

SÉANCE MENSUELLE DU 21 MARS 1944.

Présidence de M. G. CAMERMAN, président.

Sont admis en qualité de nouveaux membres :

MM. ROBERT RAMELOT, ingénieur des Mines (A.I.Lg.),
98, rue des Aduatiques, Bruxelles; présenté par
MM. F. Halet et H. Tazieff.

CHARLES D'HONDT, 100, square Bordet, à Soignies; pré-
senté par MM. Paul Charon et René Cambier.

Dons et envois reçus :

9421 *De Leenheer, L.* Beginselen der Bodemkunde. Tweede verbeterde druk. Antwerpen, 1943, 119 pages et 6 figures.

9422 *Louis, J. et Fouarge, J.* Essences forestières et bois du Congo. Fascicule 2 : *Afrossosia elata*. Bruxelles, 1943, 22 pages et 6 planches.

9423 *Schoep, A.* Bijdrage tot de kennis van rutiël, Brookiet en anataas uit de streek van Busanga (Katanga), over de kleur van anataas. Antwerpen, 1943, 24 pages et 5 figures.

Communications des membres :

Major CH. STEVENS, — *L'âge de la pénéplaine des Hautes Fagnes et les sables du Rosier* (Texte ci-après).

Cette communication donne lieu à un échange de vues entre MM. STEVENS, GROSJEAN, KAISIN, HALET, HACQUAERT et DE MAGNÉE.

J. BAUDET. — *Une faille du paléozoïque datée à l'aide de la faune pléistocène et des industries lithiques humaines.*

(Texte ci-après.)

M. E. DENAEYER. — *Observations sur les structures cone-in-cone du Trias et du Jurassique de Lorraine* (Texte ci-après).

L'âge de la Pénéplaine des Hautes Fanges et les sables du Rosier.

par CH. STEVENS.

Il y a bien des années, sur l'étendue des planchettes au 20.000° de Spa et de La Gleize, l'Institut cartographique militaire avait fait dresser une carte en relief qu'on a pu examiner à de nombreuses expositions. Cet intéressant document montrait l'allure remarquable d'une pénéplaine largement ondulée, occupant les régions dominantes du pays. Entre Spa et La Gleize, vers la cote 555, elle couronnait la crête des Hautes Fanges, dominant de 350 m. les alluvions de l'Ambève et correspondant à l'anticlinal des Hautes Fagnes, de direction varisque.

Vers le Sud, cette pénéplaine se retrouve au sommet des crêtes de même direction, dans toute l'étendue du massif de Stavelot. Vers l'W.-S.-W., la crête des Hautes Fanges, suivant la direction marquée par la Vecquée, aboutit à la vallée de l'Ambève dans la cluse la plus sauvage que nous possédons en Belgique, au site bien connu des *Fonds de Quarreux*. Vers l'E.-N.-E., la crête se dirige vers Le Hockay, où elle subit un relèvement rapide dû au passage de la zone axiale de la surélévation de l'Eifel. Elle atteint ainsi le sommet du massif de la Baraque Michel, à une altitude voisine de 700 m.

Si l'on veut établir l'âge auquel une pénéplaine s'est formée, il faut se rapporter à la chronologie établie par la Géologie. Il doit être formellement accepté que la Géologie reste maîtresse de cette chronologie. Attribuer des âges géologiques au petit bonheur, à une série de formes dont l'une succède incontestablement à l'autre, c'est adopter une méthode qui ne peut aboutir qu'à la confusion. En donnant un âge à une forme de terrain, le géographe ne doit pas perdre de vue ce que cet âge représente aux yeux des géologues; il doit savoir si la forme étudiée répond bien, pour la région et pour l'âge invoqué, aux conditions locales imposées par la Géologie. Bref le géographe doit faire appel à toutes les connaissances paléogéographiques.

C'est en me basant sur ce principe que j'ai attribué un âge miocène à la pénéplaine des Hautes Fanges. J'ai déjà examiné ce problème au cours de diverses publications ⁽¹⁾. Aujourd'hui,

(1) Voir : Les éléments géologiques déterminants du relief belge (*Acad. roy. de Belgique*, mém. in-8°, t. XIX, fasc. 2, 33 pages, 1941). — La pénéplaine ardennaise sur la planchette de La Gleize (province de Liège) [*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 66 (1942-1943), pp. 62-70, 2 fig.].

je possède des éléments nouveaux et je reprends l'examen de la question. Pour procéder à un exposé complet, je reprendrai les éléments dont je me suis servi antérieurement.

*
**

Si, de La Gleize on se dirige vers la Géronstère (Spa), on passe par Borgoumont, Cour, puis on prend un sentier à travers la Fange pour traverser la Vecquée vers la cote 555. En cet endroit, la pénéplaine est parfaite; la surface est uniforme, *quelle que soit la nature géologique du sol.*

Toujours en cet endroit, la Société de Spa-Monopole a fait forer un puits qui, de 7 m. à 8^m50 de profondeur, sous une épaisseur notable d'argile renfermant des silex, a rencontré des sables. Ce sont les sables du Rosier (2).

Quel est l'âge de ces sables? Comme on se trouve sous un amas de silex, on serait tenté de dire qu'ils sont crétacés, peut-être même antécétacés. Mais, si l'on considère la composition du Crétacé des provinces de Liège et de Limbourg, cette attribution d'âge devient peu vraisemblable.

En effet, dans la région, les transgressions crétacées de plus en plus importantes qui, au Maestrichtien, ont fini par recouvrir la Haute-Ardenne, se sont manifestées du Nord-Est au Sud-Est.

Elles débutent, il est vrai, par un facies sableux, celui des *sables d'Aix-la-Chapelle*, connu dans le Limbourg et dans le Nord-Est de la province de Liège. Mais c'est un facies sublittoral qui, s'il atteint 130 m. de puissance à Aix-la-Chapelle, se réduit à 10 m. à Waucumont, près de Herve. Il est rapidement dépassé en transgression par les assises marines et marneuses du Hervien (assise sénonienne de Herve, à *Actinocamax quadratus* et *Belemnitella mucronata* de la Légende générale de la Carte géologique détaillée de la Belgique, 1929.

