durs. Suit, au-dessus, le Grès de Tarcău, de couleur grise, micacé, en bancs épais, parfois presque massif devenant, alors conglomératique. Il s'altère facilement et devient tendre en changeant de nuance du fait de l'altération de la biotite, qui met en liberté son fer. Toutefois, on trouve des grès originairement de couleur plus claire, jaunâtre. Au microscope, il se présente comme un grès

[1]) L'étude des coupes minces m'a été grandement facilitée par l'obligeance de M. M. Filipescu.

Institutul Geologic al României

calcaire, chargé de biotite et de grenat, ce qui est caractéristique pour le grès de Tarcău. Dans les facies plus grossiers, on trouve des petites Nummulites (Pieptul Mare—Clăbucel).

L'orizon gréseux est surmonté par des marnes rouges, rappelant les marnes rouges de l'Eocène de Târgu-Ocna et qui supportent un horizon marneux schisteux vert. A la partie supérieure de cet horizon, s'individualise un grès verdâtre siliceux, à ciment argilo-calcaire, chargé de glauconie; c'est le «grès de Lucăcești».

Cet horizon schisteux est constant à la partie supérieure de l'Eocène, dans les endroits où celui-ci supporte l'Oligocène.

L'Eocène, développé sous ce facies, est répandu dans l'W de la région, depuis Fundul Buciesului jusqu'à Fundul Putnei. Il constitue Plaiul Fata Moartă, la partie W du Plaiul Coarnele, les monts du Clăbuc, Sboina Verde et Piatra Tâlharului, ainsi que la partie W du mont de Macradeu. Il prend part ainsi à la constitution du mont Pieptul Mare, du mont de Cojocea (Lepșulet) et des hauteurs de Măguricea de Groapa Zimnicelor et de Dealul Slatinei.

Oligocène. Cet ensemble est formé à sa base par un paquet de ménilites de couleurs variées, grises, rougeâtres, noirâtres. Ce paquet est suivi par une alternance de marnes grises et de ménilites. Les marnes grises sont calcaires, de couleur chocolat en cassure fraîche et blanche par exposition; elles sont bien stratifiées et la cassure en est esquilleuse. Au-dessus, suivent des dysodiles à minces intercalations de grès de Kliwa, lequel prédomine vers la partie supérieure.

L'Oligocène de la nappe du grès de Tarcău constitue la crête Sboina Neagră-Gurmezea, la première représentant le plus haut sommet de la région.

B) **La Zone marginale.** Cette zone est formée par des dépôts appartenant à l'Éocène, à l'Oligocène et au Miocène rougeâtre. On peut y admettre aussi la présence du Sénonien. Ce qui caractérise cette unité, c'est l'Éocène développé sous un facies marno-calcaire «facies de Cașin», typiquement représenté dans les vallées du Cașin et de la Putna, et aussi la présence du Miocène rougeâtre.

Institutul Geologic al României

Le Sénonien. Le plus ancien horizon du Flysch marginal de notre région est représenté par un complexe argileux, schisteux, noir, à efflorescences de sulfates, à intercalations de grès calcaires. Ce complexe fortement plissé, que nous appelons les « couches de Streiu », a été considéré comme appartenant à l'Oligocène. Cet horizon apparaît dans la vallée du Streiu, tributaire de la Putna (depuis le confluent du Pârâul Epurelui et jusqu'à son embouchure), dans Pârâul Epurelui (jusqu'en amont du confluent de Pârâul Ghilibeju), dans Pârâul Putna (depuis la lisière de la forêt à l'E du débouché du Streiu, et jusqu'à 100 m au delà du débouché de la Lepşa), — dans l'axe d'un grand anticlinal d'Eocène, axe qui passe à 100 m environ à l'E de l'embouchure de Pârâul Lepşa.

Au-dessus, suivent les « couches de Tisaru », qui consistent en marno-calcaires rouges, verts et rayés, contenant des accidents siliceux en minces strates ou en bancs, et montrant des intercalations de conglomérats verts à petits éléments.

L'Éocène est constitué, dans la vallée du Caşin comme dans celle de la Putna, par trois séries de couches: — Couches de Caşin — Couches de Buciaş et l'horizon schisteux-verdâtre représentant éventuellement les couches de Bisericani.

1. Les couches de Caşin sont formées, à la base, par des conglomérats à éléments verts, très développés dans la vallée de la Putna où ils atteignent une puissance d'environ 100 m. Ces conglomérats sont connus sous le nom de conglomérats de Piatra Streiului. Ils montrent un développement local. Je rappelle qu'ils ne se rencontrent pas sur le flanc W de l'anticlinal, là, où commencent, les couches de Caşin, au-dessus des couches de Lepşa, au débouché de la Ciubăroaia (tributaire de la Putna); de même, si on les suit en direction N de la Valea Putnei, on constate leur disparition stratigraphique dans Pârâul Epurelui. Ces conglomérats se rencontrent aussi dans la vallée du Caşin, mais bien moins développés.

Au-dessus des conglomérats, suivent des marno-calcaires gris, de consistance variée, parfois gréseux, à cassure esquilleuse et à fréquents éléments verts dans la masse; d'ailleurs, on remarque dans toute la série, des intercalations de conglomérats verts: Les

Institutul Geologic al României

marno-calcaires sont recoupés par de nombreux diaclases remplis de calcite, parfois avec des cristaux parfaitement individualisés.

Au microscope, les marno-calcaires montrent une masse fondamentale de carbonate de chaux microgranulaire et d'argile. On y observe des Radiolaires calcifiés du groupe des *Spumellaria*, des spicules d'Éponges calcifiés, et, comme Foraminifères, *Globigerina*, *Truncatulina* pyritisées et aussi des piquants d'Oursins. La couleur de la roche est due à la matière organique, à laquelle s'ajoute des oxydes de fer.

Dans ces marno-calcaires s'observent encore des intercalations gréseuses bleuâtres.

Vers la partie supérieure, la série devient plus schisteuse et, par exposition, blanchâtre.

Nous avons dénommé ce complexe de roches grises, à cassure esquilleuse, à intercalations de conglomérats à éléments verts plus fréquents vers la base, « couches de Caşin », étant donné qu'elles ont été pour la première fois étudiées dans la vallée du Caşin. Elles présentent les mêmes caractères dans celle de la Putna. La différence entre ces deux vallées vient du fait que, dans la dernière, apparaissent encore deux séries plus anciennes et que, nous pouvons attribuer, ainsi que nous l'avons affirmé, au Sénonien.

2. Les couches de Buciaş sont constituées à la base par des marnes blanches, dures, en plaquettes, à cassure conchoïde, présentant, bien que rarement, des traces de Fucoïdes. Par altération, elles deviennent feuilletées, en perdant la stratification en plaquettes. Dans ces marnes, on observe des intercalations de grès durs bleuâtres. Le microscope permet de les déterminer comme des marnes à Coccolithophoridés, et y observer des spicules d'Éponges, des grands Radiolaires calcifiés et aussi des représentants du groupe des Nummulitidés.

Suivent au-dessus des marnes vertes, dures, à dendrites de bioxyde de manganèse, et qui passent à des marnes rouges; la transition est ménagée par des marnes vertes tachetées de rouge. En coupe mince, ces marnes présentent également une substance fondamentale consistant en carbonate de chaux et en argile. La calcite est formée par d'innombrables restes de Coccolithophoridés parmi lesquels les formes étoilées du groupe des Astérolites pré-

Institutul Geologic al României

dominent. On y remarque aussi de beaux Radiolaires du groupe de Spumellaria, à squelette formé par un silicate ferreux vert, du groupe de la bavalite. Ce silicate, associé à un peu de glauconie, prédomine parmi les minéraux authigènes. C'est à ces deux, et surtout au premier, que la couleur verte de la roche est due, tandis que la couleur rouge est donnée par les oxydes de fer résultant de l'altération de ces silicates.

Les marnes blanches et les marnes vertes représentent, croyons-nous, l'équivalent stratigraphique des calcaires de Pasieczna.

3. L'horizon schisteux-verdâtre. Les marnes rouges sont surmontées par une série marneuse, schisteuse, verdâtre, à intercalations de grès à hiéroglyphes, et de grès glauconieux. Elle atteint une épaisseur d'environ 50 m, et est développée autant dans la vallée de la Putna, que dans celle du Caşin.

Les dépôts éocènes forment, dans la vallée du Caşin, deux zones anticlinales, l'une à l'E, large de 2 km, entre Pârâul Buciaş et Pârâul Groapa-Războiului, et longue de 4 km; elle constitue Culmea Frumoasele et Plaiul Hărăncelul. L'autre zone, occidentale, est plus réduite, large de 200 m seulement et située aux pieds du Dealul Hărăncelul. L'Èocène est bien plus développé dans la vallée de la Putna. Il constitue ici une grande voûte, dont la limite orientale passe un peu en aval du débouché du Pârâul Carhăgău, la limite N dans le Pârâul Dragomira, celle du NW au-dessous du Piscul Piatra-Albă, tandis que celle de l'W se ramarque en amont de l'embouchure du Pârâul Brusturosu.

Le versant W du Mont Ţiua-Neagră, Dealul Stufuleţ, Faţa Schitului, Piatra Streiului, Plaiul Făgetului, sont également constituées par des dépôts éocènes.

L'Oligocène. Cet ensemble est constitué par trois horizons, à savoir: l'horizon des ménilites inférieures, l'horizon des schistes dysodiliques et du grès de Kliwa et l'horizon des dysodiles et des ménilites supérieures.

1. L'horizon des ménilites inférieures débute par un paquet de ménilites, épais d'approx. cinq mètres, suivi par une alternance de marnes grises — connues sous le nom de « marnes blanches » — et de ménilites. Les marnes grises sont bien développées dans la vallée du Caşin à l'endroit appelé

Institutul Geologic al României

« La Săritoare ». Ici, les marnes présentent de nombreux éléments verts, anguleux, caractère assez local. On y observe encore l'alternance des marnes grises avec les ménilites.

Nous attribuons encore à l'Oligocène, plus spécialement à l'horizon des ménilites inférieures, une roche d'un aspect nouveau: une lumachelle à éléments verts.

Cette roche a été pour la première fois mentionnée, en 1908, par Sava Athanasiu [1]), qui l'a recoltée à l'état roulé dans la vallée de la Lepșa, la rapportant avec hésitation au Sénonien, ou au Bartonien. La roche a été encore citée en 1912, par Botez [2]). Plus tard, M. Șt. Mateescu [3]) a considéré cette roche trouvée aussi à l'état roulé, comme un conglomérat calcaire à *Ervilia podolica*; il en conclut à l'existence de lambeaux de transgression sarmatiens, d'où l'échantillon serait originaire.

Pendant nos études en 1938, nous avons eu l'occasion de trouver « in situ » cette roche, intercalée parmi les marnes grises du Mont Macradeu. Plus tard, accompagnant M. Preda dans une excursion dans le Pârâul Haloș, qui débouche dans l'Oituz à Poiana-Sărată, nous avons retrouvé la dite roche, et également « in situ ».

Nous remarquons que cette roche n'a été trouvée jusqu'à présent que dans l'Oligocène de la zone marginale.

2. L'horizon des schistes dysodiliques inférieures et du grès de Kliwa, qui fait suite, présente des invasions de conglomérats verts, de six à sept mètres d'importance (dans la vallée du Cașin, en aval de « La Săritoare »). Il n'y a pas de limite tranchante entre les dysodiles et le grès de Kliwa. Les intercalations de dysodiles se remarquent d'ailleurs dans tout l'horizon. Le grès de Kliwa est siliceux, blanc, à ciment d'opale, en partie calcédonite, montrant des raies concentriques de précipitation d'un rouge brun, dues aux oxydes de fer. Le matériel détritique est formé par du quartz, et parfois par des fragments de roches vertes.

[1]) Sava Athanasiu. *Op. cit.*

[2]) G. Botez. Comunicare preliminară asupra studiilor făcute în jud. Putna. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV (1912—1913), Buc., 1915.

[3]) St. Mateescu. Présentation de la carte géologique de la région de Vrancea distr. Putna (en manuscrit) 1: 50.000 *C. R. de l'Académie de Sciences de Roumanie.* Bucarest, 1937.

Institutul Geologic al României

3. L'horizon des dysodiles et des ménilites supérieures. Au-dessus du grès de Kliwa, on trouve un complexe qui présente la succession suivante: schistes dysodiliques à intercalations de grès de Kliwa, ménilites alternant avec des marnes. Ces marnes sont très développées dans le Pârâul Leşunţ, d'où le nom de «marnes de Leşunţ» que nous leur donnons. Dans le même complexe, on remarque des intercalations de conglomérats à éléments verts.

Ce complexe s'observe dans le Pârâul Slatinei (Mâţei), affluent du Leşunţu-Mare, dans le Pârâul Fata-Moartă (au confluent de Pârâul Buciaş), à l'origine des torrents Hărăncelul et Coarnele, tributaires du Buciaş; de même, à l'origine des torrents Calasăul et Dumicuşul, ainsi que dans la vallée de la Chiua, formant ensemble une zone qui marque le flanc W d'un anticlinorium d'Oligocène.

Le même complexe s'observe aussi à la bordure orientale du Flysch, à commencer par Pârâul Curiţa, puis dans la vallée du Caşin (à l'W du confluent avec Pârâul Negru), dans le Pârâul Calasău (à l'E de Vârful Războiului), à la source du Crimineţ, dans les vallées du Dumicuş et de la Chiua (à l'W de la lisière de la forêt), formant ainsi une deuxième zone marquant le flanc de l'anticlinorium mentionné.

Le noyau de cet anticlinorium est formé par l'Éocène (Couches de Caşin) tandis que les flancs sont formés successivement par l'horizon des ménilites inférieures, l'horizon des schistes dysodiliques et du grès de Kliwa et l'horizon des dysodiles et des ménilites supérieures.

L'horizon des ménilites supérieures se rencontre aussi dans le Pârâul Buciaş (aux environs du confluent du celui-ci et du Pârâul Groapa Zâmnicelelor), et dans le Pârâul Slatina, tributaire du Leşunţul Mare. Ces affleurements forment ensemble les flancs d'un synclinal, qui supporte le Miocène rougeâtre, lequel est à son tour surmonté par le lambeau de recouvrement de Groapa-Zâmnicelor.

Le même horizon se retrouve dans le Mont Macradeu (à l'W de Piscul Piatra Albă, cote 1056), dans la vallée du Lepşuleţ, dans le Pârâul Păcurei (affluent du Pârâul Coasei), et dans la Putna (Piatra Geamăna).

Institutul Geologic al României

Nous avons affaire, ici aussi, à deux zones, l'une à l'W, l'autre à l'E, zones qui forment les flancs d'un anticlinorium à noyau formé par le Sénonien (Couches de Streiu). Les flancs en sont constitués par les trois horizons décrits. Cet anticlinorium s'amorse dans la vallée de la Dragomira, et se développe vers le S.

En considérant comme normale la succession oligocène que nous venons de décrire, il s'ensuit d'une manière indubitable que les dysodiles et les ménilites de la partie supérieure représentent une reccurence de facies.

Nous considérons cette nouvelle succession comme le leitmotif d'une explication naturelle des problèmes structuraux si complexes du Flysch marginal. La plus grande partie de la zone marginale est formée par des dépôts oligocènes: Plaiul Runcului, Muntele Războiului, Piscul Piatra Albă, Muntele Coașei, Țiua Neagră et Țiua Golașă sont constitués par ces dépôts.

Le Miocène rougeâtre. Le Miocène rougeâtre constitue les dépôts les plus récents de la zone marginale.

Dans la vallée dite Groapa Zâmnicelor, et dans celle du Buciaș, un peu en amont du confluent de Pârâul Fata Moartă, comme aussi à l'origine du Leșunțul Mare, les dépôts oligocènes (l'horizon des ménilites supérieures) sont surmontées par des couches miocènes. On observe d'abord, des conglomérats verts à petits éléments, très friables (les vallées qui les recoupent ont leur lit encombré de sable vert), puis des marnes gypsifères, des grès calcaires gris à ciment de gypse, des marnes rouges, ainsi qu'un grès feldspathique à points blancs se présentant en bancs; ce grès est très caractéristique, aussi bien pour le Miocène de la zone du Flysch, que pour celui des Précarpates.

Ces dépôts présentent des manifestations salines, efflorescences et sources salées, celles-ci accompagnées par des éléments verts. Les dépôts miocènes recouvrent l'Oligocène supérieur, étant conservés en deux synclinaux surmontés par des lambeaux de la nappe de Tarcău.

Le Miocène rougeâtre est également représenté dans la vallée de Lepșa (Pichetul de Iarnă) et dans le soubassement du mont Cojocea et du Dealul Slatinei.

Institutul Geologic al României

C) **La Zone néogène.** Cette zone, qui borde à l'E le Flysch carpatique, peut être subdivisée en deux sous-zones: la sous-zone salifère et la sous-zone sarmato-pliocène.

1. *La sous-zone salifère* est constituée par le Miocène rougeâtre, le Miocène gris et le Tortonien, auxquels s'ajoutent le Sarmatien et le Méotien, représentant des dépôts périphériques de la sous-zone sarmato-pliocène.

Le Miocène rougeâtre. Le Miocène débute par un complexe détritique marno-gréseux rouge violet, présentant à sa base des dépôts de concentration chimique, gypse et sel. En connexion avec les sources salées, apparaît une formation sui-generis, appelée la « brèche du sel ». Celle-ci affleure dans notre région dans la vallée du Calasău, aux pieds du Piscul Slatinei. Cette formation contient disséminés dans une matrice de couleur grise marno-argileuse, des éléments verts roulés, des morceaux de calcaires à Nummulites etc.; on y observe aussi du gypse secondaire et des efflorescences et des croûtes de sel.

Cette formation pourrait être plutôt considérée comme un dépôt fluvio-lagunaire [1]); elle semble occuper une position inférieure au Miocène rougeâtre, bien qu'il ne soit pas exclu qu'elle soit intercalée dans la base de celui-ci.

Au-dessus de cette formation fluvio-lagunaire, suivent des grès verts à ciment de gypse, à éléments verts dans la masse, et à plaquettes de gypse secondaire, normales à la surface des couches; on y observe aussi des gypses épais de 2 m environ et une alternance irrégulière de marnes rouge cerise, des marnes rouge brique, des marnes argileuses rouges à petits éléments verts dans la masse et de plaquettes de gypse secondaire, des grès conglomératiques à éléments verts, des grès grossiers à points blancs et des grès calcaires rouges. La couleur rouge n'est pas générale, mais interrompue par des zones plus foncées, vertes ou grises.

Les conglomérats à gros éléments font défaut. Nous mentionnons que, dans la vallée de la Suşiţa au confluent du Pârâul Dumicuş, nous avons observé, dans un conglomérat rouge, de blocs de la dimension du poing et parfaitement arrondis.

[1]) G. MURGEANU, communication orale.

Institutul Geologic al României

Dans notre région, nous avons eu la possibilité de séparer sept bandes de Miocène rougeâtre, orientées approximativement N-S. Le plus occidentale s'observe à la bordure du Flysch, affleurant bien dans la vallée du Caşin à l'W du confluent du Pârâul Negru, dans la vallée du Calasău et dans le Pârâul Cârligata, au pied du mont Ţiua Golaşă. La deuxième bande affleure dans le Pârâul Sărăţel affluent du Caşin (à l'W de Piscul Inalt, cote 494), traverse le Caşin au confluent du Calasău et se continu vers le S —en passant par la source de la vallée du Pârâul Ciurbelor —très probablement vers la source salée du Pârâul Sărata. La troisième bande s'observe à l'W du confluent du Pârâul Chiua avec le Chilugelu; elle se prolonge vers le S, en passant à l'W de la portion N-S du Pârâul Cârligata. La quatrième affleure à la source du Pârâul Dalmaciu, continue vers le S dans la vallée de la Şuşiţa au confluent du Pârâul Dumicuş, et d'ici se prolonge à l'W du Răchitaş et dans le Pârâul Tighitău. La cinquième, s'observe à l'E du Răchitaş, en commençant par la vallée de la Şuşiţa (à l'E de l'embouchure du Pârâul Rotilaşi), se continuant —à l'W de Dealul Lozii —jusqu'à Valea Sării. Enfin, le Miocène rougeâtre affleure encore dans la vallée de la Sărata et dans Dealul lui Istrate, au contact avec le Sarmatien, ainsi qu'au S du Răchitaş, où débute une autre bande qui se prolonge vers le S, vers Bârseşti.

Dans la sous-zone salifère de notre région, le Miocène rougeâtre constitue la formation de soubassement, tandis que dans la zone du Flysch, ce même Miocène représente la couverture de l'Autochtone de la nappe de Tarcău.

Le Miocène gris. Le Miocène rougeâtre est surmonté par le Miocène gris. Celui-ci est un complexe marneux à intercalations de grès et de gypses. Il est difficile d'y mettre un peu d'ordre, étant donné les variations de facies et les passages insensibles. Dans certaines zones, il semble que sa base est marneuse-schisteuse, à faibles intercalations de gypses et de grès à traces de vagues tandis qu'à la partie supérieure prédominent des grès jaunâtres en bancs épais, au-dessus desquels suivent des gypses en bancs d'une puissance de quelques dizaines de mètres. En connexion avec ces gypses, apparaissent des schistes marneux bitumineux. En d'autres zones, les gypses se rencontrent pourtant vers la base; il est donc possible que l'on soit en pré-

Institutul Geologic al României

sence de deux niveaux de gypses, l'un inférieur et l'autre à la partie supérieure, au-dessous du grès de Răchitaș.

A mentionner aussi, dans le complexe gris, des marnes rouges schisteuses, complètement distinctes de celles de l'horizon rougeâtre.

Le Grès de Răchitașul. Dans la colline de Răchitașul et autres endroits, le Miocène gris est recouvert, discordant, par une série de dépôts qui ne dépassent pas, dans le Răchitaș, l'épaisseur de 100 m. Ce sont des tuffites de couleurs variées, vertes, blanches, grises, constituant dans le Răchitaș deux niveaux, séparés par une intercalation de grès d'une épaisseur de 4 m. L'épaisseur du niveau inférieur est de 25 m, celle du niveau supérieur atteignant 5 m. Les tuffites inférieures sont un peu gréseuses; les tuffites supérieures sont de couleur verte et à grain plus fin, montrant des Globigérines.

Les tuffites du niveau supérieur supportent le « grès de Răchitașul », qui est un grès calcaire blanc, en bancs de quelques décimètres jusqu'à 5 m, parfois massif et à gros hiéroglyphes, qui rappellent ceux du grès de Tarcău. On remarque des variétés fines, d'autres grossières et conglomératiques, dans lesquelles on remarque des éléments verts remaniés. Des marno-calcaires blancs à cassure conchoïdale, à Globigérines forment des intercalations dans ce grès.

A l'œil nu, on observe à la surface des bancs de grès, de nombreux restes organiques: Nummulites, Bryozoaires, Polypiers, Lithothamnium, Cardium, articles de Crinoïdes, Serpules, Turritelles, dents de Poisson, etc. Au microscope, on voit des restes de Nummulites, des fragments d'Orbitoïdes, fragments de Mélobésiées, ainsi que des Globigérines. Ces dépôts affleurent dans la moitié W de la colline, dite Tehăraie, dans la vallée de la Șușița, dans la colline du Răchitașul, dans la partie W du Dealul Lozei et à l'E de Pârîul Alb.

L'âge de ces dépôts a été longuement discuté. C'est Sava Athanasiu [1]) qui les a pour la première fois signalés en 1908. Botez [2]), en 1912, en parle aussi. Les deux auteurs proposent à leur sujet le nom de « grès de Răchitașul », et les attribuent au

[1]) Sava Athanasiu. *Op. cit.*
[2]) C. Botez. *Op. cit.*

Institutul Geologic al României

Sarmatien. VOITEȘTI en 1923, les estime comme éocènes-oligocènes [1]). En 1923 [2]), 1929 [3]) et 1937 [4]), M. ȘT. MATEESCU les considère comme éocènes, en se basant sur la détermination de Nummulites et d'Orthophragmines. En 1934, M. M. PAUCĂ [5]) rapporte aussi cet ensemble à l'Eocène, et considère la colline du Răchitaș comme formant des lambeaux charriés sur le Miocène tandis que M. ȘT. MATEESCU suppose une structure anticlinale.

En reprenant le problème, nous avons constaté en 1938 les intercalations précitées de tuffites et de marno-calcaires. Du point de vue tectonique — cette colline est indiscutablement découpée dans un synclinal normal à flanc oriental un peu plus redressé (ce dernier accusant des pendages de 35°, tandis que dans le flanc occidental ils ne dépassent pas 25°). Nous précisons, à titre de détail, qu'à l'extrémité S de la colline on observe sur de longues distances que les deux niveaux de tuffites quittent les hauteurs pour longer les deux versants. On observe, encore sur les deux flancs, que les hiéroglyphes se trouvent en situation normale à la partie inférieure des strates.

D'autre part, l'étude microscopique met en évidence une abondance de restes de Lithothamnium, ce qui rapproche cette curieuse formation du Miocène, et d'autre part que les Nummulites et les Orbitoïdes présentent des caractères de remaniement; ces organismes jouent le rôle de matériel détritique.

Une autre observation intéressante, c'est l'intercalation de gypses dans le grès de Răchitașul à l'E de Pârîul Alb.

Basé sur ces caractères, nous avons attribué au Tortonien le complexe en question.

---

[1]) I. P. VOITEȘTI. Notă asupra Oligocenului de la Răchitași. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII (1923—24), Buc., 1930.

[2]) ST. MATEESCU. Relațiuni asupra cercetărilor geologice făcute în jud. Putna și R. Sărat în vara anului 1923. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, (1923—24), Buc., 1930.

[3]) ST. MATEESCU. Structura geologică a culmei Răchitașului (Jud. Putna). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII (1928—29), Buc., 1930.

[4]) ST. MATEESCU. La structure géologique de la dépression de Vrancea. *C. R. de l'Acad. de Sc. de Roumanie.* Buc., 1938.

[5]) M. PAUCĂ. Position tectonique de l'Éocène dans la chaîne des collines péricarpatiques. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXII (1933—34), Buc., 1938.

Institutul Geologic al României

Nous considérons l'âge tortonien du grès du Răchitaşul comme un fait définitivement acquis; d'ailleurs, le même âge a été envisagé, en 1940, par M. M. PAUCĂ lui-même [1]) pour des formations semblables se trouvant au S de notre région.

Couches de Haloş-Sărăţel. Dans le Pârîul Haloş tributaire du Caşin, et dans celui du Sărăţel, tributaire de la Şuşiţa, affleure un complexe marno-sableux, formé par des marnes grises micacées, à cassure conchoïdale, qui alternent avec des grès sableux à traces charbonneuses (et même à petites lentilles de charbon), et efflorescences de sulfates.

En jugeant d'après la coupe du Pârâul Slatinei, tributaire du Pârâul Plopului et des données observées dans le Pârâul Haloş, le complexe se situe au-dessous de l'horizon marneux à Cardiidés du Sarmatien. Nous attribuons ces « Couches de Haloş-Sărăţel » au Tortonien supérieur.

La sous-zone salifère présente, dans la vallée du Caşin, une largeur de 8 km. Elle atteint 10 km dans celle de la Şuşiţa. La sous-zone est recouverte à l'E, en discordance nette, par des dépôts sarmatiens et méotiens. Elle y affleure toutefois d'une manière diapire, au N de la Şuşiţa, dans l'axe d'un anticlinal assymétrique à flanc E très redressé. Cet anticlinal a été pour la première fois remarqué par S. ATHANASIU [2]) dans la Valea Mirăoarei. Après un ennoyage dans les hauteurs de Buciuman, le Miocène affleure sous le Sarmatien, dans les vallées de Leurda, du Roşu à l'origine du Haloş sous l'aspect des couches de Haloş. Au S de la Şuşiţa, dans Dealul lui Istrate et la vallée de la Sărata, le Miocène est représenté par des gypses et par l'horizon rougeâtre. Dans Pârâul Sărăţel, Pârâul Slatina, à la source du Pârâul Sărata et dans Pârâul Alb, le Miocène est représenté par le grès de Răchitaş, gypse, et les couches de Haloş.

En ce qui concerne l'âge des dépôts miocènes de notre région, nous rappelons que M. PREDA [3]) a séparé, au N de notre région, à la partie supérieure de la formation salifère, des cal-

[1]) M. PAUCĂ. Cercetări geologice în Miocenul de pe văile Putnei şi Milcovului. Şed. 26 Febr. 1940. Manuscrit.

[2]) SAVA ATHANASIU. *Op. cit.*

[3]) D. M. PREDA. Geologia Regiunii Subcarpatice din partea de sud a jud. Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII, Buc., 1917.

Institutul Geologic al României

caires récifaux à Lithothamnium, qu'il attribue au Tortonien.

C'est au Tortonien que nous attribuons le grès de Răchitașul et les couches de Halos-Sărățel, en partant des considérations déjà énumérées.

La présence du Tortonien, démontrée sur des bases paléontologiques dans les Précarpates moldaves apparaît donc comme un fait certain.

Le Miocène gris est probablement d'âge helvétien.

En ce qui concerne le Miocène rougeâtre, qui constitue dans notre région un complexe stratigraphique important — aussi bien dans les Précarpates, que dans la zone marginale du Flysch, — nous le parallélisons à la série inférieure et aux horizons α et β de la série supérieure de la formation salifère, séparées par M. PREDA dans le S du Départ. de Bacău [1]). Cet horizon rougeâtre appartient probablement à l'Aquitanien et au Burdigalien.

2. *La sous-zone sarmato-pliocène*, borde à l'E la sous-zone salifère; ses dépôts empiétant sur cette dernière, en réduisant de moitié sa surface, sous le parallèle de Criminet.

Le Sarmatien est formé par un complexe détritique, représenté par des marnes, grès, conglomérats, graviers et sables, et par des dépôts organogènes, comme des lumachelles à *Mactres*. Le complexe a une épaisseur de 400—500 m. Sa limite inférieure est donnée par un horizon marneux à *Ervilia* et *Cardium*, concordant avec les couches de Halos. Ces marnes sont gris jaunâtre, parfois sableuses, à concrétions sphéroïdales et à faibles intercalations de grès en plaquettes.

Suit au-dessus un complexe débutant par des grès calcaires blancs, semblables au grès de Răchitașul. Ces grès sont parfois conglomératiques, à accidents siliceux remaniés. En certains endroits, et en connexion avec les grès, se développent des cailloutis. Les grès s'altèrent en sables blancs ou jaune rougeâtre, du fait de la présence des oxydes de fer. Les grès présentent presque toujours des concrétions. En certains endroits, ils sont fossilifères, offrant de petites *Mactres* et des *Cérithes* (Dealul Hagiului, et Pârâul Zgăvârdan tributaire de la Mităoara).

[1]) D. M. PREDA. *Op. cit.*

Institutul Geologic al României

Les grès sont surmontés par un horizon à *Mactres*, formé par des marnes, grès et lumachelles à grosses *Mactres*. Nous remarquons la présence —au-dessous de cet horizon d'intercalations de marnes grises à *Unio* et *Planorbis*, et de grès andésitiques. Les grès à *Mactra* contiennent eux-mêmes en quelques endroits (Valea Susița, Moara dintre Arini) du matériel andésitique.

L'horizon à *Mactres* est recouvert par des marnes sableuses grises, verdâtres, tachetées, à stratification peu apparente, contenant *Unio*, *Planorbis*, *Congeria*, *Neritina* et *Hydrobia* (Pârâul Jiganiei, tributaire du Sărățelul). Suit, à la partie supérieure, un grès andésitique, et quelques couches de calcaires marneux blancs à petites *Mactres*. Ces calcaires à petites *Mactres* constituent le seul critérium permettant la séparation du Sarmatien par rapport au Méotien.

Un parallélisme rigoureux est très malaisé, étant donné la variation très étendue et insensible des dépôts Sarmatiens, en même temps que les faunes qu'ils renferment sont loins d'être caractéristiques. On observe, comme je l'ai déjà rappelé, des formes d'eau douce, Unio, *Planorbis* et *Helix*, au-dessous de l'horizon à grosses *Mactres*, comme au-dessus de celui-ci. Le matériel andésitique lui-même n'est pas caractéristique, vu qu'on observe des grès andésitiques au-dessus du niveau à grosses *Mactres*. On comprend dans ces conditions, l'intérêt qui s'attache au niveau calcaire à petites *Mactres*.

Les dépôts sarmatiens sont disposés en deux zones: l'une, à l'E de la sous-zone miocène, avec laquelle celle-ci prend contact le long d'une fracture, et une autre, à l'W, large —dans la vallée de la Șușița —de trois kilomètres environ. La limite W du Sarmatien est une limite de transgression, marquée par la discordance du Sarmatien par rapport aux différents termes du Miocène, comme aussi par le fait que les termes supérieurs de ce Sarmatien dépassent les termes inférieurs. On observe que l'horizon inférieur marneux à *Cardium* n'apparaît plus dans la partie W, étant dépassé par des horizons supérieurs, les calcaires à grosses *Mactres* prenant contact avec le Miocène. Toutefois, dans Pârâul Crimineț, le Sarmatien est chevauché par le Miocène rougeâtre.

Institutul Geologic al României

Le Pliocène se développe à l'E de la bande sarmatienne. Il est formé, à sa base, par des grès, tufs et conglomérats andésitiques, qui reposent en concordance sur le Sarmatien. Suit une série de grès, marnes et sables à fossiles d'eau douce. La partie inférieure de cette série, attribuée au Méotien, se rencontre aussi dans la sous-zone miocène, formant le remplissage d'un synclinal sarmatien (au N de la Valea Şuşiţei, s'étendant jusque dans la vallée supérieure de Haloşul Puturos).

III Tectonique

Comme nous l'avons déjà dit, on distingue dans la région trois grandes unités: la nappe de Tarcău, la zone marginale, et la zone néogène.

A) **La nappe de Tarcău.** En commençant par le Plaiul Fata Moartă (Fundul Buciaşului) et jusqu'au Mont Pieptul Mare-Bădin (W de Soveja), la nappe de Tarcău chevauche d'une façon continuelle l'Oligocène de la zone marginale, représenté par l'horizon des ménilites supérieures. Entre les torrents dits Chiua Mică et Dragomira, la nappe prend contact avec le Miocène rougeâtre de la zone néogène. A partir d'ici, le bord de la nappe se retire — par le mont Arsătura lui Nicola, Pârâul Lepşuleţ, Piciorul Cojocea, Pârâul Lepşa (Pichetul de Iarnă), le mont Macradeu (W du Piscul Piatra Albă) et passe en Transylvanie en traversant la vallée du Pârâul Greşul. La nappe repose sur le Miocène rougeâtre, aux sources du Buciaş, comme aussi dans la Valea Lepşei.

Plusieurs lambeaux de recouvrement s'observent en face du bord continu de la nappe:

Le lambeau de Plaiul Măguricei-Dealul Puica, formé par du Sénonien, Eocène et plus au N (Dealul Puica), aussi par de l'Oligocène. Il repose sur le Miocène rougeâtre du Fundul Buciaşului, qui se prolonge vers le N dans la Valea Leşunţului, se continuant dans le Miocène de Hârja.

Le lambeau de Plaiul Zâmnicelor est formé par du Sénonien et de l'Eocène et, plus au N, par de l'Oligocène (Dealul Leşunţului); il recouvre le Miocène rougeâtre et l'Oligocène représenté par l'horizon des ménilites supérieures du Pârâul Slatinei.

Institutul Geologic al României

Le lambeau de Dealul Slatinei. Nous sommes ici en présence du Sénonien de l'Eocène et de l'Oligocène, qui recouvre à l'E le Miocène rougeâtre de la zone néogène, tandis qu'il repose à l'W sur l'Oligocène supérieur, constitué par des ménilites supérieures, (horizon des ménilites supérieures).

En ce qui concerne l'âge du charriage, on observe que les dépôts les plus récents qui supportent la nappe sont ceux du Miocène rougeâtre. Dans ces conditions, le mouvement peut être considéré comme suivant au Miocène rougeâtre et précédant le dépôt du Grès de Răchitașul.

Quant à l'ampleur du charriage, donnée par la distance qui sépare le bord oriental de la nappe (Pieptul Mic), du point situé le plus à l'W contenu dans l'Autochtone (Plaiul Runcului), nous pouvons affirmer qu'elle est au moins de 10 km. Dans tous les cas, du moins sous ce parallèle, la zone marginale entière a été recouverte par la nappe de Tarcău, qui constitue un vrai « cap tectonique ».

Comme style tectonique, la nappe se présente comme une nappe, exempte de flanc inverse. L'absence locale du Sénonien à la base de la nappe est due au laminage. La présence du Sénonien dans Pieptul Mic, Lepșa et ailleurs montre que ce Sénonien a pris part au mouvement ensemble avec le grès de Tarcău.

B) **La Zone marginale.** Cette unité qui constitue l'Autochtone de la nappe de Tarcău se présente dans son ensemble comme un anticlinorium, dont le flanc W plonge sous la nappe de Tarcău, tandis que le flanc oriental est surmonté par le Miocène rougeâtre de la zone néogène. Cet anticlinorium de la zone marginale présente un soulèvement axial dans la vallée de la Putna, marqué par l'apparition de l'horizon le plus ancien du Flysch marginal « les couches de Streiu » comme aussi par le retrait de la nappe de Tarcău.

De fait, un grand anticlinal d'Eocène se dessine ici, à partir du Pârâul Dragomira, et qui se développe ensuite dans les vallées de la Tișița et de la Coza. Au contraire, vers le S, l'anticlinal disparaît: comme MM. MURGEANU et FILIPESCU l'ont montré en 1933 [1]), il ne se retrouve plus dans la vallée de la Zăbalae

[1]) G. MURGEANU et M. FILIPESCU. *Op. cit.*

Institutul Geologic al României

où d'ailleurs, toute la zone marginale disparaît sous la nappe de Tarcău.

Ce soulèvement axial est suivi par l'ennoyage de la zone marginale à Soveja, mis en évidence par l'avancement vers l'E de la nappe de Tarcău jusqu'au contact de la zone néogène.

Entre Soveja et Pârâul Zăbala, la zone marginale du Flysch constitue la grande demi-fenêtre (golfe tectonique) de Vrancea.

Un nouveau soulèvement axial se constate dans la vallée du Cașin, manifesté par l'apparition de l'Eocène. Il est suivi par un ennoyage à Plaiul Măgurici—Plaiul Zâmnicelor, qui s'accentue vers le N dans le bassin de l'Oituz.

Le bord externe de la zone marginale présente un caractère hésitant. Par endroits, la zone marginale chevauche par son Oligocène, représenté par les ménilites supérieures, le Miocène rougeâtre (Bâtca Carelor, Dealul Arșița Mocanului). En d'autres endroits, le contact avec le Miocène rougeâtre est vertical (Pârâul Cașin). Enfin, dans Pârâul Dumicuș et Chiua Mare, le contact est normal, la zone marginale supportant le Miocène rougeâtre.

C) **La zone néogène.** J'ai rappelé déjà la possibilité qu'il y a de diviser cette zone en deux sous-zones; salifère et sarmato-pliocène. Voici leur structure:

1. *La sous-zone salifère* tient, au point de vue tectonique, de la zone marginale, n'étant qu'une marche affaissée de cette dernière, avec laquelle elle prend contact d'après un plan hésitant. A l'E, cette sous-zone vient en contact avec le Sarmatien le long d'une fracture, dénommée d'une façon impropre « Ligne péricarpatique ».

Une autre ligne tectonique importante, c'est la ligne Cașin-W. Răchitașul. Elle est surtout importante au N de la Valea Cașin où le Miocène rougeâtre vient en contact direct au Méotien. Cette ligne se présente comme un relais occidental de la « ligne péricarpatique ».

En dehors de ces lignes, nous admettons encore six plis-failles, dont cinq sont marqués par les zones d'horizon rougeâtre envisagées plus haut, tandis que le sixième est représenté par l'apparition des couches de Haloș-Sărățel (Tortonien supérieur au-dessous de la bande de Sarmatien.

Institutul Geologic al României

En général, c'est la structure en plis-failles qui prédomine, plis-failles d'autant plus affaissés à mesure qu'on se déplace vers l'E. Le Tortonien s'est conservé en quatre points, marquant l'axe d'un synclinal affaissé (Tehăraie, Valea Susiței, Răchitașul Mic et Răchitașul Mare). A l'E du synclinal de Răchitaș, se trouve un synclinal de Sarmatien, discordant sur le Miocène qui, au N de la Susița, subit un affaissement axial, recevant dans son remplissage des dépôts méotiens.

2. *La sous-zone Sarmato-pliocène* se présente sous l'aspect d'un grand monocline avec le flanc W plus soulevé.

Le Sarmatien prend contact à l'W avec le Miocène d'après une fracture qui accuse, entre les torrents Roșcova et Sărata, un léger chevauchement. Dans ces contrées, il semble que le Miocène a même des caractères diapirs.

Depuis Sărata vers le S, le contact entre les deux sous-zones se fait par le Sarmatien marneux *à Cardium*, et les rapports sont, du moins en surface, normaux.

Au N de Pârâul Roșcovei tributaire de la Mirăoara, et jusqu'au torrent de Găuri, le Miocène n'affleure plus. Vers le N, affleure les couches de Halos qui, ensemble avec le Sarmatien, s'incline vers l'E (de 60 à 70°). Les rapports y paraissent normaux, mais nous croyons qu'on a affaire ici à une fracture, dont le plan incline vers l'E.

Le Méotien montre partout, au contact, des pendages vers l'E, de 60 à 70°. Il recouvre, en concordance, généralement le Sarmatien. Dans un seul endroit (Pârâul Vânătorului, tributaire du Crimeneț) il est chevauché, très peu d'ailleurs, par le Sarmatien.

Séance du 13 mai 1941

Présidence de M. G. MACOVEI.

Invités MM.: O. BOLGIU, O. SCHMIDT, S. ANTON, C. STOICA, I. PĂTRUȚ.

— M. R. NOTH. — **Foraminifères éocènes de Slătioara-Pitești** [1]).

[1]) Le manuscrit n'a pas été reçu à la rédaction.

Institutul Geologic al României

Séance du 14 mai 1941

Présidence de M. G. MACOVEI.

— MM. I. ATANASIU et TH. KRÄUTNER. — **Le tremblement de terre du 10 novembre 1940** [1]).

ANNEXES PENDANT L'IMPRESSION

— N. ARABU. — **Observations sur la classification du Néogène de l'Europe Sud-Orientale** [2]) **(un tableau).**

Il n'est pas habituel de recontrer dans la bibliographie des travaux embrassant un système géologique entier, sujet toujours très vaste et très compliqué. Cependant chacun se rend compte que l'état actuel des connaissances bien que résultant des recherches soutenues de plus d'un siècle, n'est pas quelque chose de bien affermi.

A première vue, on a bien l'impression de se trouver sur le bon chemin. Toutefois, de nouveaux résultats arrivent de temps à autre qui montrent le caractère provisoire de nos connaissances. Ainsi, JEKELIUS a rappellé il y a peu [3]), à propos de la faune pontienne à Congéries, généralement considérée comme un ensemble bien homogène et caractéristique, qu'elle est assez ancienne; son origine est à chercher dans les anciens bassins lignitifères des Dinarides, qualifiés d'oligo-miocènes par les auteurs, et recouverts peut-être en discordance par l'Helvétien. Tout aussi importante, sa conclusion de l'absence certaine du Sarmatien supérieur (peut-être du Sarmatien moyen aussi) dans les bassins pannoniques et transylvains, et l'extension de la même idée au bassin dacien, où

[1]) Publié en allemand, sous le titre: Vorläufige Mitteilung über das Erdbeben vom 10. November 1940, dans *Ac. Rom. Bul. Sect. St.*, XXIV, Nr. 3, Bucureşti, 1941.

[2]) Communiqué dans la séance du 27 janvier 1939.

[3]) JEKELIUS ERICH. Die Parallelisierung der Pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. *An. Inst. Geol. Rom.*, t. XVII (1932), p. 265—307, Bucureşti, 1935.