L'attribution des sables du Rosier au Crétacé devient invraisemblable. A moins de les attribuer à un facies totalement inconnu, ce qui serait purement gratuit, on aboutit à une sorte d'énigme géologique. Cette énigme serait insoluble si nous ne disposions pas d'études plus précises. La première réside

(2) Je reprendrai plus loin la description géologique de ce puits, telle que l'a faite M. A. Grosjean. Au Service géologique de Belgique, elle est consignée sous le numéro 310 du dossier de la planchette de La Gleize. Je remercie M. Grosjean, chef de ce Service, qui a eu l'obligeance de m'autoriser à en prendre note et à en tirer tout le parti possible.

dans l'examen minutieux de ces sables par MM. de Magnée et Macar; la seconde dans l'examen géologique du puits par M. A. Grosjean.

*
**

En 1936, MM. de Magnée et Macar ont confirmé l'analogie des sables du Rosier et de Boncelles, analogie procédant de la recherche des minéraux denses. Ils ont signalé que « ces sables (du Rosier) contiennent tous les éléments répandus dans les sables marins fossilifères les plus voisins (sables chattiens de Boncelles) » (3).

Quant aux *sables de Boncelles* eux-mêmes, leur âge chattien avait été déterminé en 1907 par E. Vincent, grâce à une faune abondante recueillie par A. Rutot (4).

Admettons donc l'âge chattien des sables du Rosier. Cette attribution répond encore aux exigences de la paléogéographie, puisque la transgression oligocène est considérée comme la plus importante de l'ère tertiaire.

*
**

L'attribution des sables du Rosier aux sables chattiens de Boncelles a poussé l'étude lithologique jusque dans ses extrêmes possibilités, mais elle n'éclaire pas complètement le problème. Il reste à expliquer pourquoi ces sables tertiaires se trouvent sous une argile à silex. La description géologique du puits du Rosier par M. A. Grosjean nous en donnera l'explication. Je suis autorisé à la reproduire ici.

COTE DE L'ORIFICE : + 555 M.

« De 1 m. à 1^m50, argile grise, très homogène, ne contenant que de très rares silex à l'état d'éclats.

» De 1^m50 à 4^m30, observations impossibles.

» A 4^m30, argile panachée grise et verte, avec quelques grands silex présentant des faces éclatées.

» A 5^m30, empilement de grands silex quasi jointifs, emballés dans l'argile verte. La surface de ces silex est rognonneuse. Leur dimension atteint 50 cm.

» De 5^m30 à 7 m., observations impossibles.

(3) YV. DE MAGNÉE et P. MACAR, Données nouvelles sur les sables des Hautes Fagnes (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 59, 1936, pp. 263-285).

(4) In A. RUTOT, Un grave problème (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. 21, 1907; *Mém.* pp. 3-46).

» De 7 m. à 8^m50, sable fin, blanc, argileux, passant au sable roux, graveleux et même au gravier.

» De 8^m50 à 9^m35, cailloutis à éléments pugilaires (quelques cailloux céphalaires), mal roulés, emballés dans du sable grossier, limoniteux.

» Je n'y reconnais que des quartzites reviniens, noir bleuâtre avec cavités cubiques de pyrite altérée; mais il y a d'autres roches gréseuses, gris blanchâtre, très altérées. Lors du creusement, ce cailloutis était fortement cimenté en un poudingue très difficile à attaquer; sa couleur était brune. Au fond du puits on n'aperçoit pas encore la roche en place. »

Cette description montre deux choses importantes :

a) A 9^m35 de profondeur on n'avait pas encore atteint la roche en place;

b) Les sables du Rosier sont inclus dans une épaisse formation qu'on ne peut attribuer qu'à des éboulis ou à la solifluxion.

Dès lors, nous pouvons revenir au problème initial. Quel est l'âge de la pénéplaine des Hautes Fanges ?

Le fait de rencontrer des sables chattiens sous la pénéplaine indique que cette pénéplaine est d'un âge plus récent; le fait de les rencontrer dans un conglomérat d'éboulis ou de solifluxion indique qu'ils avaient été inclus dans un domaine continental suffisamment élevé pour les contenir et pour contenir du Crétacé. Tout a été enlevé par la dénudation qui a abouti à la formation de la pénéplaine.

En remontant la série des âges, la pénéplaine n'a pu se former au plus tôt qu'après le retrait de la mer oligocène.

D'autre part, j'ai montré qu'après la formation de la pénéplaine il y avait eu surélévation. Il s'est formé des ravinelements qui n'ont pas achevé leur cycle. Dans les régions anticlinales ils ont laissé la pénéplaine intacte.

Aujourd'hui, les vallées principales, telles que celle de l'Amblève, tronçonnent brutalement cette topographie ancienne sans être influencées par les ravinelements anciens. Les contacts de cette topographie ancienne et de la topographie récente sont d'une remarquable netteté (voir ces contacts entre La Gleize et Stoumont). La chose n'est possible que s'il y a eu surimposition, c'est-à-dire que s'il y a eu un recouvrement meuble dont les inégalités de surface ont donné lieu aux rivières actuelles.

On ne possède aucune indication permettant d'attribuer un âge miocène à ce recouvrement, puisque le Miocène se cantonne uniquement à la bordure nord du massif du Brabant. Par con-

tre, les kieseloolithes indiquent la probabilité d'une transgression pliocène. La formation de la pénéplaine des Hautes Fanges se placerait donc entre la régression oligocène et la transgression pliocène. Elle serait, en *ordre principal*, d'âge miocène.

*
**

Si nous examinons les choses de plus près, nous voyons qu'entre la régression de la mer oligocène et la transgression de la mer pliocène il s'est accompli une suite de phénomènes orogéniques et morphologiques. Les voici :

- a) Création d'un relief suffisant pour permettre la formation d'éboulis;
- b) Formation d'une pénéplaine au sein même de ces éboulis et du terrain voisin;
- c) Déformation épirogénique permettant l'établissement d'un nouveau cycle d'érosion;
- d) Ennoyage d'ensemble permettant l'invasion de la mer pliocène avant l'achèvement du cycle d'érosion.

Une telle série de phénomènes exige un temps considérable. Nous examinerons donc si les conditions paléogéographiques sont compatibles avec ce temps.

Les temps miocènes ont été fort longs, puisque d'importantes phases de la tectonique alpine datent de cette époque. Dans ses facies marins, le Miocène comprend le Burdigalien, le Vindobonien et le Pontien (5).

En Belgique, on ne rencontre que le Boldérien et l'Anversien. Le Boldérien appartient au Miocène moyen et correspondrait au Vindobonien, probablement au sous-étage helvétique (6). L'Anversien appartient au Miocène supérieur et correspondrait au Pontien. Ces deux étages sont cantonnés dans le Nord du pays, au Nord du massif du Brabant.

Ce court aperçu peut être confronté avec ce qu'on observe en Ardenne. L'absence complète de Miocène inférieur indique, pour la Belgique, une longue période d'émersion. En outre, l'absence en Moyenne-Belgique de tout indice de Miocène moyen et de Miocène supérieur fait supposer que la mer miocène n'a pas atteint l'Ardenne. Dès lors, on comprend qu'en dépit des

(5) Je me suis conformé à l'opinion de M. MAURICE GIGNOUX, qui range l'Aquitainien dans l'Oligocène (*Géologie stratigraphique*, 2^e édit., 1936, Paris, Masson et C^{ie}, p. 583).

(6) Voir aussi J. CORNET, *Géologie*. T. IV : *Géologie stratigraphique*, Mons, Leich, 1923, pp. 704 et 710.

quartzites cambriens du massif de Stavelot, roches résistant puissamment à l'érosion, la pénéplaine ait pu s'y établir. Commencée lors du retrait de la mer oligocène, elle fut surtout l'œuvre de la longue durée des temps miocènes.

J'insiste sur cette dernière observation. La régression oligocène a exigé du temps. Tandis que la sédimentation oligocène s'opérait encore au Nord, la pénéplanation commençait déjà au Sud. De même, les phénomènes continentaux se sont poursuivis au Pliocène avant l'arrivée de la mer dans les régions des Hautes Fanges. Les conclusions morphologiques que nous avons tirées de l'âge des sables du Rosier sont donc compatibles avec les données paléogéographiques.

Il n'en serait plus de même si les conclusions stratigraphiques de MM. de Magnée et Macar étaient controuvées. Je le juge invraisemblable, étant donné l'objectivisme de leurs recherches poursuivies indépendamment de toute idée préconçue; étant donnée aussi l'harmonie de leurs conclusions avec tout ce que l'on connaît de la Géologie belge.

Enfin, remarquons que les silex des Hautes Fanges se concentrent en des amas disséminés; mais, où on les rencontre ces amas sont épais et profonds et *ils ne forment aucun relief*. On peut parcourir la pénéplaine sur de grandes étendues sans les rencontrer. Cette concentration en quelques endroits, cette épaisseur montrent que ces silex ont tapissé des dépressions topographiques préexistantes, peut-être même des fonds de vallées.

Cette conception est encore cohérente avec les intéressantes recherches paléogéographiques poursuivies par M. Calembert dans le Condroz.

NOTE COMPLÉMENTAIRE. — Après cet exposé, M. A. Grosjean a émis l'opinion que les sables du Rosier représentent les vestiges du remplissage d'un orgue géologique. Cette interprétation jouit d'une priorité parce que M. Grosjean a examiné personnellement le puits.

L'interprétation de M. Grosjean n'est pas de nature à modifier de beaucoup mes conclusions. En effet, dans le Maestrichtien des Hautes Fanges, il y avait autre chose que du silex, il y avait surtout de la craie (tufeau de Maestricht). La craie a disparu, enlevée par la dissolution et par l'érosion. Les débris moins solubles se sont accumulés sur place et le contenu d'un orgue géologique s'est mêlé au silex. Même si l'on se range à l'opinion de M. Grosjean, la base de l'Oligocène se trouvait plus haut que la surface topographique actuelle, c'est-à-dire plus haut que la pénéplaine, qui ne peut être que postoligocène.

Malgré l'interprétation de M. Grosjean, faut-il abandonner complètement l'hypothèse d'une formation d'éboulis au sein d'une dépression topographique préexistante? Ce serait aller un peu loin. Voici pourquoi :

De 8^m50 à 9^m35, on a rencontré un important cailloutis d'éléments *mal roulés* et cimentés en un *poudingue*. Peut-être voudrait-on y voir le conglomérat de base du Crétacé. Avant de conclure en ce sens, il faut se souvenir d'une chose: En Moyenne-Belgique, la dénudation a enlevé une épaisseur considérable de sédiments tertiaires; ils contenaient des éléments assez volumineux et peu solubles, tels que les silex de leurs graviers de base. Ces graviers sont descendus sur place; ils forment des cailloutis de plateau et ont été repris par les graviers de terrasses. Ce phénomène est suffisamment connu; il a été étudié par Alph. Briart, par Em. Delvaux, par J. Cornet et par Maurice Leriche.

Or, cet important poudingue est inexistant à la surface de la pénéplaine. Il faut observer que la pénéplaine s'observe ailleurs qu'aux Hautes Fanges. Sans quitter la planchette de La Gleize, elle s'étend entre le Roannay, Coo et Stavelot; elle s'étend encore sur les hauteurs du Sud de l'Amblève. Dès lors, on a le choix entre deux hypothèses qui, en l'absence d'éléments nouveaux, restent des hypothèses :

a) La dénudation miocène avait été suffisamment poussée pour enlever tous les vestiges du cailloutis;

b) Le cailloutis est d'un âge encore indéterminé, compris entre la fin de l'ère primaire et la transgression maestrichtienne. Il résulte des érosions anciennes et s'est accumulé dans une dépression topographique assez limitée. Ceci rejoint ma première interprétation.