Institutul Geologic al României

CLASSIFICATION ET PARALLÉLISME DU NÉOGÈNE DE L'EUROPE DU SUD-EST EN RAPPORT AVEC CELUI DU BASSIN DU RHÔNE ET DU BASSIN DE VIENNE

		Bassin du Rhône	Bassin de Vienne	Environs de la Marmara	Bassin Transylvain	Carpates	Plateau Moldave — Moldavie	Plateau Moldave — Bessarabie	Bulgarie orientale	Crimée et environ de la Mer Noire	Environs de la Caspienne — régions occidentales	Environs de la Caspienne — régions orientales		
NÉOGÈNE — PLIOCÈNE	Levantin — Villafranchien	Alluvions des plateaux du Bas-Dauphiné; cailloutis de la Durance; sables de Chagny à *Elephans merid.*, *Equus stenonis*, etc.											Villafranchien	Levantin
	Levantin — Astien	Sables à *Mastodom arvernensis*. Couches à Congéries supérieures, à *C. subbasteroti*, etc.	Couches de Mörsbrunn, à *Melanopsis* et *Paludina*	*Couches d'Izmit*, à *Congeria hairanderensis ;* à la base, faune de Vertébrés d'Eskihissar, à *Mastodon pandionis*, *Equus namadicus*, etc.	Sables, argiles, marnes laguno-lacustres, à *Limnocardium fuchsi*, *Theodoxus simplicatus*, *Mastodon arvernensis*, etc.	*Graviers de Cândești :* grès et graviers à structure torrentielle. Sables et grès tendres à intercalations de marnes. Argiles verdâtres à *Helix*.	Sables, grès, graviers, à *Vivipara bifarcinata* et faune de Vert. de Montpellier (Măluș-teni, Tulucești).	Sables blancs ou jaunâtres à int. de grès grossiers et de congl., à *Mast. arvernensis*, *Hippar. crassum*. Sables blanc jaunâtre à *Unio Wetzl.*, var. *flabellatiformis*, *Scalenaria bieltzi* etc.	Graviers à restes remaniés de faune à *Hipparion*.	*Couches de Kujalnik :* formation sabl. à *Dreissensia polymorpha*, *Didacnomya vulgaris*, etc.	*Couches d'Apchéron :* marnes, sables, grès à int. de cendres volcaniques. Dreiss polimorpha, Didacna sp., clessinia sp.	*Couches d'Apchéron* (les mêmes qu'à l'W. de la Caspienne).		
	Plaisancien Dacien	Argiles et marnes bleues à *Ostrea cochl.*, *O. hoernesi*, etc. Couches à Congéries infr.; à *C. subcarin.*, *Melanopsis matheroni*, etc.	Calcaires d'Eichkogel	*Graviers de Belvedere*, à restes remaniés de faune à *Hipparion*.		Sables et grès tendres et marnes argilo-charbonneuses à intercal. de lignite.	Sables et argiles à int. de lignites, à *Prosodacna stenopleura*, *Unio maximus*, *Dinotherium gigantissimum*, etc.	Sables à int. de grès, passant vers l'E à des calc. coquill. gréseux *(Calc. d'Odessa) : Unio maximus*, *Conger. subcarinata*, *Vivipara neumayri*, etc.		*Couchesè de Kamych-Burun super.* = Cimmérien: org. ferrug., à *Dreiss. rostriformis*, *Cardium edentulatum*, (= Couches de Duale, à *Cong. caucasica*, *C. subcarinata*, etc.)	*Couches d'Aktchaghil :* sables, grès, marnes, calcaires détrit., à *Madra subcaspia*, *Card. kumnehieum*, etc. Série continentale (Balakhany, etc.) à la base.	*Couches d'Aktchagil :* argiles rouges et sables à restes de *Chara* (au S. du Grand Balkan).	Dacien	
NÉOGÈNE — MIOCÈNE — Sarmatien	Pontien	Limons rouges de Cucuron; marnes blanches de la Croix-Rousse près Lyon.	Argiles, sables, grès, graviers à *Congeria partschi*, *C. subglobosa*, *Melanopsis fossilis*, etc.	Sables et grès à *Paradacna abichi*, *Melanopsis granum*, etc.	Facies viennois: sables et graviers à *Congeria subglobosa*, *Mel. fossilis*, etc. Facies de Beocsin: argiles à *Congeria banatica*, *Limnocardium lenzi*, etc.	Marnes argileuses et sables à rares intercalations de graviers: *Paradacna abichi*, *Congeria rumana*, etc.	—	—		*Couches de Kamych-Burun infér. :* sables, grés, marnes, calc., faluns à *Dreiss. anisoc.*, *Congeria subrhonboidea Paradacna abichi*, etc.	Marnes argileuses à *Dreissensia anisoconcha* et Cardiacés.	Grès argileux à *Monodacna pseudocatillus* (Mangnischlak).	Pontien	
	Méotien	Sables à *Helix* de Visan.	—	Marnes sableuses et grès à *Anod. hellespontica*, *Mactra* sp.	—	Sables, grès, marnes sableuses, calcaires; intercalations de cendres andésitiques: *Dos. exolata*, *Cerithium istriticense*, etc.	Cinérites andésitiques. Grès à *Unio moldavicus*: faune à *Hipparion* de Plopana.	Argiles sabl. fluvio-lacustres à faune de Vert. à *Hipparion* (Taraclia, Ciuborciu).		*Calcaires de Kertch :* calc. coquillers ou oolith., marnes, arg. grises, à *Dosinia maeotica*, *Potam. disjunctoides* (= *Couches de Chemakha* du rég. caucas.).		Calcaires oolithiques à *Modiola volhyneica* et petites *Congéries*.	Méotien	
	Sarmat.	Marnes et calcaires de Ratovoux à *Planorbis matheroni*, *Melanopsis narzolina*, etc.	—	Marnes, grès, calcaires à *Mactra bulgarica* et faune à *Hipparion*.	—	— Sables et graviers à grosses Mactra. Sables, grès, calc. Oolith., marnes à *Cer. pict.*, *Erv. podolica*,, *Modiola marginata*, etc.	— Calcaires de Repedea. Argiles basales.	—	Calcaires à Mactra bulgarica. Marnocalcaires, grès, sables, à *M. vitol.*, *cardium plicato-fittoni*, etc. Marnes, grès, sables à *Cardium lithopodolicum Modiola sarmatica*, etc.	Calc. récif. à Bryoz. (Membranipara) et marnes à *Mactra caspia*. Sables et calc. à Bryoz. (Vincularia), calc. à *Nubecularia* et *Mactra vitaliana*. Arg. feuill. gris-bleu à *Ervilia podolica*.	« *Couches a Diatomées* » : marnes et schistes siliceux à intercalations de grès et de dolomies.	Calcaires oolithiques du plateau d'Ust-urt, à *Card. obsolatum*, *Trochus pictus*, *Tapes greg.*, *Cerith. pictum*, etc.	Sarmatien	
	Tortonien — Buglow.	Sables à *Nassa michaudi*. Marnocalcaires de Cabrières d'Aignes à *Pleurotoma asperulata*, *Ancill. glandiformis*, etc.	Sables à Cérithes *Ostrea gingensis*, *Buccinum dupplicatum*, etc. *Calcaires de Leitha*, à *Pecten aduncus*, *P. latissimus*, etc. / *Marnes de Baden*, à *Ancillaria glandif.*, *Cardita jouanneti*, etc.	Molasses gris bleu et vert bleuâtre à *Congeria byzantica* de la Thrace sud-orientale.	Grès et marnes argilo-sableuses, grès calcaires de Lăpugiu-Supér. et de Buituri, à *Turr. turris. Naritopsis radula*, *Chenopus pes pelicani*. Calcaires à Lithothamnium en intercal.	Grès et marnes à *Murex sublavatus*, *Pleurotoma döderleini*, etc.	—	—	Couches à *Mactra eichwaldi-buglow.*, *Pholar bulgarica*, *Ph. usturtensis (Noriz. de konka)*.	—	—	Calcaires à *Pholas ustartensis*, etc.	Buglow.	
	Tortonien — Helvétien	Sables et grès de Crest à *Ostrea crassissima*, *O. gingensis*, *Pecten fraasi*, etc.; passage latéral à des arg. bleues micacées rappelant le Schlier des Alpes Orientales.	*Couches de Grund :* sables et argiles à *Pecten besseri*. *Turr. bicarinata* etc. / « *Schlier* » : argiles marneuses micacères à *Pecten denudatus*, *Solenomya döderleini*, etc.	Calcaires coquillers d'Yenichebir à *Ostrea gingensis*, etc. Marnes bleuâtres de Karaburnu (Thrace), à *Ostrea cochlear*, *O. hoernesia*, etc. Grès en bancs de la côte égéenne de la Troade.	Marnes argileuses, argiles, sables à intercalations de gypse et efflorescenses salines; parfois, traces de bithume.	Marnes argilo-sableuses grises et grès tendres; intercalations de gypses et de tufs dacitiques. Marnes sabl. rouges à intercalations de grès gris.	*Facies péricarpatique :* argiles sableuses à intercalations de charbons *Ostrea digitalina Nucula nucleus*, *Arca diluvii*, *Pecten denudatus*, etc. / *Facies podolique :* grès à gypses, sables, conglom., calc. récif., calc. à *Lithothamnium : Ostraea crenulata*, *Turritella archimedis*, *Pecten besseri*, *P.* aff. *malvinae*, etc.	—	Marnes finement stratifiées, grès, sables, à *Spaniodontella andrussovi*, *Nassa dujardini*, *Ostrea* sp., etc. Marnes, marnes sableuses, grès à stratif. diagonale, à *Spaniodontella gentilis*, *Mohrensternia barboti*, *Helix varnaensis*, etc. Niveau lacustre à *Planorbis* et *Limnea*. (*Horiz. de Karaghan*)	*Couches à Spaniodon*, ensemble sableux et marneux parfois conglomératique à *Spaniodontella pulchella*, *S. gentilis*, *Mahreus ternia barboli*, *Nassa dujardini*, *Ervilia podolica* var. *Pholas* sp., *Pectiniaropsis* sp.	Marnes siliceuses à *Spaniodontelles ;* dolomies subordonnées et intercalations de schistes à *Diatomées*.	Grès et conglomérats à structure torrentielle (au S. du Golfe de Karabugas). Grès et sables à *Spaniod. barboti*, *S. pulclella*, *Nassa dujardini*, débutant par des sables à *Membranipora* et *Ervilia* et à couches de gypse intercalées.	Tortonien / Helvétien	
	Burdigalien	Marnocalcaires de Saint Paul-Trois-Châteaux, à *Pecten praescabriusculus*, *P. sublenedictus*, etc. Grès et sables de Saussset, à *Pecten benedictus*, *Scutella paulensis*, etc.	*Molasse d'Eggenburg*, à *Pecten praescabriusculus*, *P. holgeri*, etc. *Sables de Gaudendorf*, à *Fusus burdigalensis*, *Lucina incrassata*. *Sables de Loibersdorf*, à *Pecten malvinae*, *Cardium kubecki*, etc.	Marnes, grès, calcaires coquillers à *Pecten convexo-costatus*, *Cardita crassa*, etc., des environs de Tavakli (Troade).	Grès peu cimentés à intercalations de graviers, marnes à Foraminifères à *Turritella turris*, *Pecten Holgeri*, etc. (= *Couches de Hida*). Sables à *Fusus burdigalensis*, *Ficula condita*, etc. (= *Couches de Coruș*).	Grès et conglomérats à éléments d'orig. cimmérienne, parfois carpatique: *Pecten hornensis*, *P. bendanti*, *P. convexior*, etc. (= *Conglomérats de Brebu* ou *de Pietricica*).	—	—	Marnes, m. sableuses, grès, sables, calc. oolith. et marneux, à *Pecten varnaensis*, *Arca turonica*, *Cerithium cattleyae*, *Venus konkensis*, etc. (*Horiz. de Tchokrak*)	*Tchokrakien*, avec deux facies: facies néritique: sables et calc. détrit., à *Lucina dujardini*, *Erv. praepodolica*, *Ceriht. cattleyse ;* Parfois, calc. à Bryoz. à *Pecten* etc. / facies bathyal: arg. verdâtres à *Spiralis andrussovi*, *Leda fragilis*, *Nassa restitutiana*, etc.	Argiles feuilletées à *Spirialis andrussovi*.	—	Burdigalien	
	Aquitanien	Sables, grès, conglomérats, à *Pecten burdigalensis*, *Melongena lainei*, etc.	*Couches de Molt*, à *Potamides margaritaceus*, *Mytilus haidingeri*, etc.	Grès rouges à *Stenogyra* aff. *minuta*, *Mactra* sp., envir. de Tavakli (Troade occidentale).	Grès et argiles rayées à *Cyrena semistriata*, *Ostrea aginensis*, *Potamides margaritacensis*. Intercalation de charbons	Marnes argileuses gris foncé à intercalations de grès micacères; gypses et efflorescences salines.	—	—	—	*Horizon de Tarkhan :* argiles feuilletées à *Pecten denudatus*, *Spirialis tarkhanensis*, restes d'*Ophiceres*, etc.	Schistes bitumineux à *Meletta* et *Amphisyla*, grès et marnes continuant la série schisteuse oligocène.	—	Aquitanien	

Institutul Geologic al României IGR

études de CHARLES DEPÉRET [1]) et, dernièrement encore, considérée de près par M. GIGNOUX [2]).

I

D'après la synthèse de CHARLES DEPÉRET, la série néogène comprend, dans le bassin du Rhône, à la base, l'Aquitanien qui débute dans les environs de Marseille et de Montpellier par des conglomérats et des sables renfermant la première faune mediterranéenne: à Carry et au Cap Courronne, on trouve des conglomérats et des sables fluviomarins à *Pecten subpleuronectes* LAMARCK, viennent ensuite des couches d'origine saumâtre, à *Potamides plicatus* BRUGUIÈRE, *P. margaritaceus* BROCHI, *Cyrena Bronghiarti* BASTEROT, suivies à leur tour par des molasses à *Ostrea Aginensis* TOURNOUER, *Mythilus Michelini* MATHERON, *Cardium Burdigalinum* LAMARCK, *Lucina columbella* LAMARCK, *Melongena Lainei* BASTEROT, *Turritella turris* BASTEROT, etc.

Le Burdigalien, concordant, montre à la partie inférieure des sables et des molasses en gros bancs (« molasse de Sausset ») à *Pecten benedictus* LAMARCK, *P. Justianus* FONTANNES, *Scutella Paulensis* AGASSIZ, etc., tandis que la partie supérieure est formée par des marnes et des marnocalcaires très riches en organismes: *Ostrea crassissima* LAMARCK, *Pecten praescabriusculus* FONTANNES, *P. subbenedictus* FONTANNES, *Turritella turris* BASTEROT, *Echinolampas hemisphaericus* AGASSIZ.

---

[1]) DEPÉRET CH. Classification et parallélisme du Système Miocène, *Bull. Soc. Geéol. France*, 3-e sér., t. XXI, p. 170, Paris, 1893.

[2]) Je ne puis être d'accord avec M. GIGNOUX de classifier l'Aquitanien, ensemble avec le Chattien, dans l'Oligocène (3, p. 534 et 587). En faire une question d'accolade, alors que l'Aquitanien renferme plus de 90% d'espèces miocènes, que ses dépôts marquent une transgression aussi étendue, en Eurasie et en Afrique, ce n'est certainement pas la meilleure des solutions. Il est vrai que cette idée est appuyée par la considération des faunes de Vertébrés; mais ceci est une question pour le moment particulière à la France, et qui y sera sans doute clarifiée avec le temps. Il n'y avait aucune nécessité de la soulever dans un traité à large diffusion, dans lequel l'idée fondamentale de « cycles géologiques », celle intimement connexe du « sens paléogéographique de la notion d'étage en stratigraphie », sont parfaitement présentées dès l'introduction.

Institutul Geologic al României

ces subdivisions ont été parfois admises. Or, ce sont là les piliers mêmes de l'échafaudage de nos raisonnements, piliers que l'on croyait solides, mais qui viennent subitement de céder.

Il ne peut s'agir de présenter ici que des observations d'ordre général, et non pas un exposé de tous les travaux actuels, qui incombe aux traités et aux grandes synthèses. Toutefois, dans une question de classification, ce que les traités au moins disent, doit être présent à l'esprit. Il est d'ailleurs difficile de bien comprendre une question de stratigraphie sans s'aider du point de vue paléogéographique. On le sait — en particulier pour le Néogène — depuis la première synthèse donnée par ED. SUESS [1]), consignant l'existence de ses quatres « étages méditerranéens » (le dernier d'ailleurs quaternaire). Restée un peu dans l'ombre, cette idée a été particulièrement soulignée par M. GIGNOUX dans son traité [2]).

Il est essentiel dans une question de cette nature de rapporter les observations à une région bien connue. La région type, la plus désignée comme point de départ, devait être les environs de la Marmara, vu le très beau développement que le système y présente [3]); cependant, mes résultats sur le terrain n'ayant pas encore été contrôlés, je suis dans l'obligation de me référer encore une fois au bassin du Rhône, dont la série néogène, parfaitement précisée par F. FONTANNES [4]), a été reprise et enrichie par les

---

[1]) SUESS EDOUARD. La Face de la Terre, trad. EMM. DE MARGERIE, trois vol., index. Paris, 1897—1920.

[2]) GIGNOUX MAURICE. Géologie Stratigraphique, 2-e éd. Paris, 1936.

[3]) ARABU N. Données sur la géologie des environs de la Marmara (sous presse).

[4]) FONTANNES F. Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône. Lyon, 1875—1892 (I. Le vallon de la Fuly, 1875; II. Les terrains tértiaires supérieurs du Haut Comtat Venaissin, 1876; III. Le bassin de Vigan (Vaucluse), 1878; IV. Terrains néogènes du plateau de Cucuron, 1878; V. Description de quelques espèces nouvelles ou peu connues, 1879; VI. Le bassin de Crest (Drôme), 1880; VII. Terrains tertiaires de la région delphino-provençale, 1881; VIII. La période tertiaire dans le bassin du Rhône, 1885; IX. Les terrains tertiaires marins de la côte de Provence (Aquitanien-Langhien), 1889; X. Les terrains tertiaires marins de la côte de Provence (étage Helvétien), 1892.

Institutul Geologic al României

Le Vindobonien offre, lui-aussi, à la base, des dépots de sédimentation rapide, sables et grès à *Ostrea Gingensis* SCHLOTHEIN, *Pecten Fraasi* FUCHS, P. *Fuchsi* FONTANNES, etc., passant parfois latéralement à des argiles bleues, comparées par DEPÉRET au « Schlier » autrichien (Helvétien). Vers le haut, on observe (comme dans le Burdigalien supérieur) des marnes et des marno-calcaires: « marnes de Cucuron » à *Cardita Jouanneti* BASTEROT, *Pecten scarbriusculus* MATHERON, etc., marnes de Cabrières d'Aigues à *Eastonia rugosa* CHEMNITZ, *Pleurotoma asperulata* LAMARCK, *Ancillaria glandiformis* LAMARCK (Tortonien).

Il n'y a nulle part des dépôts que l'on puisse attribuer par leur faune au Sarmatien, bien que celui-ci doit y être représenté par les couches supérieures du Vindobonien, consistant en bien des endroits en sables à *Nassa Michaudi* THIOLLIÈRE. C'est par des sables aussi, qui se chargent localement de galets, que le complexe transgresse en plusieurs endroits sur les bords du massif central français (à Saint-Genis-d'Aoste, p. ex.).

La suite des dépôts atteste le retrait de la mer. La région est envahie par des sédiments d'origine continentale: « calcaires de Cucuron », à *Helix Christoli* MATHERON et *Melanopsis Narzolina* BONNELLI, limons rouges de la Durance, marnes de la Croix Rousse. Cet ensemble de dépôts continentaux, offrant en mainte points la « faune à Hipparion », *surmonte en continuité* le Vindobonien et marque une phase de remblayement du bassin. C'est le Pontien de la région.

Cette phase continentale aboutit à l'exondation complète de la contrée. Elle se termine par l'illustration d'un réseau fluvial, dont l'artère maîtresse était un ancien Rhône représentant le déversoir dans la Méditerranée de l'ancien « lac de la Bresse ». Le fleuve actuel entame, à Théziers (Gard), une colline formée à la base par des calcaires néocomiens, recouverts, en discordance par le Burdigalien, et celui-ci encore en discordance par le Pliocène. La série miocène finit donc par des mouvements du sol, le Pliocène inaugurant un nouveau cycle.

Ce Pliocène comprend le Plaisancien, qui débute par un conglomérat de base, suivi par des couches à Congéries (« couches inférieures à Congéries », dites de Bollène) à *C. subcarinata* DESHAYES, *C. simplex* BARBOT DE MARNY, *Melanopsis Matheroni*

Institutul Geologic al României

MAYER-EYMAR. Par-dessus, des argiles bleues à intercalations de sables, de grès et de faluns, à faune riche (plus de trois cents espèces de Mollusques), parfaitement étudiée par FONTANNES et par DEPÉRET. Par-dessus encore, les «couches supérieures à Congéries», à *Congeria sub-Basteroti* TOURNOUËR, *Potamides Basteroti* DESHAYES, etc.; attribuées à l'Astien, et surmontées par des sables fluvio-locustres à *Mastodon Arvenensis* CROISET et JOBERT. Enfin, couronnant le tout, les nappes des «cailloutis de la Durance», des «cailloutis du Bas-Dauphiné», représentant le Calabrien. Ces cailloutis marquent une nouvelle phase de remblayement du bassin; ils ont joué le même rôle dans le développement de la région que les formations fluvio-locustres du Pontien par rapport au cycle miocène.

Ces subdivisions ont été justifiées par DEPÉRET, à la suite de nombreuses courses sur le terrain, et d'une analyse des faunes de Vertébrés et d'Invertébrés dans toute l'Europe occidentale et moyenne jusqu'au bassin de Vienne. Un peu plus tard, il retrouvait la même succession en Grèce et dans le N de l'Egypte.