CONCLUSIONS.

1° La formation d'une pénéplaine miocène au sommet des Hautes Fanges interdit, pour les époques antérieures, toute recherche précise sur le relief ardennais. Nous possédons certains indices, mais ce ne sont que des indices. L'épaisseur considérable du conglomérat permien de Stavelot-Malmédy montre qu'à la fin des temps primaires l'Ardenne était très élevée. Il faut déjà un sérieux relief pour que l'érosion ait pu enlever une telle quantité de cailloux roulés, empruntés aux montagnes ardennaises.

Les amas de silex des Hautes Fanges indiquent qu'un certain relief existait au moment du retrait de la mer oligocène.

L'Ardenne postprimaire fut probablement un éternel recom-

mencement. Il y eut des périodes stables pendant lesquelles les pénéplanations ont été plus ou moins achevées sans nous laisser de traces. Mais l'activité épirogénique a toujours repris tandis que, sur le fond des vallées, l'érosion faisait apparaître des roches de plus en plus profondes.

2° Dorénavant, il faudra s'interdire de dessiner la trace d'une pénéplaine précrétacée passant par la base des amas de silex et rejoignant la surface topographique pour se confondre avec elle. Ces amas ne font pas saillie et rien ne démontre que ces vestiges de Crétacé sont en place.

3° L'hypothèse d'une transgression pliocène, nécessaire à l'interprétation morphologique de la haute Amblève, montre, si elle est démontrée, que les transgressions marines se sont étendues beaucoup plus loin que l'indiquent les faibles indices délaissés par la dénudation, comme les menus graviers.

A ce point de vue, les cartes paléogéographiques pécheront toujours par insuffisance.

Faille du Paléozoïque datée à l'aide de la faune pléistocène et des industries lithiques humaines,

par J. BAUDET.

Dans le compte rendu de l'excursion géologique du 23 mai 1936, MM. Camerman et Mortelmans citent à plusieurs reprises un accident tectonique à double fracture baptisé « Faille du Monelot » (1).

C'est en 1926 que M. Camerman signale pour la première fois sa présence au Nord d'une des carrières de Gaurain-Ramecroix, près Tournai (2).

A cette époque les auteurs font remarquer que cette faille affectant plus particulièrement le Dinantien ferait aussi ressentir ses effets dans l'Éocène.

Il n'est pas dans notre intention de reprendre l'étude du phénomène au point de vue paléozoïque. Le but de cette note est d'apporter, grâce aux observations qu'il nous a été donné de

(1) CAMERMAN, C. et MORTELMANS, J., Quelques points nouveaux de la tectonique du Tournaisis (*Bull. Soc. belge Géol.*, 1936, t. XLVI).

(2) CAMERMAN, C., Le gisement calcaire et l'industrie chauxière du Tournaisis (*Revue Univ. des Mines*, 6^e année, t. II, avril 1919).

faire, quelques éclaircissements au sujet de sa position chronologique possible. Il se présente sensiblement dans une direction E.-W. et forme limite entre la zone de calcaire homogène siliceux de Gaurain-Ramecroix situé au Sud et une vaste étendue de calcaire compact noir plus riche en CaO qui constitue le versant Nord du dôme paléozoïque.

Le massif primaire du Sud est recouvert d'une mince couche de loess récent et d'un cailloutis de base où l'on retrouve les vestiges remaniés des terrains préexistants (galets du Pliocène, concrétions siliceuses de l'Éocène et du Crétacé, parfois quelques fossiles).

Au Nord, à la surface du calcaire noir, on trouve un manteau épais de morts-terrains constitué en grande partie de Landénien continental à débris végétaux recouvert de Pléistocène et d'Holocène. Le point type pour examiner à loisir ces couches est la carrière de l'Yser située à la pointe N.-W. de la commune.

Le tracé de la faille en question modifie nettement le relief de la contrée et forme, comme le dit si bien M. Camerman, une véritable falaise de calcaire affleurant environ sur 500 m. Cette dénivellation accentuée du Paléozoïque, quoique atténuée par la présence de morts-terrains éocènes, pléistocènes et holocènes, se fait encore sentir fortement à la surface du sol. Ces caractères laissent supposer que l'accident tectonique est relativement récent. Cette déduction se trouve renforcée par la comparaison avec les autres failles à rejets importants et les grands plissements isoclyniaux du sommet du dôme qui ramènent les calcschistes de base à la surface⁽³⁾. Ceux-ci ont été complètement nivelés et ne laissent plus de traces dans le relief actuel du pays.

Le puits d'extraction des Cimenteries Bataille recoupe à la perpendiculaire la faille du Monelot. On peut y admirer le jeu de ses zones de friction.

Des travaux importants entrepris au début de l'année du côté Est de l'excavation nous ont permis d'observer la coupe suivante (fig. 1) :

- A. Calcaire compact homogène légèrement dolomitisé en A' avec cherts et céphalopodes (*Pericyclus princeps* DE KONINCK).
- B. Landénien : sable pulvérulent grisâtre calcareux et un peu glauconifère avec quelques débris végétaux.

(3) BAUDET, J., Observations nouvelles sur quelques points de la tectonique du Tournaisis (*Bull. Soc. belge Géol.*, 1939, t. XLIX, pp. 309-312).

- C. *Base du Pléistocène* : cailloutis de fragments anguleux de calcaire homogène et de cherts (silexite) provenant en grande partie de A' (nous avons recueilli des spécimens de *Pericyclus* dans le blocs les plus volumineux).
- D. *Pléistocène inférieur* : sable pulvérulent (emprunté au Landénien) avec éléments de quartz, dolomite, calcite, épidote, andalousite. Vers la base, partie plus cohérente plastique, calcareuse, où nous avons pu observer quelques éléments de zircon et grenat.
- E. Cailloutis de fragments anguleux de calcaire, galets pliocènes hydratés en surface (pellicule de cacholong et noyau avec quelques rares microorganismes), quelques cherts (silexite) et fragments d'une sorte de tuffeau siliceux avec éléments de zircon, épidote et andalousite.
- F. *Pléistocène supérieur* : sable à stratification entrecroisée, entrecoupée de parties à éléments plus ténus présentant un aspect argileux plastique.
Composition générale : grains de silice anhydre et hydratée, dolomite, calcite, épidote, staurolite, zircon, andalousite. Au total environ 23 % de CaO.
- G. Alluvions holocènes plastiques panachées de traînées limoniteuses de plus en plus chargées d'hydroxyde de fer vers la base (la limite entre F et G est formée par une zone de lapidification de sommet des sables F; cimentation par précipitation de silice colloïdale).
Les alluvions G, siliceuses en grande partie, laissent voir à l'examen pétrologique quelques éléments de grenat et zircon.
- H. Limon de pente jaunâtre composé de grains de silice anhydre et hydratée roulés — absence complète de CO^3Ca . — Quelques endroits de cimentation par silice colloïdale (4).

Nous sommes à la cote 42; soit entre la haute et la moyenne terrasse.

La coupe se présente dans une direction N.-S.

Au point de vue paléontologique voici la succession que nous avons rencontrée :

Les bancs supérieurs de A' nous fournirent, comme nous l'avons signalé précédemment, des céphalopodes (*Péricyclus princeps* D. K.); en B nous avions quelques débris végétaux; en D, quelques Foraminifères remaniés; la rouche E renfermait des ossements de *Cervus Megaceros* (*Megaceros hibernicus* Owen) — deux squelettes différents qui devaient être à peu près complets lors de leur découverte — et des silex taillés d'un facies local du Levalloisien VII de Breuil; la

(4) Nous n'avons pu terminer, ni pousser à fond, l'examen pétrologique à cause de notre déplacement dans les laboratoires du Musée royal d'Histoire naturelle.

couche H a donné quelques silex néolithiques; idem dans la couche G.

L'ensemble de la faune et de l'industrie du cailloutis É date de la fin de l'interglaciaire post-Würm (fin Diluvial moyen), soit avant la période froide aurignacienne du Diluvial récent.

Le massif A' s'est soulevé de quelques mètres par rapport à la partie paléozoïque centrale A.

L'angle formé par le rejet de cette masse primaire subsiste d'une façon bien apparente au milieu des sédiments pléistocènes et holocènes. De chaque côté de l'éperon rocheux ainsi formé s'est déposé le cailloutis E à *Cervus Magaceros*. Celui-ci

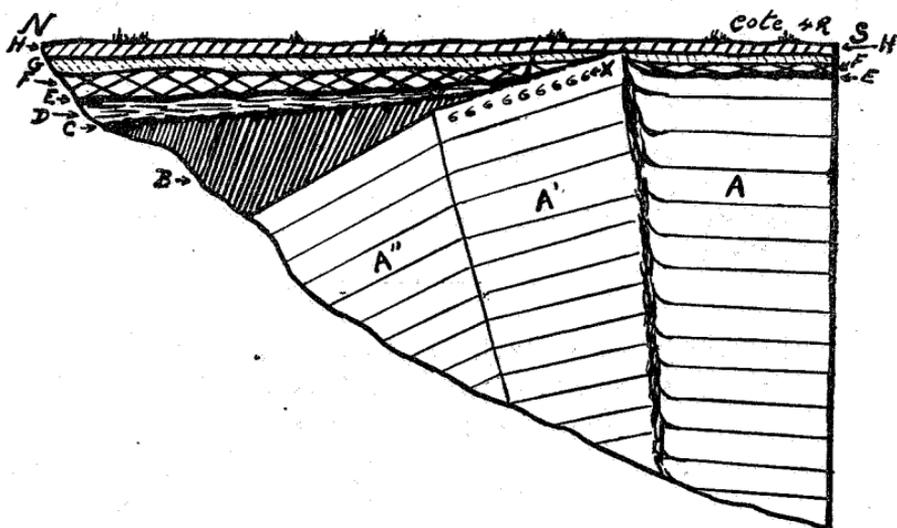


FIG. 1. — Coupe observée en janvier-février 1944 sur la paroi orientale de la carrière Bataille à Gaurain-Ramecroix, près de Tournai.

étant à son tour surmonté du sable F à stratification entrecroisée.

La pointe rocheuse du massif A' pénètre dans la couche d'alluvions holocènes G pour atteindre la partie moyenne du limon de pente H.

A la carrière du Monelot il avait été constaté que la faille affectait l'Éocène. Dans la coupe que nous venons d'étudier il paraît évident que les dernières phases de l'accident tectonique datent de l'époque où se sont déposés les sédiments pléistocènes. Voici les éléments qui servent à étayer cette thèse :

1° L'éperon rocheux formé par le rejet de la masse A' n'a subi qu'une très légère érosion;

2° Les cailloutis E et C sont composés en grande partie d'éléments calcaires anguleux qui n'ont subi qu'un léger déplacement;

ment, on y trouve, en effet, des éléments paléontologiques provenant de l'extrême sommet du massif A'.

3° Des éléments de la faune pléistocène et d'industries humaines ont été retrouvés dans le cailloutis E, de part et d'autre de la crête A.

Ces indices semblent confirmer que la dernière phase de ce phénomène tectonique s'est accomplie aux environs de la fin de l'interglaciaire post-Würm (soit un peu avant, soit un peu après le dépôt du cailloutis contenant des indices de la présence de nos ancêtres. Les strates sableux F marquent probablement le début du refroidissement de la période postérieure.