C'est par les études de DEPÉRET et de ROMAN qu'on a appris le grand intérêt des Pectinidés dans l'établissement des parallélismes [1]). A peu de choses près, toutes les espèces de Pecten du Burdigalien appartiennent à des formes spéciales, qui disparaissent avec lui (*P. Beudanti* BASTEROT, *P. Valentiniensis* FONTANNES, *P. Fraasi* FUCHS. *P. Paulensis* FONTANNES, *P. pseudo-Beudanti* DEPÉRET et ROMAN). Le Vindobonien est caractérisé par de nouvelles formes; il y a même des espèces caractéristiques pour l'Helvétien (*P. Dunkeri* MAYER, *P. Besseri* ANDRZEJOWSKI, *P. subarcuatus* TOURNOUËR, *P. cristato-costatus* SACCO, *P. revolutus* MICHELOTTI), et pour le Tortonien (*P. aduncus* EICHWALD, *P. Kochi* LOCARD, *P. Leythajanus* PARTSCH). Le Sahélien, équivalent marin du Pontien, comme le Pliocène, hébergent aussi des formes spéciales.

DEPÉRET a grandement contribué aussi à faire connaître les faunes d'eau saumâtre et d'eau douce du Néogène rhodanien.

---

[1]) DEPÉRET CH. et ROMAN FR. Monographie des Pectinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines. *Mém. Soc. Géol. France*, Mém. nr. 26.

Institutul Geologic al României

Il a consacré, en collaboration avec G. SAYN, une monographie à la faune des couches pontiennes de Cucuron [1]).

Une question qui a particulièrement intéressé le grand savant a été celle des nombreux restes de Vertébrés récoltés en divers points du Néogène du bassin du Rhône et autres endroits de la France. A cet égard, ses résultats sont classiques [2]). Il a abouti à répartir ces restes entre les six faunes distinctes suivantes [3]):

1. La première, aquitanienne (gisements importants à Pyrimont (Ain), Challonges (Savoie), Saint-Gérand-le-Puy (Allier), encore semblable à celle du Chattien, n'apporte en plus que le genre *Brachyodus*. Toutes les formes proviennent par dérivation sur place de formes chatiennes, sans signes certaines d'immigration. On est en somme en présence de la « faune anthracotherienne » oligocène, bien que les grandes formes du Chattien ayent disparu.

2. Le Burdigalien signifie, du point de vue mammalogique, l'arrivée en Europe des Proboscidiens et des Singes anthropomorphes (*Pliopithecus*). C'est la « faune mastro-dinothérienne » des sables de l'Orléanais (*Mastodon tapiroides* CUVIER, *Dinotherium Cuvieri* KAUP, *Anchiterium aurelianense* CUVIER, *Procervulus aurelianensis* GERVAIS, dont les types ont été retrouvés dans plusieurs gisements de l'Isère, de la Drôme et du Gard. Les Anthracothéridés y persistent avec le genre *Brachyodus*, lequel donne à l'ensemble un caractère archaïque.

3. Le Vindobonien est caractérisé par des formes provenant en majorité de l'évolution sur place de formes antérieures, d'autres d'immigrations. A signaler, parmi les premières, l'apparition des genres *Felis* et *Sus*, parmi les secondes, des premiers *Ursidés* (*Hyaenarctos*, *Ursavus*). Les formes les plus communes sont: *Litriodonsplendens* V. MAYER, *Mastodon Turicensis* SCHINZ.,

[1]) DEPÉRET CH. et SAYN G. Monographie de la faune fluvio-lacustre du Miocène supérieur de Cucuron. *Ann. S. Linnéenne Lyon*, t. LXVII, p. 4—25, 1 pl. Lyon, 1900.

[2]) DEPÉRET CH. L'évolution des Mammifères tertiaires. *C.R. Ac. Sc. Paris*, CXL, p. 1517—1521. Paris, 1905; CXLI, p. 22—23 et 702—705, 1905; CXLII, p. 618—621, 1906; CXLIII, p. 1120—1123, 1906.

[3]) On trouvera la bibliographie détaillée dans les traités de HAUG et de M. GIGNOUX.

Institutul Geologic al României

M. angustidens CUVIER, *Dinotherium Bavaricum* v. MAYER, *Rhinoceros Sansaniensis* LARTET, *Dicroceros elegans* LARTET, etc.

DEPÉRET a, le premier, systématisé les connaissances à ce sujet, en groupant les différents gisements en trois ensembles successifs: gisements de Sansan correspondant à l'Helvétien, ceux de Simorre et de la Grive-Saint-Alban revenant au Tortonien tandis que le gisement de Saint-Gaudens, dans lequel *Dinotherium giganteum* KAUP fait déjà son apparition, peut être attribué au Sarmatien.

4. Le Pontien du bassin du Rhône et de la France méridionale (Pontien s. l., correspondant aux deux premiers « étages pontiques » de N. ANDRUSSOV) est caractérisé par la « faune à *Hipparion* » (*Hipparion gracile* KAUP, *Sus Erymanthius* GAUDRY, *Rhinoceros Schleiermacheri* KAUP, *Tragoceros Amalthei* GAUDRY, *Gazella deperdita* GAUDRY, *Mastodon Pentelici* GAUDRY et LARTET, *Machairodus cultridens* CUVIER. DEPÉRET y a distingué trois niveaux successifs, spécifiés par HAUG dans son Traité, et qui se trouvent tous dans la série continentale surmontant le Vindobonien marin.

5. La première faune de Mammifères pliocènes, signalée par DEPÉRET déjà dans son travail de thèse, sur le Roussillon, en 1885, n'appartient pas au début de l'étage, mais à sa partie supérieure. C'est au même niveau que se situe la faune « de Montpellier », connue encore avant. Le genre *Hipparion* y persiste, bien que représenté par d'autres espéces (*H. crassum* GERVAIS, *H. sp.*,). Les éléments les plus communes sont les *Rhinoceros* (*R. leptorhinus* CUVIER, *R. megarhinus* DE CHRISTOL), les *Hippopotames*, et les *Mastodontes* (*M. Borsoni* HAYES, M. *Arvernensis* CROISET et JOBERT, *M. brevirostris* GERVAIS).

6. La dernière faune néogène, enfin, celle de Perrier (Puy-de-Dôme) et de St. Prest (près Chartres), est caractérisée par l'apparition du Cheval (*Equus Stenonis* COCCHI, du Bœuf (*Bos Etruscus* FALCONER) et de l'Eléphant (*Elephans meridionalis* NESTI; les Mastodontes (*M. Arvernensis*) persistent, mais ce sont, du moins en Europe, les derniers. Cette faune diffère de la faune quaternaire, qui est particulière par la disparition de *Mastodon* et d'*Elephans meridionalis*; ce dernier est remplacé au début du Quaternaire par *E. antiquus* FALCONER. Le plus fort argument

Institutul Geologic al României

de l'attribuer au Pliocène, c'est qu'il caractérise les dépôts du sommet du cycle sédimentaire de ce Pliocène, cycle, qui débute par la transgression du Plaisancien.

II

J'ai, il y a déjà longtemps, affirmé [1]) que la classification du Néogène rhodanien peut être étendue jusqu'aux détails à celui des environs de la Marmara. Le fait peut surprendre étant donnée la grande distance — de 2500 km environ — qui sépare les deux régions; mais il semble bien démontré. Cette question ayant été récemment touchée [2]), je me bornerai ici aux points essentiels.

La première indication de la transgression néogène se trouve sur la côte égéenne de la Troade: ce sont des grès rouges à *Stenogyra* aff. *minuta* KLEIN, *Mactra sp.*, etc., associés à des conglomérats et représentant l'Aquitanien. Suivent au-dessus, le long du littoral, des grès siliceux ou calcaires, puis des calcaires détritiques riches en organismes, dénotant le Burdigalien (*Pecten convexo-costatus* ABICH, *Psammechinus aff. extra-Alpinus* SCHAFFER). Les dépôts plongent vers le N sous un complexe de grès en bancs, suivis par des calcaires concrétionnés à *Ostrea Gingensis* SCHLOTHEIM, représentant le Vindobonien. L'étage se retrouve sous d'autres facies dans la région du Tekir-Dagh, et aussi à l'extrémité sud-est de la Thrace, à Karaburnu, un peu a l'W du Bosphore (grès à *Ostrea cochlear* POLI, *O. Hoernesi* REUSS, etc.). A l'intérieur du bassin tertiaire de la Thrace, ces dépôts marins sont masqués par des molasses à *Melanopsis* et *Congeria* (*C. Byzantica* ANDRUSSOV, *C. aff. triangularis* PARTSHC, etc.), encore d'âge vindobonien (Tortonien).

La partie supérieure du Miocène est formée par une série continue de grès, à intercalations d'argiles, de marnes et de calcaires, représentant tout le Sarmatien (*Mactra sp.* [3]), *Tapes gre-*

[1]) ARABU N. Remarques sur les Formations Tertiaires du bassin de la Marmara. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 4, t. XVII, Paris, 1917.

[2]) ARABU N. Contributions à l'étude géologique des environs de la Mer de Marmara. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, t. XXIII, Bucureşti, 1940.

[3]) Cette forme a été déterminée par feu N. ANDRUSSOV, à Paris en 1921, dans ma collection, comme *Mactra Podolica* s. str., qui se trouve dans le S de la Russie dans le Sarmatien inférieur.

Institutul Geologic al României

garia PARTSCH, *Mactra Bulgarica* TOULA), le Méotien (*Bithynia aff. Leberonensis* FONTANNES, *Vivipara Barboti* SINZOV) et le Pontien inférieur (*Paradacna Abichi* R. HOERNES). Si l'on parallélise le Sarmatien inférieur aux sables à *Nassa Michaudi* du bassin du Rhône, l'ensemble du Sarmatien moyen et supérieur, du Méotien et du Pontien revient au Pontien rhodanien (s. l.). L'argument essentiel, c'est la présence dans ces dépôts de nombreux restes de la «faune à *Hipparion*» [1]); il est en effet probable que les ossements déterminés par NEUMAYR dans les collections de CALVERT (*Listriodon splendens* et autres), et qui denotent la faune de Sansan et de Simorre, proviennent du Sarmatien inférieur et des grès vindoboniens du soubassement.

A la fin du Miocène, comme dans le bassin du Rhône, les eaux se retirent, laissant la région en proie à l'érosion subaérienne. Comme là aussi, les nouvelles couches se déposent dans les creux d'une ancienne topographie, encore visible actuellement dans la vallée Dardanelles-Bosphore. C'est l'effet de mouvements du sol: il y a d'abord soulèvement, favorisant l'érosion qui entamait le sol jusqu'au dessous du niveau marin actuel, puis dislocation par des failles orientées W—E et affaissement, qui ont esquissé la cuvette de la Marmara. Dans le nouveau bassin, se dépose la série sableuse à *Congeria Kairanderensis* OPPENHEIM des «couches d'Izmit», puis les grès et les conglomérats à «*Didacna crassa* ANDRUSSOV des «couches de Gelibolu», représentant, les deux, le Pliocène de la région. Celui-ci est en outre caractérisé par des formes pliocènes de Vertébrés, comme *Mastodon Pandionis* FALCONER, *Equus* cfr. *namadicus* FALCONER & CAUTLEY, etc., il y a longtemps découverts par TOULA aux environs d'Eskihissar, près de l'entrée dans le golfe d'Izmit [2]).

On a donc affaire à une répétition très exacte des conditions de sédimentation du bassin du Rhône. Dans les deux régions,

[1]) Sur le Néogène du Nord de la Marmara. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 157, p. 343, Paris, 1913; voir aussi, Faune à Hipparion dans le Sarmatien de la Marmara. *Ibid.*, t. 162, p. 424, 1916.

NAFIZ et MALIK. Vertébrés fossiles de Kutschuk-Tchekmedje. *Bull. Fac. Sc. Istanbul*, N. S., Nr. 3—4, Istanbul, 1933.

[2]) TOULA F. Säugethierreste von Eskihissar zwischen Eskihissar und Ismid. *Anzeiger Ak. Wiss.*, Wien, 1890.

Institutul Geologic al României

la série de couches déposées vers la fin du Miocène surmonte sans discontinuité bien marquée le Vindobonien, et est caractérisée par la même « faune à Hipparion ». Dans la suite, formation par voie subaérienne de l'ancien Rhône d'un côté, de l'ancien fleuve Dardanelles-Bosphore de l'autre. Puis, consécutivement à des mouvements du sol, la mer pliocène en transgression remonte l'ancienne vallée du Rhône le long d'une sorte de fjord très étroit et alongé jusque près de Lyon, de même que — de l'autre côté — la lagune cimmérienne occupant l'emplacement actuel de la Mer Noire envahit la cuvette propontique, grâce à la porte déjà ouverte du Bosphore. Dans les deux cas, les nouvelles couches, à faunes d'Invertébrés et de Vertébrés pliocènes, ne recouvrent plus en continuité les sédiments antérieurs. mais en grande partie s'y adossent, constituant une « série descendante » dans le sens défini par ED. SUESS.

Je reviendrai sur cette remarquable correspondance dont on ne saurait méconnaître l'intérêt. Pour le moment, je voudrais envisager brièvement les connexions du bassin néogène de la Marmara.

Cette question est encore peu connue. Comme je l'ai déjà affirmé, ces relations semblent avoir été étroites surtout avec le NW, avec le bassin extraalpin de Vienne et le bassin pannonique, et ceci par l'intermédiaire du bassin qui occupait le N de l'Archipel et celui de la Basse Struma. Une communication de ces bassins avec l'W peut être envisagée aussi par le « sillon transégéen » de HAUG [1]); mais les relations de faune avec le Piémont paraissent avoir été faibles. Il y a quelque temps déjà, BOUSSAC et NÉGRIS [2]) ont signalé des fossiles marines miocènes dans l'Ile de Naxos, au milieu de l'Archipel; ceci suggère l'idée que l'Archipel était esquissé dès cette époque; mais c'est encore une idée qu'on ne peut vérifier, du fait de la méconnaissance où l'on est de l'âge des faunes de Naxos, comme de celles de la partie orientale de la Méditerranée (Ile de Chipre, Cilicie), qui n'ont pas été depuis longtemps revisées.

Dans tous les cas, des affinités avec le NW peuvent être affirmées, les voies de communication ayant été supprimées par

[1]) HAUG E. Traité de Géologie, t. II, fasc. 3, p. 1676, Paris, 1911.

[2]) BOUSSAC J. et NEGRIS PH. Découverte du Miocène dans l'île de Naxos. *C. R. somm. S. Géol. France*, 1914.

Institutul Geologic al României

le soulèvement plus récent des chaînes alpines et l'érosion qui s'en est suivie. On trouve p. ex. dans l'Aquitanien du bassin de Petroşani, en Roumanie, *Ostrea Aginensis*, l'Huître d'Agen, comme on a cité dans l'Agenais les formes *Potamides plicatus*, *P. margaritaceus*, du bassin de Petroşani et d'ailleurs. Il y avait donc des communications faciles entre ces contrées, probablement par la région de jonction des Alpes et des Dinarides. De même, pour les formes égéennes communes, on peut admettre des communications le long des zones faibles de la Morava et du Vardar, comme par l'intermédiaire du géosynclinal carpatique lui-même. Par contre, l'ancienne liaison par la région de la Mer Noire ne peut être soutenue pour les dépôts inférieurs du Néogène, étant donné le caractère « euxinique », à ce moment déjà, des faunes de ces endroits.

Ces communications cessent avec le Méotien, qui offre dans les environs de la Marmara des éléments de la « faune d'Aktchagyl » (*Mactra Karabugasica* ANDRUSSOV, *Cardium Kumuchicum* ANDRUSSOV, *Dreissensia* aff. *Eichwaldi* ANDRUSSOV), à preuve que la région se trouvait sous l'influence du bassin euxinique. M. CHAPUT [1]) a fait un pas de plus à la question, en signalant, dans le lambeau de Miocène marin, découvert par lui aux environs de Tchamurli-Han, des Spaniodontelles. J'ai envisagé dans mon travail cette importante découverte, et montré que la situation de ce lambeau, effondré entre des failles dans le Dévonien, ne permet pas un parallélisme précis avec le reste du Néogène à l'W du Bosphore. Son emplacement stratigraphique peut être peu différent de celui des couches marines à *Ostrea Hoernesi*, de Karaburnu; c'est qu'il renferme encore des formes du « calcaire de Tchokrak ». Il y aurait, il est vrai, assez de place au-dessus du niveau à *Congeria amygdaloides* DUNKER, de Sirkoy, niveau parallélisable au « couches de Kirchberg », donc au début du Tortonien, surtout étant donné que la série ne reprend ici qu'avec le Sarmatien qui débute à l'W d'Istanbul par un con-

[1]) CHAPUT E. Observations sur la structure du Néogène des environs de Constantinople. *Public. Inst. Géol. Univ. Istanbul*, 1931; v. aussi ses « Voyages d'études géologiques et géomorphogéniques en Turquie », *Mém. Inst. Franc. Archéol. Istanbul*, v. II, Paris, 1936.

Institutul Geologic al României

glomérat. Il y a cependant la présence de ces formes du calcaire de Tchokrak qu'on ferait ainsi monter trop haut.

Cette faune à Spaniodontelles se présente ainsi comme le résultat d'une incursion des eaux euxiniques dans le domaine méditerranéen, attesté comme tel par la riche faune burdigalienne de la côte troyenne, continuée par les grès fossilifères du N du Tekir-Dagh et les marnes sableuses à Huîtres lisses de Karaburnu. Ce caractère temporaire est intéressant, car il montre que les deux bassins venus par hasard en contact se trouvaient sensiblement au même niveau.

Cet état s'accentue et devient la règle pendant le Méotien, d'après l'existence des formes rappelées, d'Aktchagyl. Il en était de même pendant le Sarmatien supérieur; en effet, *Mactra caspia* ANDRUSSOV, *M. bulgarica* TOULA, s'y présentent en échantillons pour ainsi dire interchangeables avec ceux figurés par ABICH des régions caucasiennes. Depuis ces temps la région est une dépendance du bassin ponto-caspien, état de choses qui dure jusqu'à la grande transgression du Sicilien, qui réincorpore toutes ces régions au grand bassin de la Téthys.

Il m'a paru intéressant d'insister sur cette idée d'un niveau à peu près le même de la Téthys et de la Paratéthys, dont le bassin ponto-caspien dépendait. Les anciens niveaux marins étaient approximativement les mêmes, ainsi que leurs principales oscillations de transgression et de regression, et cela bien qu'appartenant à des bassins distincts. Or, ceci ne put s'expliquer sans une stabilité générale des fonds de ces grands bassins.

III

En Roumanie, le Néogène constitue le sous-sol dans plus de trois quarts du pays. Il est représenté aussi bien dans les Carpates, que dans l'avant-pays (plateau moldave, plaine roumaine dépression gétique, Dobrogea) et l'arrière pays (bassin transylvain). Dans les Carpates, ses dépôts montrent la spécialisation géosynclinale, et ont en certains endroits pris part, jusqu'au dernier, au plissement de la chaîne [1]). A rappeler aussi le Néo-

[1]) MACOVEI G. Aperçu géologique des Carpates Orientales. *Assoc. p. l'Av. Géol. des Carpates.* II-e réun., en Roumanie, 1927, Guide des excursions, p. 23—141, Bucureşti, 1927.

Institutul Geologic al României

gène des dépressions intracarpatiques, formées à divers moments (bassin de Bahna, bassin du Streiu, bassin de Comănești, etc.). La question est donc très importante et d'ailleurs depuis longtemps connue dans ses grandes lignes.

Il n'y a pas lieu d'insister sur le Néogène de la Transylvanie: la succession des étages, peu dérangés et presque toujours fossilifères, est de longue date connue. Des perfectionnements étaient sans doute nécessaires, et je rappelle encore une fois le travail de JEKELIUS sur la limite du Sarmatien et les couches à Congéries. L'idée d'une époque d'érosion avant le Pontien est connue aussi par les recherches de M. PAUCĂ [1]).

Les plus importants affleurements néogènes sont ceux des Carpates, en particulier ceux de l'ancienne « formation salifère », terme restreint par MACOVEI aux sédiments néogènes inférieurs au Tortonien. L'absence de fossiles se fait grandement sentir, de sorte que la trouvaille, par MM. PREDA, VOITEȘTI et GROZESCU, de Pectinidés burdigaliens dans les environs de Schiulești (Prahova) est à souligner [2]).

C'est ce qui permet d'ailleurs d'interpréter cette formation salifère, de traduire la série de ses dépôts en langage stratigraphique. On y avait en effet depuis longtemps noté l'existence de plusieurs facies qui se suivent avec assez de constance le long des Carpates pour attester une signification stratigraphique. A la base, des dépôts argileux de couleur foncée, en alternance serrée avec de minces couches de grès tendres micafères; on y remarque des intercalations de gypses, quelquefois de sel et de tufs volcaniques; les efflorescences salines et les sources salées sont très fréquentes. Cette série, dite des «gypses inférieurs», est surmontée par des masses puissantes de conglomérats à éléments parfois d'origine carpatique le plus souvent d'origine cimmérienne, consistant en schistes et en grès verts, parfois en granites particuliers et autres roches, arrachées aux formations variées de l'ancienne

[1]) PAUCĂ M. Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannonischen Senke. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, v. II, p. 49—55, București, 1934.

[2]) PREDA D. M., VOITEȘTI I. P., GROZESCU H. Clasificarea Mediteranului în România. Considerațiuni generale asupra vârstei Formațiunei Salifere. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, v. VII, București, 1917.

Institutul Geologic al României

chaîne qui ridait l'avant-pays. Ces conglomérats offrent des intercalations de grès qui deviennent fréquentes à la partie supérieure, et ménagent le passage à une nouvelle série très épaisse de marnes argilo-sableuses, en alternance avec des grès peu consistents et des tufs dacitiques blancs ou verdâtres; on y remarque encore une fois des intercalations de gypse; les sources salées et les efflorescences salines sont ici aussi très fréquentes. C'est la série des « gypses supérieurs ».