La couche G doit s'être déposée au moment de crues du cours d'eau voisin et le niveau H a été emprunté presque certainement au loess récent des pentes voisines.

L'ensemble des observations que nous venons de faire se rapporte à un des rares phénomènes de la tectonique quaternaire de la vallée du moyen Escaut qui ont été examinés.

Il nous a semblé utile d'en signaler la présence et d'en relever les caractères.

Observations sur les structures cone-in-cone du Trias et du Jurassique de la Lorraine,

par MARCEL-E. DENAEYER.

INTRODUCTION.

Dans une communication faite à la séance de janvier 1942 et publiée en 1944 (1), j'ai décrit des cone-in-cône carbonatés provenant des marnes toarciennes (niveau de Grandcourt), de la région de Saint-Mard, au Sud de Virton.

L'existence de ces accidents pétrographiques en Lorraine belge paraît être un fait nouveau. Nous allons voir qu'ils sont fréquents en Lorraine française.

Au cours d'un séjour à Nancy, en août 1942, j'ai eu la bonne fortune de visiter un gisement de marnes toarciennes (à Ludres, au Sud-Ouest de Nancy), où j'ai récolté de nombreuses plaquettes d'un calcaire fibreux à structure cone-in-cone. De plus, j'ai pu examiner quelques belles plaques assez épaisses offrant la même structure, exposées dans les collections de Paléontologie de l'Institut de Géologie appliquée de la Faculté des Sciences de Nancy. Ces dernières proviennent des formations toarciennes de They-sous-Vaudémont et de Chaligny, sur la Moselle. Dans les trois localités précitées, plaques et plaquettes portent sur une de leurs faces des valves dépareillées d'Inocérames.

Les structures cone-in-cone semblent donc assez répandues dans le Toarcien des régions lorraines. Elles paraissent y avoir été signalées pour la première fois, en 1883, par M. A. Braconier (2), mais sans indication de gisement.

Un jeune géologue nancéen, M. Pierre Maubeuge, qui étudie la stratigraphie détaillée de la Lorraine et qui m'a aimablement piloté sur le terrain en 1942, a bien voulu s'intéresser à la question et a eu l'obligeance de me faire parvenir un matériel

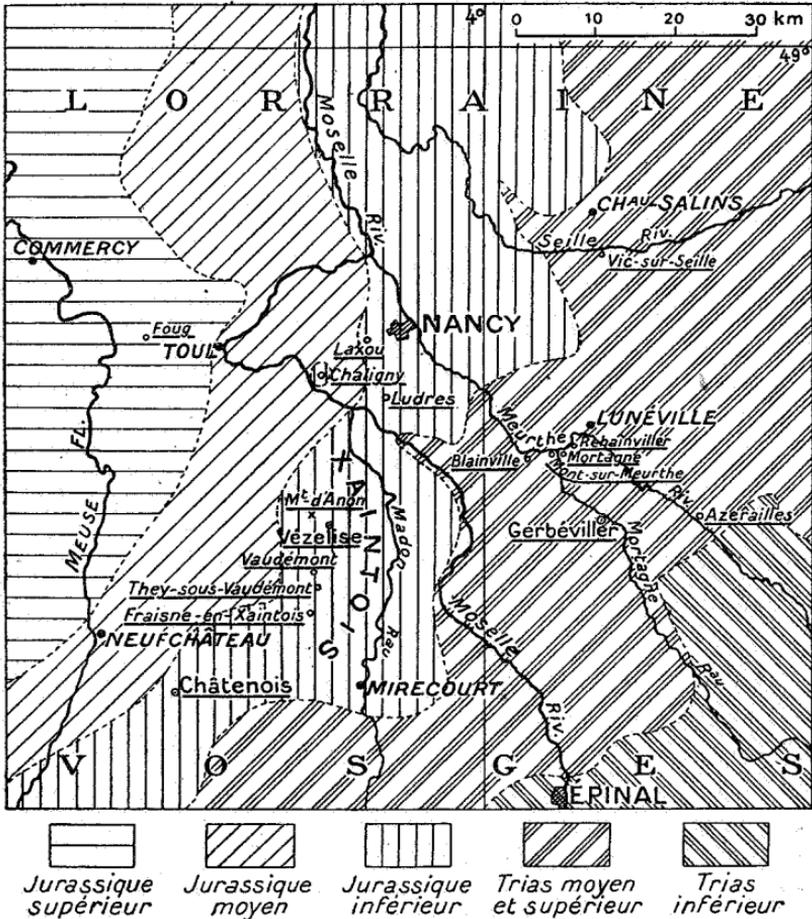


FIG. 1.

d'étude fort abondant extrait, non seulement des couches toarciennes, mais encore de divers autres horizons stratigraphiques du Jurassique et du Trias. La majorité des gisements est cependant distribuée dans le Toarcien et le Muschelkalk. La liste ci-dessous mentionne les localités d'où les échantillons proviennent et le croquis ci-joint les situe (fig. 1). Ce dernier

indique, en outre, deux localités (Mortagne, Rehainviller) citées par le géologue Briquel, de Lunéville, dans des notes inédites qui m'ont été communiquées par M. Maubeuge.

JURASSIQUE.

Oxfordien : Foug.

Toarcien : Ludres, Laxou, Chaligny, mont d'Anon, They-sous-Vaudémont, Fraisine-en-Xaintois, Châtenois.

TRIAS.

Keuper moyen : Vic-sur-Seille.

Muschelkalk : entre Blainville et Mont-sur-Meurthe, Mortagne, Rehainviller, Gerbéviller, Azerailles.

Ajoutons que M. A. Bonte a signalé récemment des cone-in-cone dans le Pliensbachien des Ardennes (3) et que L. von Werveke a figuré un lit de « nagelkalk » (1) dans une coupe du Lias du Nord du département de Meurthe-et-Moselle. Ce lit est interstratifié dans le Sinémurien supérieur (4).