Dans cette série, réputée non-fossilifère, les Pectinidés de Schiulești (*Pecten Beudanti* BASTEROT, *P. Hornensis* DEPÉRET et ROMAN, *P. pseudo-Beudanti* DEPÉRET et ROMAN), trouvés dans des conglomérats permettent d'attribuer ces derniers au Burdigalien; ce niveau sépare l'ensemble inférieur, qui peut représenter l'Aquitanien, des « gypses supérieurs », lesquels trouvent un équivalent assez ressemblant dans l'Helvétien du bassin transylvain.

On doit d'autres contributions à M. FILIPESCU [1]), qui a ajouté à ces formes, *Pecten convexior* ALMERA et BEAUFIL, espèce également burdigalienne et — dans l'Aquitanien, qu'il classifie à l'exemple de M. GIGNOUX ensemble avec le Chattien — *Lepidocyclina (Nephrolepidina) sp.* M. FILIPESCU signale aussi la présence de marnes à Foraminifères, dans l'Aquitanien et aussi dans l'Helvétien. Ce sont autant de voies par où la question pourra progresser, étant donné l'intérêt que l'on accorde actuellement aux petits Foraminifères dans la stratigraphie néogène [2]).

Je ne parlerai pas des couches supérieures du Néogène qui, à partir du Tortonien, sont suffisamment fossilifères pour permettre le parallélisme au moins à grands traits (v. le tableau). Mais, pour la « formation salifère », l'établissement d'une stratigraphie de détail et précise serait très opportune, car elle pour-

[1]) FILIPESCU M. G. Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana (Département de Prahova). *An. Inst. Geol. Rom.*, v. XVII, București, 1932.

[2]) Je dois signaler à ce sujet la charge que j'ai de m'occuper de la série néogène qui remplit, au S de la vallée du Mureș, le bassin du Streiu et de la Cerna. Dans cette série, les marnes à Foraminifères se trouvent, on peut le dire, à tous les niveaux. Si réellement les petits Foraminifères ont la valeur stratigraphique qu'on leur prête, la question peut devenir intéressante pour le parallélisme du Miocène roumain dans son ensemble.

Institutul Geologic al României

rait conduire à des solutions nouvelles pour plus d'un problème d'ordre stratigraphique et tectonique.

Il est en effet très peu probable que, dans l'aire de sédimentation subcarpatique, les différents termes du Néogène soient partout représentés et sous des épaisseurs uniformes. MACOVEI a attiré déjà l'attention sur une question, qui paraissait autrefois bien résolue: le mode de formation des diapirs. D'après lui, le défaut de sédimentation sur les anticlinaux a pu être originel et ce fait a certainement représenté une condition importante dans le plissement.

Or, c'est là le caractère essentiel des plis dits « posthumes », dont le mécanisme peut être envisagé dans la constitution des Subcarpates.

C'est peut-être ce mécanisme qui pourra donner l'explication de certaines incertitudes d'attribution de sédiments à un étage ou à un autre. Ainsi, MATEESCU [1]) a signalé dans le département de Râmnicul-Sărat la présence du Buglowien, dont les sédiments recouvrent le Tortonien et parfois l'Helvétien. La même observation a été notée plus récemment par M. FILIPESCU (21) entre le Teleajen et la Doftana. Cependant le fait dénoterait des mouvements du sol immédiatement avant le Buglowien. Or, si l'on se réfère à l'échelle des mouvements du sol, dressée par STILLE, on apprend que la phase importante de diastrophisme a lieu entre l'Helvétien et le Tortonien: c'est la deuxième phase « styrienne » de STILLE. La question a été mieux résolue par D. PREDA [2]) dans les régions orientales du département de Prahova; PREDA admet en effet que son Buglowien comporte à la base le Tortonien et continue donc la transgression de celui-ci.

Il arrive cependant que ce qu'on a attribué au Buglowien, ne renferme que des formes banales tortoniennes, le plus souvent sarmatiennes, et non pas la faune buglowienne très particulière, définie par LASKAREW. Il se pourrait donc que ce qu'on a attribué à cet étage soit en réalité la partie terminale du Tortonien,

[1]) MATEESCU S. Recherches géologiques sur le versant extérieur de la région de courbure sud-est des Carpates Roumaines. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, vol. XII, Bucureşti, 1926.

[2]) PREDA D. M. Geologia părţii de răsărit a judeţului Prahova. *Ibid.*, vol. X (1921—1924), Bucureşti, 1925.

Institutul Geologic al României

soit la base hypertrophique du Sarmatien, soit une série de passage entre les deux. Et il est très possible que ce développement local soit dû à un jeu posthume des synclinaux respectifs.

L'établissement d'une stratigraphie plus détaillée, en particulier dans la partie inférieure du Néogène carpatique, permettra aussi d'étudier avec de meilleurs résultats la tectonique, afin de mieux préciser les phases de formation des Carpates. D'autre part, dans une série aussi épaisse, où les différences pétrographiques sont très marquées (en particulier à la base, et surtout vu la proximité du Flysch oligocène, habituellement rigide) les disharmonies tectoniques doivent être fréquentes, autant que le styles en écailles dans les masses supérieures plus homogènes. Pour prendre un exemple concret, on peut croire que le profil présenté par M. FILIPESCU (op. cit., p. 563, fig. 5) peut bien être interprété comme dénotant une disharmonie tectonique. La discordance de ces conglomérats par rapport à un ensemble redressé chatien-aquitanien, renfermant aussi des niveaux de conglomérats, peut être plus simplement l'effet d'une disharmonie recoupant mécaniquement une seule et même série stratigraphique.

Une question d'ordre plus général, c'est la limite mio-pliocène en Roumanie.

Les points de vue à ce sujet ont souvent varié; M. S. ATHANASIU l'a rappelé il y a longtemps dans un travail très documenté, riche d'observations personelles, où il démontre que le meilleur emplacement de cette limite est entre le Sarmatien et le Méotien [1]).

M. ATHANASIU apporte à l'appui de cette idée des arguments de très grand poids. D'abord, en plus d'un endroit le Méotien est transgressif et discordant. En outre, les affinités des faunes sarmatiennes sont très étroites avec le Tortonien-Buglowien, tandis que celles du Méotien rappellent mieux le Pontien.

Il y a cependant des arguments très importants aussi pour faire débuter le Pliocène par le Dacien, ainsi que je l'ai consigné sur le tableau ci-joint.

Premièrement, une question de principe: les régions géosynclinales sont en général impropres à baser des coupures strati-

[1]) ATHANASIU SAVA. Classificarea terenurilor neogene şi limita stratigrafică între Miocen şi Pliocen în România. Vol. omagial Profesor P. PONI, Iaşi, 1906.

Institutul Geologic al României

graphiques; or, les dépôts qui ont servi de point de départ à l'idée en question font partie de l'aire d'affaissement subcarpatique dont le caractère géosynclinal est de longue date connu. Il y a d'autre part la discordance parfois très nette du Dacien, qui est transgressif, p. ex. dans les bassins d'effondrement de l'Olt supérieur.

Du point de vue paléontologique, en faisant entrer le Méotien dans le Pliocène, on laisse dans le Miocène une partie des gisements de faune à Hipparion, signalés dans le Kerson et avant tout dans les environs de la Marmara, où cette faune est en partie antérieure au Sarmatien supérieur à *Mactra bulgarica*. Il semble au contraire préférable de faire commencer le Pliocène par le Dacien, étant donné l'apparition dans les dépôts de celui-ci de la « faune de Montpellier », à *Mastodon Borsoni* et *M. Arvenensis*.

D'ailleurs, en Bessarabie, la question semble s'acheminer dans le sens indiqué ici. N. MACAROVICI a en effet récemment montré [1] que le Pontien, qui dans les Carpates atteint parfois une puissance de l'ordre de 900 m, serait absent en Bessarabie, comme dans une grande partie de la Moldavie d'ailleurs. D'autre part, que le Méotien n'y est représenté que par son niveau inférieur, sur lequel le Dacien se dispose en transgression.

En exprimant ces idées, ce n'est pas une classification ou une autre que je défends à cette place. Il y a cependant le fait que la classification du Néogène rhodanien est arrivée, avec M. GIGNOUX, à être mise en accord avec la succession des cycles géologiques reconnus dans cette région; or, cette idée est généralement considérée comme la meilleure pour baser en stratigraphie une calssification naturelle.

IV

Un ombilic marin, remontant du moins en partie, d'après N. ANDRUSSOV, au Paléogène, occupait au début du Néogène les régions crimo-caucasiennes. Les transgressions qui en sont parties léchaient le rivage bulgare aux environs de Varna et de Burgas,

[1]) MACAROVICI N. Recherches géologiques et paléontologiques dans la Bessarabie Méridionale. *Annales Scient. Univ. Jassy*, vol. XXVI (I), p. 177—404, Iaşi, 1940.

Institutul Geologic al României

et arrivaient vers le NW a donner la main à celles qui partaient du bassin carpatique. En effet, FRANZ TOULA déjà avait signalé des Spaniodotelles dans le Miocène bulgare et, d'autre part, des espèces aktchaghyliennes ont été, il y a longtemps, citées dans le Méotien de la Moldavie (*Mactra Karabugasica* ANDRUSSOV, *M. sub-Caspia* ANDRUSSOV).

Suivant les recherches de N. ANDRUSSOV [1]), le premier terme du Néogène affleure en Crimée, dans la Péninsule de Kertch, sous forme d'argiles foncées à *Spiralis Tarkhanensis* KITTL, *Pecten denudatus* REUSS, *Ostrea cochlear* POLI, *Turbonilla obscura* REUSS, etc. C'est l'horizon de Tarkhan, attribué par ANDRUSSOV au Mediterranéen I, et qui fait suite en continuité à un ensemble encore argileux, qui a offert *Cardita Kiksi* NYST, *Pleurotoma Selysii* DE KONINCK et restes de Poissons attribuables à l'Oligocène.

Par-dessus le Tckokrakien représenté par deux facies: l'un néritique (sables, calcaires à Bryozoaires, calcaires détritiques, à *Lucina Dujardini* DESHAYES, *Cerithium Cattleyae* BAILY, etc.), l'autre bathyal (argiles verdâtres à *Spirialis* sp., *Leda* sp., *Nassa* sp., etc.); ce dernier est surtout développé dans les régions orientales, mais se présente aussi en intercalations parmi les formations calcaires de l'W.

Suit au-dessus encore le Karaghanien [2]), ensemble de marnes sableuses connu surtout sous le nom de « couches à Spaniodon », et qui supporte le Sarmatien avce ses trois divisions (à *Ervilia*, à *Nubecularia*, à *Mactra Caspia*). Par-dessus, le calcaire de Kertch, à *Dionisia Maeotica* ANDRUSSOV, *Potamides disjunctoides* SINZOV, et qui représente le Meotien. Celui-ci est surmonté par un ensemble de sables, grès, calcaires, marnes, parmi lesquels s'intercalent des faluns à riche faune (*Dreissensia rostriformis* DESHAYES, *D. anisoconcha* ANDRUSOSV, *Congeria subrhom-*

[1]) ANDRUSSOV N. Die Südrùssischen Neogenablagerungen, I. Aelteres Miocän. St. Petersburg, 1897.

ANDRUSSOV N. Le Pliocène de la Russie Méridionale d'après les recherches récentes. *Mém. Soc. Royale des Sc. de Bohême à Prague*, Prague, 1927.

[2]) N. ANDRUSSOV considérait le Tchokrakien, le Karagandien et le Konkien (qui est parfois absent), comme représentant autant de sous-étages du Vindobonien.

Institutul Geologic al României

boidea ANDRUSSOV, *Paradacna Abichi* R. HOERNES, *Valeciennesia annulata* REUSS, etc.), ensemble attribué au Pontien. Ce dernier surmonte parfois en discordance le Méotien.

Au-dessus, le Cimmérien, de N. ANDRUSSOV, qui se situe au niveau du Dacien de Roumanie. C'est un complexe d'argiles ferrugineuses à intercalations de lits de fer oligiste; la faune consiste en espèces de grande taille: *Cardium edentulatum* DESHAYES, *C. sub-Syrmiense* R. HOERNES, *Valenciennesia annulata* REUSS, *Dreissensiomya Fuchsi* ANDRUSSOV, *Vivipara Duboisi* MAYER-EYMAR, etc.

Suit au-desus le Kujalnikien, à faune de *Monodacna*, *Didacna*, etc., descendant d'espèces cimmériennes et, comme terme final, les couches de Tchouda, consistant en calcaires poreux jaunâtres alternant avec des sables siliceux, à *Dreissensya polymorpha* PALLAS, D. *Tchoudae* ANDRUSSOV, *Monodacna subcolorata* ANDRUSSOV, etc.

Cette succession, revue par N. ANDRUSSOV en 1927, a été complétée en 1933 par GUBKIN; cet auteur a découvert (fide DAVIDASHVILI [1]), au-dessus des couches de Kujalnik, des dépôts attribuables à l'Aktchagylien, dont il sera question un peu plus loin.

Si l'on se refère aux progrès récents enregistrés grâce aux recherches de pétrole dans les régions caucasiennes, au Miocène de Varna, repris récemment par GOCEV, enfin à ce que j'ai dit plus haut sur les environs de la Marmara, on acquiert l'impression que ce parallélisme est susceptible de certains changements.

Dans les environs de la Caspienne, l'ensemble néogène s'épaissit de beaucoup, en même temps que les facies s'uniformisent. Dans le soubassement de la Péninsule d'Apchéron, le Tchokrakien n'est représenté que par son facies profond, argiles à *Spirialis*, faisant suite à des schistes bitumineux (horizon de Tarkhan), eux-mêmes continuant des argiles grises et des marnes à *Meletta* et *Amphisyle*, de l'Oligocène. Le Karaghanien consiste en marnes silicifiées à Spaniodontelles et

[1]) DAVIDASHVILI L. C. Über die Parallelisierung des südeuropäischen Pliozäns. *Inform. Sbornik Naft. Geol. Razved Inst.*, 1933.

Institutul Geologic al României

à intercalations de dolomies et de schistes à Diatomès. Viennent ensuite des marnes schisteuses silicifiées, riches en Diatomés, et contenant des intercalations dolomitiques et gréseuses, qui représentent le Sarmatien et le Méotien. Suivent vers le haut les marnes argileuses à Cardiidés du Pontien, qui est légèrement discordant et supporte une série continentale (série de Kirmaku, s. de Balakhany, etc.), qui constitue l'ensemble productif de pétrole de la région. Cet ensemble surmonté par des dépôts à Cardiidés et Ostracodes correspondant aux couches d'Aktchaghyl, est séparé du Pontien par une discordance marquée, représentant la phase orogénique principale du Caucase. Au-dessus, un complexe de sables et de grès à intercalations de cendres volcaniques, forment les couches d'Apchéron. Enfin, après une nouvelle discordance, les couches de Baku, faisant pendant aux couches de Tchouda de la Crimée.

Le Néogène à l'W de la Caspienne apporte donc en discussion des faits nouveaux. D'abord la discordance très marquée de la « série productive » de la base des couches d'Aktchaghyl [1]),

---

[1]) Les « couches d'Aktchaghyl » ont été découvertes par N. ANDRUSSOV en 1887 sur le plateau de Krasnovodsk, dans les régions transcaspiennes, et furent attribuées par lui d'abord au Méotien. Leur périmètre de distribution semble très étendu et en gros concentrique aux rivages de la Caspienne, dont la cuvette — presqu'entièrement circonscrite — en est débordée seulement vers le N. Ces couches paraissent s'étendre en effet très loin le long de la Volga et du fleuve Oural. Du fait de leur faune très spéciale, comportant de nombreuses *Mactra* et des formes de *Cardium* à charnière normale, leur âge n'a pu être exactement apprécié. C'est assez tard qu'on ait trouvé dans leur soubassement, des Spaniodontelles, et il n'y a que le progrès des recherches sur la Péninsule d'Apchéron qui a permis de constater leur intercalation entre le Pontien et l'Apchéronien, la « série productive » représentant leur base. Ces couches peuvent donc se paralléliser au Cimmérien, au Dacien. Sa faune très particulière avait déterminé ANDRUSSOV de l'attribuer à une transgression partant d'un bassin qui se trouverait, d'après ses dernières approximations au delà de la Caspienne, au S de l'Usboï, entre cette vallée et la frontière persane. Dans cette contrée, une série marine continue paraît relier verticalement le Sarmatien moyen à l'Aktchaghylien, et on peut croire que c'est dans cette série que la faune aktchaghylienne s'est différenciée. Il est cependant à rappeller les espèces aktchaghyliennes qui se trouvent dans les environs de la Marmara, en relation avec le niveau supérieur à *Mactra bulgarica* et le

Institutul Geologic al României

montre bien que c'est là que la limite mio-pliocène est à chercher. Ensuite, la discordance des couches de Baku (étage Hyrcanien), qui a semblé assez importante pour attribuer ces couches au Quaternaire. Une situation comparable s'observe toutefois aussi dans les Carpates Orientales: la partie supérieure du Levantin, graviers et conglomérats, est souvent transgressive vers la montagne.

Des faits plus importants ont été notés à l'E de la Caspienne. Au S du Golfe de Karabugaz, le Karaghanien représenté par un ensemble sableux à *Spaniodontella Barboti* STUCKENBERG, *S. gentilis* EICHWALD, *Nassa Dujardini* DESHAYES, *Murex sublavatus* BASTEROT, etc., débute par des sables à *Ervilia* et *Membranipora* et qui contiennent des couches de gypse. Ces dépôts supportent un horizon gréseux et conglomératique a stratification diagonale, et qui passe à la partie supérieure à des calcaires à *Pholas Usturtensis* EICHWALD, appartenant aux couches de Konka. Par-dessus, un Sarmatien incomplet, recouvert en discordance par l'Aktchaghylien; celui-ci supporte à son tour et en concordance de l'Apchéronien, suivi par les couches de Baku, développées comme aux environs de Baku.

Or, dans ces conditions, la transgression du Karaghanien débutant par des sables à gypse, rappelle la transgression helvétienne, tandis que la série supérieure commençant par des conglomérats peut être attribuée au Tortonien, bien que non représenté par des fossiles. Enfin, la discordance des couches d'Aktchaghyl (débutant par des argiles rouges et des sables à Characés, qui deviennent un équivalent de la série continentale productive de l'W), peut être le mieux comparée à la discordance du Pliocène rhodanien.

Des résultats qui remettent en mémoire ces faits ont été obtenus sur le Miocène du versant euxinique de la Bulgarie. La succession, levée il y a longtemps par FRANZ TOULA, a été récem-

Méotien de la région; la différenciation a pu donc se faire aussi bien ici. D'autre part, le fait que les couches attribuées par GUBKIN à l'Aktchaghylien se trouvent dans la Péninsule de Taman, surmontant l'étage de Kujalnik, rend probable l'hypothèse que la faune aktchaghylienne n'a pas une position stratigraphique précise, son âge pouvant varier entre le Sarmatien et le Pliocène supérieur.

Institutul Geologic al României

ment reprise par GOCEV, dans un travail très soigné. Le même auteur a signalé aussi un lambeau moins complet situé plus au S, dans les environs de Burgas.

Les alentours de Varna montrent un complexe de marnes sableuses, grès, calcaires oolithiques ou marneux, à *Pecten Varnensis* TOULA, *Venus Konkensis* SOKOLOV, *Cerithium Cattleyae* BAILY, etc., qui représente l'horizon de Tchokrak, avec son caractère marin, bien qu'euxinique (absence de *Strombus*, *Conus*, *Pectunculus*, etc.). Par-dessus, l'horizon de Karaghan, débutant par des couches lacustres à *Planoribus cornu* BRONGNIART, *P. Mantelli* DUNKER, suivis par des marnes sableuses, grès et sables à *Spaniodontella gentilis* EICHWALD, *S. pulchella* BAILY, *Mohrensternia Barboti* ANDRUSSOV, etc. Au-dessus, des marnes finement stratifiées, sables et grès, ont fourni *Spaniodontella Andrussovi* TOULA, *Ervilia trigonula* SOKOLOV, *Nassa Dujardini* DÉSHAYES, ainsi que des Huîtres, qui marquent, par rapport aux couches inférieures, un accroissement de la salure. Enfin, par-dessus encore, l'horizon de Konka, à caractère plus marin au début (*Pholas Bulgarica* TOULA. *P. Usturtensis* EICHWALD), accusant vers le haut une dessalure des eaux (*Donax* sp., *Mactra Eichwaldi* LASKAREW var. *Buglowiensis* LASKAREW), suivi par le Sarmatien. Celui-ci, représenté par ses trois subdivisions, est surmonté à son tour par des graviers continentaux dans lesquels TOULA a signalé des restes de la faune à Hipparion.

Ces faits semblent souligner les observations présentées sur le Néogène transcaspien. Le niveau lacustre de la base du Karaghanien peut être en effet interprété comme traduisant les mouvements du sol du début de l'Helvétien; quant à la partie supérieure de l'ensemble, par son caractère plus marin, elle peut être l'effet de la transgression du Tortonien, représenté au delà de la Caspienne par la série de conglomérats et de sables à stratification diagonale, déjà signalés.

Dans ces conditions, le Tchokrakien des régions pontocaspiennes pourrait bien être parallélisé au Burdigalien, tandis que l'horizon de Tarkhan prendrait la place de l'Aquitanien, celui-ci faisant suite aux schistes argileux oligocènes, les « argiles d'Alma » de N. ANDRUSSOV (op. cit).

Institutul Geologic al României

V

A souligner, en conclusion de ces considérations, le réel intérêt qui s'attache aux mouvements du sol pendant le dépôt du Néogène du SE de l'Europe.

En des régions aussi éloignées les unes des autres que le bassin du Rhône, les environs de la Mer de Marmara, les Carpates, les régions ponto-caspiennes, les résultats sont concordants. On doit y ajouter le bassin de Vienne, où — comme M. GIGNOUX le remarque à juste titre — bien que des mouvements importants terminent l'Helvétien et occassionnent la discordance du Tortonien, on ne saurait restreindre à celui-ci l'appelation de II-e Méditerranien; cette appelation doit, au contraire, être étendue également au Schlier et aux « couches de Grund » qui constituent, ensemble avec ce Tortonien, le « Vindobonien » de CHARLES DEPÉRET.

Dans toutes ces régions, l'Aquitanien marque le début de la transgression néogène.

Dans le bassin du Rhône, limité au début, aux environs de Marseille et de Montpellier, la mer envahit — au Burdigalien inférieur — les bassins de Crest et de Forcalquier; puis, très vite les rivages s'étendent au loin dans l'ancien sillon périalpin et atteignent au Burdigalien supérieure les plaines suisses et bavaroises. La transgression est continuelle. De fait, on remarque, dans la différenciation très accusée des facies, l'influence des mouvement du sol. Le plus saillant changement a lieu à la partie inférieure du Vindobonien, dont les marnes bleues micafères de certains endroits ont été souvent comparées au « Schlier » viennois. En plus, en divers points, des intercalations puissantes de conglomérats marquent les mouvements de soulèvement des Alpes. Vers la fin du Tortonien les eaux marines se retirent vers le S; les sables à *Nassa Michaudi* sont le début d'un régime lagunaire, puis lacustre, qui dure pendant le dépôt du Pontien, arrivant à l'exondation et l'établissement par voie subaérienne d'un réseau fluvial. Cette exondation est suivie à la fin du Pontien par des mouvements du sol importants (« phase rhodanienne »), auxquels succède la transgression du Pliocène. Après une nouvelle exondation, quand se déposent les sables fluvio-lacustres à

Institutul Geologic al României

Mastodon arvernensis, puis les alluvions des plateaux à faune calabrienne, a lieu la nouvelle transgression sicilienne, du Quaternaire [1]).

Circonstances semblables pour les environs de la Marmara. Transgression aquitanienne, se poursuivant pendant le Burdigalien. Changement de facies au passage dans le Vindobonien, qui envahit l'entier bassin de la Thrace. Après le dépôt du complexe sarmatien-méotien-pontien, et l'épisode continental marqué par l'érosion subaérienne de la vallée Dardanelles-Bosphore, de nouveaux mouvements créent la cuvette de la Marmara, envahie par la transgression des couches d'Izmit et des couches de Ghelibolu, représentant le Pliocène. Enfin, des mouvements encore plus récents déterminent l'arrivée de la mer quaternaire; on peut affirmer, de la mer « sicilienne », vu la présence de formes descendant des « immigrés du Nord » dans la faune de la Mer Noire actuelle [2]).

Les mêmes faits se retrouvent dans les régions ponto-caspiennes. Au S du Golfe Karabugas, un Helvétien gypsifère se différencie, distinct du Tchokrakien du soubassement, et des couches supérieures (conglomérats et sables à stratification diagonale), lesquelles, peuvent être attribuées au Tortonien. Dans la suite, la discordance de l'Aktchagylien attire sans faute l'attention.

Cette interprétation trouve de l'appui dans les particularités du Miocène de la Bulgarie orientale: l'épisode lacustre à *Planorbis Mantelli* de la base de l'horizon de Karaghan et l'accroissement de la salure manifesté à partir d'une certaine hauteur par l'arrivée des Huîtres et des Pholadidés. Il y a aussi l'établissement, en continuité du régime continental du Pontien, ainsi qu'il a été dit.

Même constatation à faire dans le Néogène de la Roumanie. C'est à une large transgression que l'on peut attribuer l'arrivée en nombre d'espèces marines après le régime de dessalure de

[1]) Cette transgression se produit, dans le Midi de la France, sur des terres affaissées depuis sous les eaux de la Méditerranée (région de Cap Creus); elle est bien visible par contre dans le Golfe de Palerme, où la mer sicilienne, à « immigrés du Nord » (*Cyprina islandica*, *Trichotropis borealis*, etc.), a dépassé 100 m. de hauteur.

[2]) Fide Haug, Traité, t. II, fasc. 3, p. 1869.

Institutul Geologic al României

l'Helvétien. Et, si des mouvements ont parfois lieu au commencement du Méotien, une phase plus importante se place au début du Dacien, amenant la transgression de l'étage dans les bassins d'effondrement de Brașov—Baraolt.

Or, ce sont sans doute les mêmes mouvements de la « phase rhodanienne », qui ont déterminé la discordance du Pliocène de Théziers, dans le midi de la France, qui ont amené la création de la cuvette de la Marmara et qui, dans la partie méridionale de l'URSS ont produit la discordance des couches d'Aktchaghyl.

La question des mouvements du sol est surtout connue grâce aux recherches de STILLE [1]); c'est son mérite d'avoir soumis à une critique et systématisé les données antérieures sur cette question auparavant si peu connue. STILLE est arrivé ainsi à préciser, pour le Néogène, les cinq phases suivantes:

1. Phase « savienne » marquant en de nombreux points et même en dehors de l'Europe (Taurus, Iran septentrional, Madagascar, Californie, etc.), la transgression de l'Aquitanien;

2. Phase « styrienne », avec deux sous-phases, ayant lieu respectivement au début de l'Helvétien (bassin de Graz, bassin de Vienne, etc.), et (la plus importante) à la base du Tortonien: Carpates, collines de Turin, Amérique du Nord (« antillean revolution » des auteurs);

3. Phase « attique », moins répandue, précédant de près en Afrique du Nord le dépôt du Sahélien (= Pontien s. l.), marquant avant tout la discordance, dans la région d'Athènes, des limons à intercalations de conglomérats de Pikermi sur le Miocène;

4. Phase « rhodanienne », très importante au contraire, à la base du Pliocène de toutes les régions passées en revue précédemment; on peut y ajouter encore le Jura du N, la molasse alpine suisse, les Dinarides (régions de Skutari, Valona, nombreux points de la Grèce), l'Himalaya, etc;

5. Phase « wallaque », phase de clôture du Néogène, qu'elle sépare du Quaternaire; c'est elle qui a achevé en Roumanie la constitution des diapirs précarpatiques, et qui a amené en URSS la discordance de l'Aralo-Caspien par rapport aux couches de Baku; elle a été notée aussi dans les Alpes et, en dehors de l'Eu-

[1]) STILLE HANS. Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin, 1924.

Institutul Geologic al României

rope, dans les Iles de la Sonde et en Amérique du Nord (Californie).

Après la mise au point si documentée par STILLE, il y a peu à ajouter sur ces phases à un point de vue général; aussi je me bornerai ici au Sud-Est européen.

Il y a en effet des observations à faire sur la validité dans ce secteur de la «phase attique», à titre de phase orogénique importante. STILLE a déjà montré l'étendue restreinte de son domaine d'action. Dans le bassin du Rhône, les faciès évoluent graduellement au passage du Vindobonien dans le Pontien. Elle est par contre bien marquée en Allemagne; toutefois il s'agit ici d'un bassin isolé des mers méditerranéennes, de sorte qu'un parallélisme exact rencontre des difficultés. Une discordance du Sahélien est certaine dans le NW de l'Afrique. En Roumanie aussi se remarque une érosion qui a précédé le Pontien (Monts Apuseni); aussi la transgression du Méotien. Dans le S de l'URSS toutefois, c'est le Pontien qui est transgressif, d'où justement l'idée des auteurs soviétiques de faire commencer le Pliocène par le Pontien. Dans les Carpates, la phase importante semble être celle du début du Dacien; elle se présente aussi bien dans la région de Braşov, que dans le vorland moldave. Elle semble exister aussi dans le S de l'URSS où — dans la région d'Odessa — le Méotien suit en concordance au Sarmatien supérieur, la discordance étant plus haut, à la base du Dacien.

D'ailleurs, même en Grèce, son existence n'est pas prouvée avec toute la certitude possible. T. FUCHS (après ALBERT GAUDRY) a bien noté des calcaires et des marnes de nature marine qu'il supposait constituer le soubassement de la formation continentale de Pikermi. CHARLES DEPÉRET, qui a connu la région, était cependant contraire à cette idée; il m'a autorisé d'affirmer en son nom que les dépôts marins mis en avant par FUCHS, et attribués par lui au Miocène, sont confinés aux rivages, sans avoir aucun contact avec les dépôts ossifères de Pikermi, dont le soubassement reste inconnu. Bien que ces dépôts marins aient la même couleur rouge que ceux de Pikermi, leur âge est plus récent, quaternaire.

Il reste donc quatre phases importantes: celles de la base et du sommet, qui individualisent le Néogène, la troisième dont

Institutul Geologic al României

les deux sous-phases encadrent les dépôts régressifs de l'Helvétien, et la quatrième — la phase rhodanienne — qui sépare le Miocène du Pliocène.

Ces phases sont générales en Europe. On peut bien y compter en effet le Néogène du N de l'Allemagne, où la transgression graduelle et continue de ses trois termes (les « Vierländer » —, « Hemmoorer » —, « Dingden, Beinbecken-Stufe », couronnés par le « Glimmerton » à *Hipparion gracile*) rappelle la succession miocène du reste de l'Europe. Ce bassin a été d'ailleurs en communication, d'après KAUTSKY [1]), avec le bassin de Vienne, en jugeant d'après la présence dans le Vindobonien de ce dernier de formes à affinités septentrionales. A ce moment, la mer s'étendait plus loin dans les régions baltiques; un golfe s'en détachait vers le SE recouvrant, d'après v. BUBNOFF [2]), la Pologne.

Cette question offre de larges perspectives d'ordre plus général. A un certain moment, en effet, tous les bassins miocènes d'Europe se sont peut-être trouvés en communication, ont eu du moins leur cote zéro sensiblement au même niveau, exceptant, bien entendu, le cas où les facteurs climatiques arrivaient, dans les bassins isolés, à faire osciller un peu le miroir des eaux. D'après ce qui a été signalé précédemment, il faut admettre que les mouvements du sol avaient sous leur dépendance le facies des couches déposées. Cependant, ces bassins avaient aussi leurs mouvements propres de lent affaissement, qui seuls ont pu assurer la constance et l'épaisseur de leur remplissage. Dans les régions rhodaniennes, la constitution des dépôts formant les deux cycles sédimentaires néogènes a été avant tout possible grâce à une descente du fond du bassin, plutôt que par des mouvements venant des Alpes voisins. Il est difficile, il est vrai, de s'empêcher de penser à une relation étroite, bien qu'il soit logique de supposer que l'affaissement représente, autant le résultat de poussées orogéniques, qu'il est lui même, grâce aux poussées latérales développées par l'affaissement de la masse des sédiments, une condition du diastrophisme alpin. Il en est de même chaque fois

[1]) KAUTSKY F. Die boreale und mediterrane Provinz des europäischen Miocäns. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, Bd. 18, Wien, 1925.

[2]) BUBNOFF S. v. Geologie von Europa, I, Osteuropa, Berlin, 1926.

Institutul Geologic al României

que les bassins suivent la direction des chaînes. Le cas est différent lorsque les chaînes et les bassins ont des orientations distinctes, comme, p. ex., le bassin miocène du N de l'Allemagne par rapport aux Alpes. Ce bassin, qui est en partie un reste de l'ancien sillon géosynclinal s'étendant (avec des oscillations) dès le Lias supérieur, depuis l'Angleterre vers le S de l'URSS, prend en diagonale toute l'Europe moyenne. Dans ce cas, chaînes et bassins ont bien poursuivi leur évolution, sans toutefois qu'on puisse penser à une poussée latérale. La cause, qui a certainement été la même, devient plus delicate à saisir.

En pensant bien, c'est là un des points importants sur lequel les théories sur le devenir terrestre se trouvent en défaut.

— M. N. ARABU. — **Sur les plis posthumes** (deux coupes). [1])

Les aires continentales sont en général des régions disloquées, parfois affectées par des plis, comme l'avant-pays alpin. Ces dislocations sont depuis longtemps étudiées. Les premières recherches ont été faites en Allemagne sous l'influence de LÉOPOLD DE BUCH [2]), qui montrait — en 1824 déjà — la grande extension dans toute l'Europe de son « système NW-SE ». Grâce à ÉLIE DE BEAUMONT, la question fut rapidement dépistée aussi en France, puis en Angleterre.

En France, en particulier dans le bassin de Paris, ce sont les pliss urtout qui sont intéressants. Quelques-uns, comme celui du Bray, le dôme du Bray plus spécialement, a préoccupé ELIE DE BEAUMONT [3]) il y a plus d'un siècle. Vient ensuite D'ARCHIAC qui étudiait l'axe de l'Artois. Plus tard encore, HÉBERT, MUNIER-CHALMAS, MARCEL BERTRAND, GUSTAVE DOLLFUS, etc., continuaient sur d'autres points ces recherches et arrivaient à des résultats très importants. En Angleterre, le Weald et les axes qui l'accompagnent furent aussi de bonne heure connus, si bien

[1]) Communiqué dans la séance du 17 Mars, 1939.

[2]) BUCH LEOPOLD v. Über die geognostischen Systeme von Deutschland. *Miner. Tachenbuch*, 1924, Wien, 1925.

[3]) BEAUMONT ELIE DE. Recherches sur quelques-unes des révolutions du globe. *Annales des Sciences Naturelles*, Paris, 1829.

Institutul Geologic al României

que GODWIN-AUSTEN [1]) pouvait formuler, dès 1856, sa loi de reprise suivant les mêmes directions des accidents anciens par les nouveaux plissements, d'où justement le terme de « posthumes » proposé par ED. SUESS.

P. LEMOINE a résumé, déjà en 1911, l'état des connaissances à ce sujet dans le bassin de Paris [2]). Depuis, la question — bien que poussée au deuxième plan par les recherches de tectonique alpine — n'a pas cessé de faire des progrès. D'abord en Allemagne, grâce aux études de STILLE et de ses élèves [3]), études qui arrivaient à la série des importantes monographies, publiées par le Service Géologique de Berlin. En France, WELSCH [4]), LEMOINE, C. ROUYER [5]), P. PRUVOST et plus récemment, MATHEIU [6]), WATERLOT [7]), ét autres auteurs publiaient de nombreux travaux. C'est, d'autre part, l'idée de direction et de jeux posthumes qui résulte le plus clairement des études sur la plateforme russe résumées par KARPINSKY [8]) reprises par TETJAEV [9]),

---

[1]) GODWIN AUSTEN. On the possible extension of the Coal-Measures beneath the SE part of England. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, t. XII, London, 1856.

[2]) LEMOINE PAUL. Géologie du Bassin de Paris, Paris, 1911. Voir aussi, « Considérations sur la structure d'ensemble du Bassin de Paris ». Centen. *Soc. Géol. de France*, Livre Jubil., Paris, 1930.

[3]) STILLE HANS et collaborateurs. Goettinger Beiträge zur saxonischen Tektonik. *Abh. Preuss. Geol. LA., N. F.*, 95 (1925), 116 (1930), 123 (1933).

[4]) WELSCH J. Sur les dislocations du Poitou. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 4, t. 3, Paris, 1903.

[5]) ROUYER C. Accidents tectoniques aux environs de Saint-Florentin. *Ibid.*, sér. 5, t. 5, Paris, 1935.

[6]) MATHIEU G. Les failles tertiaires de la Vendée. *Annales Soc. Géol. Nord.*, t. 60, Lille, 1935. Voir aussi Les grandes lignes du centre ouest de la France. *Ibid.*, t. 61, Lille, 1936.

[7]) WATERLOT G. Plis et dislocations du Jurassique sur la bordure nord-est du Marais Poitevin. *Ibid.*, t. 60, 1936. Voir aussi, Sur la tectonique du Marais Poitevin. *Ibid.*, 63, 1938.

[8]) KARPINSKY A. Sur les mouvements de l'écorce terrestre dans la Russie d'Europe. *Annales de Géographie*, t. 5, Paris, 1896.

[9]) TETJAEFF M. Les grandes lignes de la géologie et de la tectonique de terrains primaires de la Russie d'Europe. *Annales Soc. Géol. Belgique*, XXXIX, Liège, 1912.

Institutul Geologic al României

et plus récemment par ARCHANGHELSKY [1]), arrivant à la synthèse de VON BUBNOFF [2]). Sans insister sur les autres continents, je crois qu'il n'est pas dépourvu d'intérêt de rappeler aussi l'intéressant livre de DUDLEY STAMP [3]), grâce auquel au moins l'idée, à défaut du terme, a pénétré dans l'enseignement secondaire et le public cultivé.

En Roumanie, l'idée de plis posthumes, si elle est du point de vue théorique connue, elle n'est pas consignée d'une manière bien explicite dans la bibliographie. G. MACOVEI a cependant reconnu le jeu caractéristique de ces plis dans les Précarpates de la grande courbure au N de București.

J'ai plusieurs fois parlé de cette idée, et pour de bonnes raisons: vis-à-vis de la carence des actuelles théories orogéniques, c'est de ces faibles plis des avant-pays que peut venir une meilleure interprétation. Aussi je voudrais résumer brièvement ici ce que l'on connaît de leur distribution, structure et fonctionnement, en insistant plus particulièrement sur le bassin de Paris.

I

Les plis qui rident les dépôts secondaires et tertiaires du bassin de Paris se dirigent en gros du NW au SE. Depuis HÉBERT, on parle d'un second système plus ou moins orthogonal croisant le premier, la rencontre des anticlinaux déterminant des dômes, celle des synclinaux des cuvettes. Cette idée joue un grand rôle dans les intéressantes spéculations de MARCEL BERTRAND [4]), qui parle de « nœuds » et « ventres ». Ce quadrillage apparaît toutefois plus compliqué si l'on se réfère même aux synthèses de l'époque; il n'a que peu de rapports avec la géométrie bien simple qu'on peut à priori se figurer. Les éléments de ce réseau sont de dimensions très variées: certains d'entre eux prennent de l'extension en supprimant les voisins; l'importance comme leur longueur sont aussi très variables.

[1]) ARCHANGHELSKI A. Einführung in die Geologie des europäischen Russlands, Moscou, 1923.

[2]) BUBNOFF S. v. Geologie von Europa, I, Osteuropa, Berlin, 1925.

[3]) STAMP DUDLEY. An introduction to Stratigraphy, London, 1923.

[4]) BERTRAND MARCEL. Les grandes lignes de la géologie de la France. *Revue Générale des Sciences*, t. 5, Paris, 1894.

Institutul Geologic al României

Les recherches plus récentes, entre autres celles de G. CORROY [1]), ont de beaucoup compliqué ce dessin. L'axe du Bray et quelques autres sont bien dirigés SE. Mais, dans l'W du bassin, l'orientation est ESE, conforme à celle des plis hercyniens de la Bretagne. En Vendée et le détroit poitevin la direction SE revient à nouveau, sans d'ailleurs totalement supprimer les lignes ESE. Vers la bordure orientale, on remarque la prédominance de lignes NE et ENE; cependant il y a des lignes ESE aux approches du massif des Vosges. Il y a en outre des lignes NNE, conformes à la direction d'ensemble du graben rhénan, comme dans l'W il y a des lignes NNW.

Les régions méridionales et du SE sont moins connues. Aussi, l'on discute encore s'il y a ici un croisement général des directions (en gros SE et ESE) de l'W, et des lignes (surtout NE et ENE) de l'E, ont un passage de l'une à l'autre par des ségments ménageant la transition, ou peut-être en se recourbant; les trois opinions ont été d'ailleurs soutenues. Ce qui complique la question, c'est l'existence de directions méridiennes, qui croisent les autres au N du plateau central. Les recherches de C. ROUYER [2]) tendent à montrer que le grand affleurement cristallin à direction méridienne du Morvan a eu des retentissements en direction dans la couverture post-hercynienne du « pays d'Othe », où les lignes W-E s'observent également.

En somme, l'allure d'ensemble de ces plis est trop compliquée pour pouvoir y voir un simple réseau orthogonal. Un tel dessin ne saurait s'obtenir qu'en éliminant, sur le papier, une foule d'autres. Ces lignes se croisent diversement et à diverses échelles, leur totalité se présentant comme un problème unitaire et qui n'a pas fait suffisamment réfléchir.

Ce que l'on peut en affirmer, c'est l'existence d'une géométrie; le caractère général n'est pas celui d'un désordre dont on ne peut rien tirer. En effet, ces directions sont en majorité rectilignes, au moins sur de bonnes distances; en outre, elles offrent

[2]) CORROY G. Le Néocomien de la bordure orientale du Bassin de Paris (contient dans un chapitre final la discussion des axes du bassin de Paris et de leur prolongement vers l'Est). Thèse Fac. Sc. de Nancy, Nancy, 1925.

[2]) ROUYER C. Le Pays d'Othe. *Bull. Soc. Géol. France*, Ser. V, t. 7, Paris, 1937.

Institutul Geologic al României

— par ci par là — un parallélisme évident; enfin, en considérant leurs recoupements, on remarque qu'il a lieu très souvent sous des angles très voisins, et cela en des points éloignés les uns des autres.

Ce dernier caractère dit assez que le nombre des orientations est relativement réduit. Au total, ce dessin, s'il est compliqué, il ne laisse pas moins l'impression d'un plan tectonique d'ensemble, plan que le développement inégal des différentes structures a par places grandement altéré, mais sans arriver à effacer complètement.

Cette impression s'accroît, si l'on considère la grande ancienneté de ce plan, ancienneté qu'on peut déduire des analogies indubitables d'orientation de ces lignes avec les lignes hercyniennes et même plus anciennes, montrées par les massifs anciens qui encadrent le bassin de Paris (pl. I). Il est frappant, d'autre part, de voir que ces lignes et leur dessin général, le plan tectonique dont je parlais, ne sont pas limitées au bassin de Paris; ce plan se prolonge, ou du moins il apparaît très analogue dans le reste de la France, et même dans les pays voisins. Les mêmes orientations se remarquent en Allemagne, et aussi en Angleterre. En ce qui concerne p. ex. les lignes NW-SE, si — comme MARCEL BERTRAND l'a établi — une partie des plis de cette direction se recourbe vers le N pour passer au large des côtes de la Manche, on observe, au N du Weald, des axes hercyniens (de Charnwood, Nuneaton, Lickey), rajeunis par des axes cimméro- alpins (axe d'Oxford, p. ex. [1]), comme le Weald lui-même rajeunit des axes hercyniens conformes. Il en est de même pour le prolongement de ces lignes dans le SE de la France. En effet, les lignes SE apparaissent dans le Mercantour, une partie des chaînes subalpines et dans l'importante ligne de chevauchement, très déformée, se dirigeant de Barrême vers Castellanne. D'autre part, des failles de même direction recoupent en nombre, dans le Beaujolais et le Charollais, l'isthme cristallin et paléozoïque qui relie le Morvan au plateau central français.