J'ai décrit de façon détaillée une bonne partie des spécimens provenant des récoltes de M. Maubeuge, ainsi que les plaques de l'Institut de Géologie appliquée, dans un Mémoire qui vient de paraître à Paris (5). Aussi insisterai-je particulièrement, dans la présente Note, sur des considérations d'un ordre plus général.

CARACTÈRES MICROSCOPIQUES DES CONE-IN-CONE LORRAINS.

La trame de tous les spécimens examinés en lames minces est formée de calcite. Comme celle qui constitue les cone-in-cone de Saint-Mard, cette calcite est strontianifère. Mais ce caractère n'est pas particulier aux cone-in-cone. Tous les sédiments calcaires de la région de Nancy sont plus ou moins riches en strontium.

A la calcite sont associées, en ordre principal, des phyllites rubéfiées et des impuretés ferrugineuses. Les premières constituent les enveloppes des cônes et les secondes pigmentent la trame.

Du point de vue structural, le dessin des cônes élémentaires est toujours net, mais les cônes-enveloppes sont relativement peu fréquents, quoique, dans certains cas, très bien développés; d'où l'aspect macroscopique fibreux dominant de la tranche des échantillons.

(1) Traduction de l'expression « calcaire à clous » qu'on emploie parfois pour désigner les calcaires à structure cone-in-cone.

Les modes de cristallisation de la calcite se rangent, en général, dans les deux catégories de structure que j'ai décrites antérieurement : la structure fibroconique (6, p. 500, pl. II, 7) et la structure cunéiforme (1). A ces deux types s'associent, accessoirement, deux variétés que j'ai désignées sous les noms de structure en chevrons et de structure fibroconique coiffée (5, 7). Voici les définitions de ces quatre modalités, définitions rapportées aux sections axiales des cone-in-cone carbonatés.

STRUCTURE FIBROCONIQUE (fig. 2). — Les cônes élémentaires, très aigus et allongés, se composent de fibres grêles de calcite, à allongement négatif, se succédant en relais et s'éteignant suivant des directions oscillant en moyenne entre l'axe des cônes et leur génératrice. Ces fibres ne dépassent pas l'enveloppe du cône dont elles font partie.

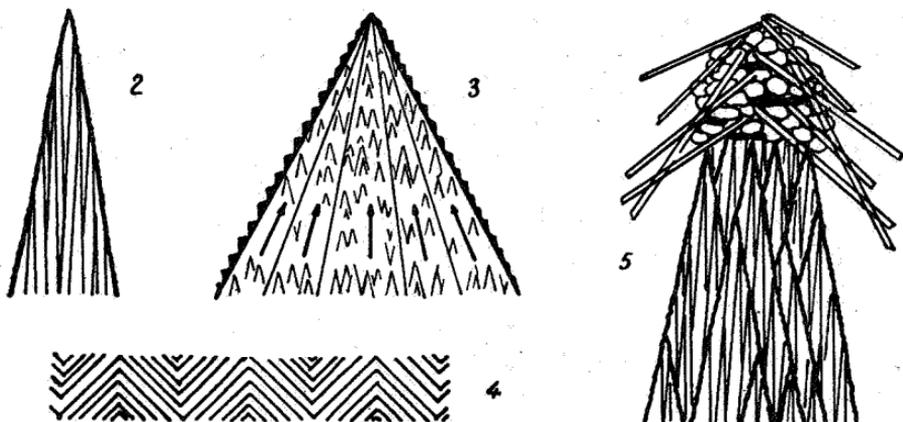


FIG. 2 à 5.

FIG. 2. — Structure fibroconique.

FIG. 3. — Structure cunéiforme.

Les flèches indiquent l'orientation optique des coins.

FIG. 4. — Structure en chevrons.

FIG. 5. — Structure fibroconique coiffée.

En noir : paillettes de phyllite.

STRUCTURE CUNÉIFORME (fig. 3). — Un cône-enveloppe, en général limité par un film à gradins, se compose de plusieurs plages de calcite d'allure cunéiforme; les « coins », plus ou moins allongés, possèdent une individualité optique propre; leur allongement est négatif et les extinctions se font approximativement suivant l'axe du cône-enveloppe dans le coin central, et, dans les coins latéraux, suivant les génératrices des cônes emboîtés successifs. Chaque plage cunéiforme se compose d'une collection de cônes élémentaires dont le dessin est souligné par des

files d'impuretés. Trait essentiel : tous les cônes élémentaires de toutes les plages cunéiformes sont axés sur le cône-enveloppe principal. *L'orientation géométrique des cônes élémentaires est donc indépendante de l'orientation optique des plages cunéiformes.*

STRUCTURE EN CHEVRONS (fig. 4). — Il s'agit de minuscules baguettes de calcite inclinées d'environ 45° sur l'axe des cônes. Les chevrons sont emboîtés et constituent une bande mince d'un millimètre au plus, à la surface de certains échantillons (Ludres, Laxou).

STRUCTURE FIBROCONIQUE COIFFÉE (fig. 5). — Les faisceaux de fibres sont surmontés d'espèces de coiffes formées de calcite grenue entremêlée de fibres grêles ou de baguettes de calcite disposées en chevrons (Blainville Mont-sur-Meurthe).

Cette dernière structure est très voisine de celle que j'ai décrite dans les cone-in-cone de la Lufubu (6, p. 503, pl. II, 6 et 9), où il existe des coiffes de calcite grenue juchées au sommet de cônes de second ordre à structure fibroconique. Les grains en sont orientés de façon quelconque et mêlés de paillettes de phyllite (chlorite) posées à plat (on en observe aussi quelques-unes dans l'échantillon de Blainville Mont-sur-Meurthe). Par contre, les fibres de calcite en sont absentes.