La même observation peut être faite à propos de toutes les autres directions. Leurs orientations, en considérant comme principales

[1]) STAMP DUDLEY. *Op. cit.*, p. 169, fig. 41.

Institutul Geologic al României

celles qui peuvent être suivies sur une certaine distance, sont, encore une fois, en nombre réduit, en nombre de huit. C'est le chiffre même auquel je m'étais arrêté à propos des environs de la Marmara [1]); mais je ne voudrais pas insister ici sur ce point.

Si la distribution générale des axes du bassin de Paris offre encore des points non encore suffisamment précisés, l'on connaît par contre plus d'une particularité intéressante concernant leur structure et leur développement.

Il est vrai qu'au point de vue de la structure, ils sont assez simples dans le bassin de Paris. Les anticlinaux y sont en effet droits, ou légèrement déjetés, et alors presque toujours vers le N; le flanc nord, plus raide, est souvent marqué par une faille. Parfois ces plis s'élargissent localement en dômes, comme celui du Bray, dont le flanc septentrional est aussi abaissé par faille. Les couches y sont — sauf des cas particuliers — réduites comme épaisseur, parfois même restant confinées sur les flancs, n'atteignant pas le dos de l'anticlinal, fait qui détermine des discordances dans les séries. Quant aux synclinaux, ils sont généralement caractérisés par leur largeur relative et par une grandeur des sédiments, toujours concordants. Ces axes acquièrent plus d'envergure en Allemagne: on remarque ici en général une largeur plus accusée chez les synclinaux, en même temps que les anticlinaux sont plus compliqués, pouvant être affectés de chevauchements et même de charriage à petite translation, comme dans la région d'Osning dans le NE de la Westphalie, connue par les travaux de STILLE [2]).

Le développement de ces plis est toujours progressif; il tend à les accentuer d'une manière continuelle. Deux questions sont à examiner à ce sujet: d'abord les relations avec les axes hercyniens, ensuite leur développement durant le Secondaire et le Tertiaire.

Le premier point offre des points discutables. Tout d'abord il ne s'agit pas de savoir si tous les axes hercyniens des anciens massifs ont été repris par les nouveaux plissements; c'est un point

[1]) ARABU N. Contribution à l'étude géologique des environs de la Mer de Marmara. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, t. XXIII, Bucureşti, 1940.

[2]) STILLE HANS. Anklänge an alpine Tectonik im saxonischen Schollengebirge. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys.* Kl., 1923.

Institutul Geologic al României

qui, du fait de la contraction continuelle, n'a que peu de chances de correspondre à la réalité. On en connaît plusieurs et, dernièrement, WATERLOT en a fait connaître qui se laissent suivre de la Vendée au NW du plateau central sur plus de cent kilomètres de distance, axes qui sont marqués dans le Cristallin par des accidents du même sens. D'ailleurs, ces accidents doivent être marqués d'une manière ou d'une autre dans le tréfonds, car ce qui se dégage de plus clair des études anciennes et récentes c'est que les sédiments sont de plus en plus plissés en profondeur; il est donc difficile d'admettre qu'il y en ait qui soient limités à la couverture; le fait a été cependant affirmé et parfois peut-être non sans raison.

Dans tous les cas, on peut croire qu'il y a une conformité générale de direction, ce qui est déjà important.

En ce qui concerne la suite du développement de ces axes il y a aussi des restrictions. Une superposition exacte, de synclinal à synclinal, d'anticlinal à anticlinal, n'a lieu que pour des séries de terrains peu étendues. Après un intervalle, les synclinaux deviennent des anticlinaux, et inversement. Cette idée, connue depuis longtemps, se confirme de plus en plus. Les recherch esde P. PRUVOST, sur le Boulonnais et autres endroits du NE de la France, conduisent à la notion intéressante que ces changements de valeur (de signe peut-on dire) sont à considérer avec les idées résultant de l'étude de grandes chaînes: le soulèvement anticlinal d'un axe qui jusque là avait fonotionné comme synclinal, c'est la marque d'un mouvement orogénique en petit tandis que l'acquisition de la qualité synclinale par un axe anticlinal représente, en petit, le début d'un nouveau cycle.

Ces termes ne surprennent plus actuellement. Il y a longtemps que STILLE a attiré l'attention sur le caractère orogénique des mouvements qui affectent les axes des avant-pays [1]). En effet, ces mouvements sont traduits par des lacunes stratigraphiques peu étendues; ce sont des mouvements brusques, « orogéniques », comme ceux des grandes chaînes. Bien plus: il y a une correspondance très remarquable entre les différentes phases de plisse-

[1]) STILLE H. Die saxonische Faltung. *Zeitschr. d. Geol. Ges.*, Bd. 65, Monsber. Berlin, 1924, 1912.

Institutul Geologic al României

ment dans les deux grandes catégories d'unités. C'est la grande contribution de STILLE [1]) à la connaissance de ces mouvements. H. JENNY a insisté lui aussi sur cette question [2]).

Ces plis rappellent d'ailleurs les grandes chaînes aussi par leur distribution sur le terrain, par leur parallélisme et leur groupements en ensembles plus ou moins rameux et se ralayant diversement. Ensuite, comme je l'ai déjà noté, dans le bassin de Paris ces plis sont en grande majorité déjetés vers le N, leur flanc nord étant marqué par une faille. MUNIER-CHALMAS, qui les connaissait bien, considérait leur ensemble comme chaîne en voie de formation (sa « chaîne gallo-britannique »).

Mais c'est un fait autrement important que ces plis rappellent les grandes chaînes aussi par leur fonctionnement.

Parmi les caractères offerts par le développement, le plus intéressant est celui de l'accentuation de la sédimentation dans les synclinaux. Il est très frappant sur les figures présentées par PRUVOST de l'axe du Bray [3]), qui remettent avec force en mémoire le schéma donné par HAUG pour illustrer le jeu des géosyclinaux. En pensant bien, le tonnage souvent très considérable des grandes chaînes n'a pu avoir une autre origine, et il est intéressant de constater que ce caractère, qui à première vue leur semble particulier, commence à se dessiner déjà dans les simples plis posthumes.

II

De tous les travaux consacrés aux axes du bassin de Paris, ceux de MARCEL BERTRAND et de MUNIER-CHALMAS sont très particuliers par les idées générales que ces auteurs ont su en tirer. Je m'arrêterai plus longtemps sur ces travaux, qui sont susceptibles d'illustrer les particularités consignées plus haut de manière générale. Il y a aussi un autre motif à cela; c'est qu'on ne rencontre pas souvent des travaux élaborés avec autant de ressources et d'une manière aussi lucide. Cette manière a été remise

[1]) STILLE H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin, 1924.

[2]) JENNY HANS. Die alpine Faltung, Berlin, 1924.

[3]) PRUVOST PIERRE. Sédimentation et subsidence. Centenaire. *Soc. Géol. France*, Livre Jubil., Paris, 1930.

Institutul Geologic al României

d'ailleurs en mode par PIERRE PRUVOST, dont j'associe d'autant plus volontiers le nom à celui de ses prédécesseurs qu'il a marché le même chemin qu'eux, attaquant les mêmes problèmes.

Parmi les travaux de MARCEL BERTRAND, je citerai surtout celui où il s'occupe de la continuité du phénomène de plissement [1]).

Ce qu'il y a de particulier dans ce travail, c'est que l'auteur n'oublie pas sa qualité de professeur. Tout en y inserrant de nombreux documents graphiques originaux, il en donne l'interprétation la plus claire et aussi le secret de leur élaboration. Il apparaît comme le précurseur le plus attitré par les méthodes à la fois ingénieuses et personnelles de lire et de comprendre les cartes et les profils géologiques. Ces documents, adroitement interrogés, sont toujours susceptibles de donner plus qu'on n'a pensé y consigner; mais MARCEL BERTRAND a trouvé le moyen de passer d'une époque géologique donnée à l'antérieure; c'est une géologie bien cohérente qu'il nous apprend. C'est ce qui lui a permis d'ailleurs d'arriver à cette notion de continuité dans le phénomène de déformation, qu'il admet avec peu de restrictions. Les actuels plis du bassin de Paris sont en effet visibles déjà dans les étages inférieurs du Jurassique: la reconstitution de l'état du fond de la mer au début des différentes époques fait bien voir que le plissement a commencé de bonne heure, et qu'il a été graduellement accentué aux mêmes endroits.

Une autre méthode que le maître nous présente conduit à des résultats inverses et tout aussi importants. Si la précédente permet — en partant d'une couche donnée — de remonter dans le passé, celle-ci, au contraire, supprime le passé et occasionne l'analyse des mouvements qui ont affecté cette couche depuis son dépôt: elle se réduits à la considération de la topographie de la couche en question, qui a enregistré forcément toutes les déformations plus récentes qu'elle-même.

C'est en somme un travail rempli d'idées, et qui témoigne d'un bout à l'autre la plus généreuse sincérité, qu'on voit parfois chez les grands précurseurs.

---

[1]) BERTRAND MARCEL. Sur la continuité des phénomènes de plissement dans le Bassin de Paris, *Bull. Soc. Géol. France*, Sér. III, t. 20, Paris, 1892.

Institutul Geologic al României

Les travaux de MUNIER-CHALMAS sont de la même trempe. Leur caractère particulier c'est — comme on le verra plus loin — d'être plus près du terrain. La documentation de ses affirmations est parfaite, mais elle ne s'embarasse pas de beaucoup de citations bibliographiques.

Les données de MUNIER-CHALMAS sur le Bassin de Paris sont surtout nettes à propos de l'axe du Bray. Mais, de son temps, on ne connaissait rien du soubassement de cette ride; il se limite donc aux données fournies par la fin du Crétacé et par le Tertiaire. Afin de présenter plus logiquement l'ensemble de la question, je commencerai par les résultats de P. PRUVOST, l'initiateur du sondage de Ferrière-en-Bray. PRUVOST a suivi avec attention ce sondage, dont il a repris et magistralement synthétisé les résultats dans l'étude ultérieure déjà citée. [1]).

L'ensemble des terrains, presque entièrement jurassiques traversés par le sondage de Ferrière, depuis le Kimméridgien qui affleure dans l'axe du dôme, jusqu'au tréfonds, ancien, dépasse 1100 m de puissance; c'est donc plus de l'épaisseur moyenne du Secondaire et du Tertiaire de ce bassin réunis. Des micaschistes vraisemblablement hercyniens ont été touchés à -1180. E. HAUG, qui n'a pas connu ce sondage, en se guidant par le taux de profondeur inféré d'après la situation et les conditions d'affleurements, avait estimé qu'à la profondeur relativement grande où doit se trouver à cet endroit la base de la série, les facies du Secondaire doivent être bathyaux.

Il n'en est rien toutefois. Après quelques mètres de sédiments mal caractérisés — attribués au Trias — le Lias, le Dogger, puis le Malm ont été trouvés représentés par des facies en tout semblables à ceux du pourtour du bassin. Ce sont des formations exclusivement néritiques, parmi lesquelles deux puissants bancs de calcaires récifaux; ces récifs se trouvent actuellement enfouis à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres, bien qu'au moment de leur constitution la couche d'eau marine qui les recouvrait n'a pas dépassé 60 m d'épaisseur. Bien plus: on y a remarqué des nodules de phosphates, prouvant que les couches

[1]) PRUVOST PIERRE. Coupe géologique du sondage de Ferrière-en-Bray, *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 186, Paris, 1928. Voir aussi, « Des résultats géologiques acquis par le sondage de Ferrières-en-Bray ». *Ibid.*, 1928.

Institutul Geologic al României

correspondantes se trouvaient momentanément à fleur d'eau, et même des lacunes stratigraphiques (dans le Sinémurien et l'Aalénien supérieur). Une seule différence par rapport au reste du bassin: la grande épaisseur atteinte par les étages; 146 m de Bathonien, p. ex., contre 60 m dans le sondage antérieur de Rouen, et 15 m seulement dans le Boulonnais, et ceci bien que l'étage soit, dans les trois endroits, représenté par toutes ses zones.

Or, de trouver aujourd'hui des sédiments purement néritiques à plus de 1000 m de profondeur, le fait ne peut s'expliquer qu'en admettant une déformation de l'écorce au cours même de la sédimentation. Cette déformation très lente faisait varier constamment la situation du fond. En général, celui-ci descendait à mesure que les sédiments s'y déposaient; mais à certains moments il s'approchait de la surface et parfois même il la dépassait: les nodules phosphatés, les lacunes stratigraphiques signalées ne peuvent avoir d'autre cause. C'est donc cette déformation — occasionnée par une « tectonique active permanente », pour emprunter les termes employés par PRUVOST — qui déterminait l'appel de sédiments. La sédimentation s'accompagnait de s u b s i d e n c e. Les points se trouvant aujourd'hui à de grandes profondeurs, doivent cette situation, non pas au fait que la mer y était plus profonde, mais à ce que la « subsidence » était plus active.

Le Jurassique du Bray — comme celui de l'entier bassin parisien — est surmonté par le Néocomien à facies de Weald, lagunaire et lacustre au début, puis marin. Par-dessus, le Mésocrétacé représenté par le Cénomanien, surmonté à son tour par les facies uniformes, de « craie », du Crétacé supérieur.

Le Crétacé a signifié pour le bassin de Paris une époque de mouvements du sol, sur laquelle je reviendrai. Le résultat de ces mouvements est le plissement du bassin et son exondation. Dans le Bray, l'ancien synclinal se soulève en anticlinal, par un véritable acte orogénique, avant encore la fin du Sénonien.

A partir dece moment c'est MUNIER-CHALMAS [1], [2] qui sera notre guide [3]).

---

[1]) MUNIER-CHALMAS. Les plissements du Bray pendant la période tertiaire. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. III, t. 28, Paris, 1900.

[2]) MUNIER-CHALMS. Sur les plissemens du Bray. *C. R. Ac. Sc. Paris*,

Institutul Geologic al României

La partie terminale du Sénonien (« craie blanche de Meudon ») est recoupée par une surface altérée, creusée de nombreux trous, attribués aux racines des arbres d'anciennes forêts (« craie à tubulures »). Ceci est la marque d'une exondation du bassin. Au début du Montien, une descente de l'aire synclinale parisienne y ramène la mer. D'abord relativement profonde, cette mer diminue progressivement de profondeur et de salure. Elle se transforme en lagune saumâtre puis en lac lagunaire, phénomènes qui se poursuivent jusqu'à l'émersion complète. Il se forme alors sur l'emplacement de l'axe du Bray, nivellé par la transgression montienne, un dôme plus ou moins allongé.

Après la formation de ce dôme, une nouvelle descente du fond détermine l'invasion de la mer thanétienne, amenant dans le bassin de Paris la première faune boréale, à *Cyprina scutellaria* LAMARCK. Par ses marées et ses courants, cette mer arrose le dôme en déposant sur ses flancs, en discordance, les « sables de Bracheux ».

Suit le Sparnacien, en grande partie lagunaire, puis l'invasion marine de l'Yprésien qui provoque l'arrivée dans le bassin de Paris de *Nummulites planulatus* LAMARCK et de *Velates Schmiedeli* CHEMNITZ. Mais cette mer aussi, qui à son arrivée montrait un maximum de profondeur, se retire petit à petit, sa faune accusant de plus en plus des influences continentales. Cette diminution de profondeur fut suivie par l'établissement d'un réseau fluvial qui détermine une intense érosion et l'entraînement des déblais vers le N, où ils s'interstratifiaient au milieu d'une série à caractère plus marin. Or, MUNIER-CHALMAS a eu l'occasion de trouver,

---

2 avril, Paris, 1900.

[3]) On rencontre des difficultés de se documenter sur son œuvre, du fait qu'il a très peu écrit. Sur le Pays de Bray, qu'il a étudié pendant de longues années, il m'a été impossible de trouver autre chose que les deux notes précitées, d'une ou de deux pages chacune, et dans lesquelles il a été bien entendu obligé de se répéter. Aussi j'ai estimé nécessaire de me référer aussi à des anciens renseignements que j'ai personnellement eu de feu G. DOLLFUS, qui a lui-même travaillé sur la question, et qui connaissait parfaitement son bassin de Paris. Me trouvant à Paris, G. DOLLFUS m'a plus d'une fois permis l'accès de sa bibliothèque et de ses collections, m'entreitenant maintes fois de ces temps déjà lointains, qui ont signifié pour la géologie française une si belle époque.

Institutul Geologic al României

à Mont-de-Magny près de Gisors, au milieu de couches calcaires non modifiées, des moules internes rubéfiés de *Velates Schmiedeli* provenant de régions exondées et décalcifiées. Ceci lui permettait en déduire que ces moules avaient été arrachés aux premiers reliefs yprésiens émergés, à un dôme yprésien en voie de formation; le plissement avait donc occasionné l'exondation du dôme, puis son érosion, tout cela durant le dépôt même de l'étage.

Ces phénomènes se répètent plusieurs fois dans le même ordre durant le Lutétien, le Bartonien, le Ludien et plus tard. A chaque transgression, la mer accuse au début un maximum de profondeur en amenant des faunes franchement marines: faunes lutétiennes à *Nummulites laevigata* BRUGUIÈRE, à *Campanile giganteum* LAMARCK, à *Corbis major* BAYAN; faunes bartoniennes à *Campanile Auversiense* DESHAYES, à *Voluta athleta* SOLANDER, faune stampienne à *Ostrea cyathula* LAMARCK, et *O. longirostris* LAMARCK etc. Les courants rapides arrosent le dôme précédemment formé et en transportent les déblais au loin vers le S. En effet, dans le Bartonien de Château-Thierry, à plus de cent km de distance, MUNIER-CHALMAS a trouvé, mélangés avec des Foraminifères du Crétacé (preuve que l'ancien dôme avait été très profondément entamé), des fossiles caractéristiques du Thanétien, Sparnacien, Yprésien et du Lutétien. Le phénomène a lieu même deux fois pendant le Stampien: au Stampien inférieur, lors de l'introduction dans le bassin de Paris d'*Ostrea cyathula* et *O. longirostris*, et lors du dépôt du « niveau de Pierrefitte », quand arrivent dans le bassin de Paris les deux formes méditerranéennes, *Venus Aglaurae* BROGNIART et *Cerithium Charpentieri* BASTEROT.

Il en résulte que, pendant le dépôt de chacune des divisions stratigraphiques du bassin de Paris, il s'est formé le long de l'anticlinal du Bray, et sans doute d'autres axes du bassin, des dômes plus ou moins allongés. L'apparition de ces dômes était chaque fois comme annoncée par une diminution de profondeur de la mer, la subsidence cessant périodiquement. La mer se retirait vers le N, laissant derrière elle des lagunes, occasionant parfois du facies d'évaporation à gypse et sel gemme (comme pendant le Lutétien, le Ludien), puis des lacs, jusqu'à l'émersion complète accompagnée par la formation d'un nouveau dôme.

Institutul Geologic al României

De tous ces phénomènes, c'est l'affaissement qui avait surtout retenu l'attention de MUNIER-CHALMAS, comme d'ailleurs de MARCEL BERTRAND et de PRUVOST. C'est lui qui règle la sédimentation: *l'épaisseur des sédiments est en chaque point proportionelle à la vitesse de l'affaissement.* Au Bartonien, comme durant le dépôt des autres étages du Nummulitique, le bassin de Paris se trouvait dans les mêmes conditions bathymétriques, résultant de l'action nivelatrice de l'érosion subaérienne et des transgressions marines successives. Or, l'épaisseur de ces étages étant variable suivant les points et les moments considérés, il faut bien croire qu'elle était indépendante de la profondeur de la mer.

Cette épaisseur variait plusieurs fois à l'intérieur d'un seul étage. MUNIER-CHALMAS [1]) a constaté que les sables du Bartonien inférieur atteignent, dans les environs de Crépy-en-Valois, 60 m d'importance, tandis qu'à l'W, près de Marines, leur épaisseur se réduit à 3 m, et cela bien que la subdivision soit représentée, dans les deux localités, par toutes ses zones. Au contraire, le Bartonien supérieur, consistant en sables, atteint 25 m à Marines, et seulement 1 m, à Crépy-en-Valois. Comme il faut admettre qu'à chaque moment les dernières couches formées étaient horizontales, plusieurs conséquences peuvent en être tirées:

a) les deux synclinaux passant respectivement par Marines et par Crépy-en-Valois (localités situées de chaque côté de l'axe du Bray), n'étaient pas préexistants au Bartonien;

b) la descente de ces synclinaux ne peut être attribuée au poids des sédiments, puisqu'au début du Bartonien il y avait égalité d'épaisseur de sédiments, et qu'au Bartonien supérieur il y avait descente même pour une charge minime;

c) enfin, celle-ci — susceptible sans doute de discussion — que l'anticlinal séparant les deux synclinaux n'est pas dû à un soulèvement propre, poussant ses couches vers le haut, mais à l'inégal affaissement des synclinaux bordiers.

C'est donc l'inégalité dans le taux de l'affaissement qui déforme et plisse les couches en profondeur, et ces plissements profonds, tant que les conditions de sédimentations restent les mêmes, ne se traduisent pas en surface.

[1]) MUNIER-CHALMAS. Sur les caractères généraux du Bartonien dans le Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. III, t. 28, Paris, 1900.

Institutul Geologic al României

Dans tout ceci, MUNIER-CHALMAS ne perdait pas de vue l'ensemble du problème. Le bassin de Paris lui donnant l'occasion de vérifier des notions de base de la géologie, celle de *transgressions marines*, celle de *mouvements du sol*, il ne manque pas d'en tirer tout le profit possible. La série de petites orogenèses alternant avec des transgressions, cette succession de phénomènes relativement complexes et se répétant tant de fois dans le même ordre, ne peut être attribuée au seul hasard; cette répétition ne peut être due qu'à la reccurence de causes semblables, dont la généralité pour l'ensemble du globe ne faisait pas de doute pour lui.

Il est certain que — à l'instar du bassin de Paris — dans toutes les transgressions marines les courants ont joué un grand rôle. Cela, non seulement en préparant par la nivelation du relief l'emplacement de la nouvelle mer, mais aussi en amenant dans ces mers l'uniformité de température et de salure nécessaires pour que les faunes présentent, au moins sur de très grandes étendues, les mêmes caractères. Ce sont eux aussi qui déterminent l'arrivée et la dispersion rapide des formes cryptogènes provenant des océans, et qui rendent possible d'établir sur toute la terre une chronologie uniforme.

La même généralisation s'impose à propos des mouvements de l'écorce. Dans les deux catégories d'unités tectoniques, les plis des aires continentales et ceux des grandes chaînes, les mouvements se sont traduits par des manifestations qui, dans le second cas, semblent particulières. Cela n'empêche que leur développement soit semblable: ce développement laisse voir de la part de l'écorce le même comportement, la même physiologie. Il faut seulement penser que, si le plissement prend de l'ampleur, l'affaissement et la transgression suivante n'arrivent plus à le compenser, et ne peuvent donc se mettre en évidence. De même, si l'affaissement est trop accentué, une diminution ultérieure de quelques mètres ne peut plus arriver à amener l'émersion passagère du géosynclinal. D'ailleurs, dans le bassin de Paris lui-même, si la mer avait été de quelques mètres seulement plus profonde, il n'y aurait pas eu formation de lagunes, ni — en général — cette différenciation si accentuée des facies qu'on y observe.

Les recherches ultérieures ont donné en grande partie raison à MUNIER-CHALMAS.

Institutul Geologic al României

Les lacunes de sédimentation de la région du Bary et de son voisinage ont été provoquées par des mouvements du sol synchroniques avec ceux des grands géosynclinaux; l'échelle des phases de plissement, dressée par STILLE, montre bien cette correspondance. Si dans le Bray il y a passage du Jurassique au Crétacé, une discordance a été bien notée dans le Boulonnais, anticlinal plus complexe voisin, discordance qui peut être attribuée à la *phase néo-cimmérienne* de mouvements; cette phase est connue, bien que peu marquée, dans les chaînes méditerranéennes, mais très accentuée dans le Caucase et les cordillères de la Californie. D'autre part, la transgression du Cénomanien du Bray a pu être occasionnée par les mouvements de la *phase* autrienne, qui est très nette dans toutes les chaînes de l'ensemble alpin. Plus haut, la craie blanche de Meudon se termine par l'ancienne surface d'érosion déjà rappellée; les mouvements qui ont déterminé cette exondation avant la fin de l'étage peuvent être attribués à une *phase subhercynienne* tardive, arrivant à confondre ses effets avec ceux des *mouvements laramiens*, très répandus dans l'avant-pays alpin, comme dans les chaînes alpines elles-mêmes. Enfin, si les mouvements qui se sont produits dans le bassin de Paris pendant l'Eocène n'ont pas laissé (sauf la transgression lutétienne) des traces dans les chaînes alpines, celui bien constaté par MUNIER-CHALMAS entre le Bartonien et le Ludien, au hameau de Vouast au bord du Bray), correspond parfaitement à la *phase pyrénéenne*.

Une autre confirmation des conceptions de MUNIER-CHALMAS — qui considérait, ainsi que je l'ai déjà dit, la totalité des plis du bassin de Paris prolongés en Angleterre comme une chaîne naissante — peut être envisagée dans une découverte récente de la part d'auteurs allemands et français dans l'avant-fosse houillère de la chaîne hercynienne. C'est BÖTTCHER [1]) qui a tiré le premier la question au clair, en démontrant que, dans le bassin de la Rhur, les couches du Houiller productif sont plus plissées en profondeur tandis qu'en surface — bien que la succession soit continue — on n'observe que des auges à peine indiquées. Ceci re-

[1]) BÖTTCHER H. Die Tektonik der Bochumer-Mulde zwischen Bochum und Dortmund . . ., etc., *Glückauf*, Bd. 61, H. 37—38. Essen, 1925.

Institutul Geologic al României

vient à dire que la sédimentation, allant de pair avec le plissement mais le dépassant en intensité, il n'y a plus eu montée en surface des anticlinaux formés. Ceux-ci restaient constamment enfouis sous les eaux, ce qui permettait—grâce à la subsidence très active —l'accumulation de grandes épaisseurs de dépôts, se chiffrant par kilomètres. Le cas réalise en effet un passage des plis posthumes vers les grandes chaînes, où le même mécanisme a sans doute agi.

Ce qui est très important, c'est que ces vues étaient entièrement partagées par les tectoniciens.

D'après MARCEL BERTRAND [1]) les montagnes se sont formées en profondeur, avec leur structure et tous leurs plis, sans s'exprimer en surface que par de faibles bourrelets, et « dont on peut faire même abstraction », dit-il. Il démontrait cette affirmation par la constatation —à propos de la chaîne hercynienne, p. ex. —qu'elle a été fragmentée dès sa naissance par les bassins permiens et triasiques, comme dans le Plateau Central français, ou le massif bohémien. On peut croire que la chaîne a été morcellée avant qu'elle fût définitivement formée, qu'elle continuait encore à se former en profondeur, alors que son emplacement était envahi par les dépôts permiens. La chaîne s'est soulevée par morceaux et à des moments différents: le soulèvement des Vosges et de la Forêt-Noire, p. ex., n'a commencé qu'avec le Bathonien. A la rigueur, on peut croire que les horsts en général sont les seules parties de la chaîne hercynienne qui aient jamais vu le jour.

C'était à ce moment aussi que M. LUGEON présentait son travail sur la région des Bauges (Savoie), où le grand savant y parle lui aussi d'ondulations transverses et de plissement en profondeur. « La plus grande facilité de propagation de la poussée tangentielle en profondeur nous permet de concevoir », dit-il, « l'existence de phénomènes actuels de plissement sans qu'ils se trahissent à la surface du sol » [2]). Il était fortement appuyé

[1]) BERTRAND MARCEL. Observations sur la formation des chaînes de montagnes. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. III, t. 28, Paris, 1900.

[2]) LUGEON MAURICE. Études sur les dislocations des Bauges (Savoie). *Ibid.*, p. 16.

Institutul Geologic al României

dans ces affirmations par L. DUPARC, qui citait des observations personnelles à l'appui [1]).

III

L'idée de plis posthumes est née en France. Elle est le résultat d'études continuelles et prolongées de la stratigraphie et de la tectonique du bassin de Paris. Les données sur ces questions s'étaient accumulées depuis les premiers chercheurs qui avaient parcouru cette admirable région et, justement, la belle époque de MARCEL BERTRAND et de MUNIER-CHALMAS signifiait leur floraison.

On peut bien penser que cette idée ne pouvait être exprimée ailleurs que dans le bassin de Paris, tant les conditions y sont propices. Certainement, l'importance d'un grand centre scientifique tel que Paris était une garantie de la genèse d'une conception aussi intéressante; mais le fait essentiel c'est que la géologie de l'endroit s'y prêtait. Rarement en effet rencontre-t-on une région offrant une si grande variété de facies; des séries ici lagunaires, là purement marines, alternant avec des épisodes lacustres ou alluviaux, souvent avec des facies d'évaporation très importants, renfermant des masses de gypse puissantes parfois jusqu'à 30 m. Rarement aussi on rencontre des fossiles en telle abondance et en aussi bon état de conservation; c'est ce qui a permis d'ailleurs le grand essor de la paléontologie, depuis LAMARCK et CUVIER, avec DESHAYES, ALBERT GAUDRY, BOULE, DOLLFUS, DAUTZENBERG, COSSMAN et d'autres savants.

De son côté, la stratigraphie était presque complètement tirée au clair. C'est MUNIER-CHALMAS lui-même qui, en collaboration avec ALBERT DE LAPPARENT, y avait mis la dernière main. Les divisions adoptées par eux sont celles d'aujourd'hui, avec de très faibles différences plutôt d'accolade: ainsi, le Montien était classifié dans le Néocrétacé, tandis qu'au sommet le « calcaire de Beauce » était réuni à l'Oligocène. C'est HAUG qui, appuyé par DOLLFUS, le scindait en deux parties: l'inférieure caractérisée par *Helix Ramondi* BRONGNIART devenait le Chattien (« calcaire d'Etam-

[1]) DUPARC L. Observations à la note précédente, *ibid.*, p. 17.

Institutul Geologic al României

pes »), tandis que la supérieure à *Helix Aurelianensis* DOLFUS était l'Aquitanien, base du Miocène (« calcaire de l'Orléanais »).

Le fait important est que, chacun des neuf étages du Nummulitique du bassin de Paris était divisé en niveaux distincts, ayant parfois la valeur de zones stratigraphiques strictement définies par des espèces spéciales. HAUG a consigné ces subdivisions dans son traité. Il y a une trentaine que MUNIER-CHALMAS utilisait couramment. Quelques-unes été précisées au moyen de fouilles, qu'il faisait faire exprès pour obtenir une certitude à leur sujet. Ce nombre élevé de niveaux est à retenir, vu surtout l'épaisseur moyenne du Nummulitique du bassin, d'environ 250 m. C'est cette subdivision très poussée qui, jointe à la belle carte française au 80.000-es restée si intéressante, permettait les fines conclusions de MUNIER-CHALMAS et de MARCEL BERTRAND.

Il n'y a pas de meilleure preuve de l'état avancé des connaissances à ce moment, que l'essai de synthèse sur les nombreux facies du Nummulitique parisien, par MUNIER-CHALMAS, ayant pour base sa théorie du « bourrelet périphérique ».

MUNIER-CHALMAS admettait que, vers les débuts de l'Eocène, sous des efforts de poussée venant du S et de l'E, les bordures respectives du bassin s'étaient soulevées en une ride, qui a fait obstacle aux incursions marines ultérieures dans ces directions. Vers le SW, cette ride s'abaissait et les rivages bas de ce côté et sujets aux incursions de la mer, ont occasionné la formation de dépôts de dessalure, en relation avec des apports d'estuaires. Des faunes saumâtres y apparaissent et envahissent au cours des temps le reste du bassin qui, périodiquement abandonné par la mer, comme on l'a vu plus haut, se plissait dans l'intervalle. L'effort de plissement y déterminait en même temps l'apparition de rides secondaires parallèles à la principale, et qui étaient sans doute en relation avec les axes du bassin et leurs ennoyages. Ces rides ont joué dans la bathymétrie et la sédimentation un rôle très important. Sous leur influence, des zones en gros concentriques se formaient dans le bassin: une *zone marine*, interne au N et au NW, entourée par une zone moyenne, *zone des lagunes marines, saumâtres et d'évaporation*, et celle-ci par une troisième zone, externe, *zone des lagunes lacustres* et de *lacs lagunaires*, laquelle marquait la bordure du golfe.

Institutul Geologic al României

Chacune de ces zones est caractérisée par des sédiments particuliers, hébergeant une faune propre.

1. La *zone marine* offre des sables siliceux, des calcaires à débris d'organismes et de la glauconie, qui est caractéristique pour les sédiments d'origine marine; elle ne se trouve jamais dans les roches formées dans les lagunes. J'ai déjà signalé plus haut les principales faunes marines, du Thanétien, Ypressien, Lutétien, etc. Pendant le Sparnacien il y a eu aussi une faune marine intéressante, la faune à *Linthia Yanneli* COTTEAU, découverte par MUNIER-CHALMAS au Mont-Notre-Dame; avant lui, on considérait le Sparnacien comme formé uniquement dans des lacs et des lagunes. Les espèces lagunaires apparaissent d'ailleurs aussi dans les autres étages, le fait étant dû à leur entraînement par les courants provenant de régions d'estuaires; mais leur nombre est si grand pendant le Sparnacien, qu'elles arrivent à en masquer le caractère marin; d'ailleurs à Mont-Notre-Dame aussi on trouve — à côté de *Voluta*, *Spondylus*, *Pecten*, etc., — de très nombreux *Cerithium*, *Cyrena*, et autres.

2. Dans la zone des lagunes saumâtres et d'évaporation, la salure varie beaucoup. C'est ce qui a nécessité la division en trois types principaux, eux-mêmes subdivisés. Je me limiterai ici aux grandes divisions:

a) « Lagunes marines », où se déposaient surtout des argiles, des sables et des marnes. Comme faune, à des espèces marines euryhalines, s'ajoutent, *Melania*, *Melanopsis*, *Cyrena*, — et surtout *Neritina* et *Lampanopsis*, qui sont très fréquentes et prédominent sur les autres.

b) Dans les « lagunes saumâtres » se déposent des argiles, des sables et des calcaires; il y a aussi des calcaires d'origine organique, en particulier des calcaires en bancs peu épais surtout formés par des débris de Characés. La salure de ces lagunes était variable: en commençant par les moins salées pour aller aux plus salées, on a remarqué des associations très différentes d'espèces: on a d'abord des *Melania* et des *Melanopsis*; puis à ceux-ci s'ajoute *Bayania*, *Cerithium*, *Cyrena*; ensuite, aux précédentes s'ajoute *Lucina* et *Mytilus*; enfin, apparaissent *Lampanopsis* et *Fusus*. Les Foraminifères, très variés dans la formation précédente, se réduisent à deux genres: *Rotalia* et *Textularia*.

Institutul Geologic al României

c) Des « lagunes d'évaporation » s'observent dans le Lutétien et le Bartonien; mais elles se développent surtout au Ludien, pendant lequel elles jouissent d'une stabilité très accentuée, arrivant aux épaisses masses de gypse des environs de Paris. L'évaporation intense a produit même le dépôt du sel, bien que d'une manière exceptionnelle. MUNIER-CHALMAS a fait des remarques intéressantes sur le fonctionnement de ces lagunes, qui étaient sans doute temporairement en communication avec la mer. La faune en était pauvre. Parfois la profondeur de ces lagunes était, du fait des mouvements continuels du sol, très faible; les couches étaient souvent à sec, elles se fendillaient en surface, ce qui amenait la concentration des animaux (Cyrènes, Psammobies, Sphéromes) dans les fissures de retrait, où un peu d'eau circulait.

3. La *zone des lagunes lacustres et des lacs lagunaires* ne hébergeait que peu d'espèces, appartenant aux genres *Limnea*, *Planorbis*, *Nystia*, *Hydrobia*, *Euchilus*. Sous l'influence des courants fluviatiles, y apparaissaient aussi des colonies de *Paludina* et de *Bithynia*. Pendant le Nummulitique, il n'y avait pas de vrait lacs sur l'emplacement du bassin de Paris [1]). L'affirmation ess de MUNIER-CHALMAS, qui avait remarqué l'absence des genres caractéristiques des lacs, *Anodonta*, *Unio*, *Physa*, etc.; c'est que les régressions successives laissaient toujours une petite quantité de sel, qui était suffisante pour empêcher la vie des formes caractéristiques des lacs.

Les dépôts consistent en calcaires compacts ou crayeux, et surtout des calcaires bréchoïdes et aussi des meulières, le silice du ciment provenant vraissemblablement de Diatomées.

Cette spécialisation des facies et des faunes, comme l'entière évolution du bassin de Paris, dénote des mouvements répétés, qui étaient certainement en relation avec ceux qui accentuaient les axes posthumes. MUNIER-CHALMAS n'est cependant jamais revenu pour clarifier la question. La mort l'a fauché, en 1903, en pleine activité.

Aussi ses conclusions ont été attaquées, surtout dans leurs influences sur l'idée de plissement. J'ai déjà rappelé qu'elles

[1]) Excepté toutefois certaines contrées périphériques.

Institutul Geologic al României

étaient en presque totalité embrassées par MARCEL BERTRAND et M. LUGEON. Mais d'autres tectoniciens se réservaient.

Ces attaques sont d'ailleurs explicables à l'heure actuelle. Elles sont en partie très justes. La formation de plissements en profondeur peut convenir au bassin de Paris; mais ce n'est pas la règle générale; elle n'a pas été suffisamment rappellée pour le champs de fractures saxonien. Quant aux grandes chaînes, elle peut convenir pour les Bauges, et j'ai déjà relaté plus haut les observations du même sens de MARCEL BERTRAND sur la chaîne hercynienne. Mais ce ne sont que des cas, d'ailleurs peut-être nombreux, mais non pas la généralité. Il suffit pour le voir de penser au grand rôle attribué par les interprétations actuelles aux cordillières alpines et carpatiques pendant l'évolution de ces chaînes, ou aux énormes masses de brèches liasiques des Alpes Occidentales. Aussi, KILIAN n'a pas tenu compte de cette idée, qu'il a même qualifiée de dangereuse en tant que généralisation. De son côté, STILLE a formulé, comme règle fondamentale dans le développement des chaînes, que l'effet du plissement c'est, non seulement de produire des plis, mais de porter en même temps la région qu'il intéresse au-dessus du zéro marin (« Satz der orogenen Hochbewegung »).

Cela n'a pas empêché la question de rebondir récemment, avec les résultats de BÖTTCHER dans le Houiller de la Ruhr, BÄRTLING [1]), dans ses observations sur le même sujet, est bien obligé de constater qu'il est difficile, devant cette sédimentation continuelle et si uniforme de 5 à 6000 m de dépôts, de concevoir les fameuses « Alpes hercyniennes ».

Mais tout ceci tient à des cas particuliers et ne représente que des oscillations temporaires d'appréciation en rapport avec les états successifs des connaissances générales. La question doit avant tout être jugée par rapport au problème plus vaste de la déformation de l'écorce, que les théories orogéniques proposées jusqu'à présent sont loin d'avoir résolu.

Ce dont on ne peut douter, ce sont les analogies profondes, spécifiées plus haut, des plis posthumes avec les grandes chaînes,

[1]) BÄRTLING RICHARD. Das Verhältniss zwischen Sedimentation und Tektonik im Ruhrbezirck. *Congrès Avanc. Strat. Carbonifère*, Heerlen, 1928, *C. R.*, p. 53, Liège, 1928.

Institutul Geologic al României

analogies non seulement d'aspect général mais aussi de fonctionnement, de mécanisme. Il y a loin, certainement, des plis posthumes aux Alpes. N'empêche cependant que toutes les particularités de sédimentation et de tectonique se retrouvent dans un cas comme dans l'autre. Il y a d'autre part la possibilité d'envisager tous les passages des uns aux autres par des édifices plus simples, comme le Jura, les Pyrénées, les Taurides.

Il est certain que les grands diastrophismes impliquent aussi d'autres causes que la contraction, et d'ailleurs MARCEL BERTRAND, qui a tant insisté sur les charriages, a parlé — comme tous les géologues de son temps — de précession des équinoxes, d'isostasie, etc. Le fait apparaît cependant très essentiel, que les grandes chaînes ne diffèrent des simples plis des avant-pays que d'une manière quantitative, par leur masse, par leur échelle. Leurs caractères, soit de sédimentation, soit de tectonique, sont les mêmes. Ces caractères constituent comme un fond, qui est commun aux deux, et que les anciens auteurs expliquaient par la contraction du magma interne. Il s'ensuit donc qu'une nouvelle interprétation ne peut venir que d'une reprise réitérée des études sur ces plissements moins accentués des avant-pays. Ce sont ces études qui préciseront ce qu'il y a à ajouter à l'idée de contraction pour avoir une interprétation plus adéquate des grandes chaînes, et de la déformation de l'écorce en général.

J'ai présenté dans cette note la question des plis posthumes et celle — connexe — de subsidence, dans le but de poser une base précise pour des considérations qui suivront. Je parlerai donc prochainement des applications qu'on peut faire de ces idées à l'histoire géologique de la France, puis à celle de la Roumanie.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

TABLE DE MATIÈRES [1])

Tome XXIX (1940 — 1941)

Pag.

*ARABU N. Observations sur la classification du Néogène de l'Europe Sud-Orientale 106

*ATANASIU I. et KRAUTNER TH. Le tremblement de terre du 10 novembre 1940 106

BOLGIU O. L'île éocène de la zone anticlinale Slătioara-Pitești-Șuța Seacă 76

CERNEA G. La stratigraphie et la structure géologique de la vallée de la Bistrița entre Broșteni et Poiana Teiului. (Communication préliminaire) 33

*CERNESCU N. et POPEA FL. Le contenu en humus et les valeurs du rapport C: N dans les profils des types zonaux de sol en Roumanie 20

*CODARCEA AL. et PETRULIAN N. Le gisement de fer de Vlăhița (départ. d'Odorheiu) 63

*CREANGĂ C. Contributions à la connaissance de la composition chimique des huiles minérales roumaines 44

DUMITRESCU I. La Nappe du Grès de Tarcău, la zone marginale et la zone néogène, entre Cașin et Putna. (Communication préliminaire) 84

GHEORGHIU C. Observations sur la géologie de la vallée du Mureș entre Deva et Dobra (départ. de Hunedoara). (Communication préliminaire) 5

JOJEA T. Recherches géologiques dans le bassin du Neamțu (Ozana) et de la Râșca. (Communication préliminaire) 45

*NOTH R. Foraminifères éocènes de Slătioara-Pitești 105

*OLTEANU CONST. Recherches géologiques entre la Bistrița et le Nechit. (Communication préliminaire) 4

[1]) L'astérisque indique que le manuscrit n'a pas été reçu à temps ou qu'il a été publié dans un autre périodique.

Institutul Geologic al României

	Pag.
PAPIU V. C. Sur la faune d'Inocérames d'Armenis (Monts Perşani)	31
POPOVĂŢ M. Recherches sur le loess: une coupe à Slobozia Veche (Ialomiţa)	64
PREDA D. M. Les couches à Inocérames des Monts Perşani	21
*PREDA D. M. et RĂILEANU GR. La faune liasique des Monts Perşani	33
*ŞTEFĂNESCU SABBA. Le champ électromagnétique normal dipôle horizontal à basse fréquence (I-ère partie)	5
*ZAMFIRESCU EL. Étude sur les terres décolorantes de Roumanie	47

60827

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Secrétariat et rédaction: C. OLTEANU
Traduction: N. ARABU et C. OLTEANU

Institutul Geologic al României

Comptes rendus publiés jusqu'à présent.

Edition roumaine :

Vol. I (1910) — Vol. XVIII (1929—1930).

Edition française :

Tome I (1910)—VI (1914—1915), Tome VIII (1919—1920), Tome XIX (1930—1931) — Tome XXVIII (1939—1940).

C. 12 641

Institutul Geologic al României