On se tromperait en prenant les définitions ci-dessus dans un sens trop strict. Dans la réalité, les choses sont souvent loin d'être aussi schématiques, comme en témoigne l'exemple précédent. Il peut y avoir, notamment, passage de la structure cunéiforme à la structure fibroconique lorsque les coins sont très allongés ou très aigus; toutefois, en ce cas, l'indépendance de l'orientation optique des éléments de calcite et de l'axe des cônes élémentaires décide encore du type structural (Laxou). Dans un autre cas, la structure fibroconique n'est plus très distincte et les extinctions des fibres se propagent de proche en proche, à la façon d'une moire (Ambodimendrazy, Madagascar) (5).

CARACTÈRES MACROSCOPIQUES DES CONE-IN-CONE LORRAINS.

Les caractères macroscopiques des plaques et plaquettes à structure cone-in-cone de la Lorraine sont instructifs en ce qui concerne les relations possibles de ces objets avec les sédiments encaissants. J'envisagerai ces relations dans les conclusions de cette Note.

1. — Dans leur grande majorité, plaques et plaquettes présentent, sur une des faces, une ornementation formée de mamelons circulaires, plus ou moins étendus, plus ou moins saillants. Ces mamelons peuvent être composés eux-mêmes de mamelons plus petits étagés en gradins (photos 1 et 3). En dernière analyse, chaque mamelon se résout en une multitude de minuscules protubérances qui ne sont autre chose que les extrémités des fibres ou des coins de calcite, parfois terminés par des facettes de rhomboèdre (6, pp. 496 et 497); d'où l'aspect chagriné ou pustuleux des surfaces mamelonnées.

Cette structure mamelonnée, qui a un peu l'apparence de la « pierre à liards », est absolument générale et j'en ai fait mention dans presque toutes mes descriptions de cone-in-cone carbonatés. Elle existe avec des caractères analogues dans les cone-in-cone siliceux. Stratigraphiquement parlant, elle peut se manifester indifféremment sur la face supérieure (photo 3) ou inférieure (photo 1) des échantillons, ou sur les deux faces à la fois.

La photo 1 montre aussi que certains mamelons peuvent dépasser le niveau général. En outre, on constate encore (photos 1 et 3) l'existence de bourrelets plus ou moins accentués, porteurs de mamelons, se raccordant au niveau de la surface par des gradins minuscules.

2. — L'aspect de la photo 2 correspond à autre chose. Il ne s'agit plus, ici, de mamelons, mais de cônelets parfois isolés plus généralement caulescents et alignés, se dressant sur une surface ondulée. L'ensemble rappelle « la topographie d'un massif montagneux fortement érodé » (5). La surface est parsemée de fins débris de coquilles et, en certains points, elle porte de fines stries de glissement visibles à la loupe seulement.

Il n'est pas sans intérêt d'ajouter que l'aspect qui vient d'être décrit est celui de la face supérieure du spécimen dont la photo 1 représente la face inférieure.

3. — La surface reproduite par la photo 4 répond à quelque chose de différent encore. Cette surface ne porte pas de mamelons proprement dits, mais présente un aspect assez semblable à celui de vaguelettes alignées comme en produit le clapotis de l'eau, avec cette nuance que la crête des ondulations est aplatie. Sur cette surface font saillie de curieuses nervures arborescentes ou disposées en relais. A la loupe, la surface de ces nervures est granuleuse et l'on en devine la nature fibreuse.

La face opposée de cette plaque porte des mamelons normaux; elle est assez semblable d'aspect aux photos 1 et 3 (2).

4. — Enfin, la photo 3 montre un galet de calcaire blanc pulvérulent légèrement enfoncé sous la surface de la plaque. Ce galet est presque transversal à la direction d'un bourrelet et celui-ci le contourne de toutes parts.

INTERPRÉTATION DES FAITS.

A maintes reprises, j'ai exposé mon opinion sur les forces mises en jeu dans l'acquisition de la structure cone-in-cone et je crois avoir versé au dossier de ce problème de sérieux arguments en faveur de l'hypothèse d'une *déformation plastique de roches primitivement vaseuses sous l'effet de tractions exercées par des déformations différentielles de couches encaissantes plus rigides*. Je me bornerai à renvoyer le lecteur à mes Notes reprises sous les numéros 1, 5 (Introduction), 9 et 10 et à rappeler l'essentiel de ces arguments.

Cet essentiel repose tout entier sur des observations micrographiques et des expériences de reproduction. Il consiste dans les faits suivants que je range par ordre d'importance :

1. — Existence d'une structure en gradins ou en houppes des enveloppes phylliteuses des cônes, structure dont la genèse peut être suivie et expliquée pas à pas, *a*) par la segmentation progressive avec glissement ou, *b*) par l'exfoliation avec entraînement, de ces enveloppes primitivement planparallèles (1 et 10).

2. — Existence de la structure en chevrons des paillettes de phyllite disséminées dans la matrice des cônes schistomicroquartziteux (8).

3. — Orientation optique des fibres ou coins qui forment les éléments minéralogiques constitutifs de la matrice des cônes carbonatés (1 et 6).

4. — Indépendance relative de l'orientation géométrique des cônes élémentaires, axés sur les cônes principaux, et de l'orientation des cristaux cunéiformes de calcite qui les englobent, optiquement axés sur les génératrices des cônes carbonatés (1 et 5).

(2) La face opposée de l'échantillon figuré par la photo 3 est légèrement pustuleuse. Je possède aussi un spécimen dont une des faces est complètement lisse.

5. — Possibilité d'imiter expérimentalement les caractères macroscopiques de la structure cone-in-cone, ainsi que la structure microscopique en chevrons des minéraux phylliteux.

Dans la présente Note, je voudrais apporter quelques arguments d'un tout autre ordre en faveur de ma thèse.

1^o Arguments morphologiques.

On ne peut se défendre de comparer le modelé si curieux de la surface des plaques de cone-in-cone, décrit plus haut et figuré par les photos 1 à 4, avec l'aspect qu'offrirait, après décollement, la surface d'une masse plastique ayant adhéré à un corps rigide.

Cette impression est-elle légitime ?

L'examen des propriétés physiques globales des vases (et de beaucoup d'argiles) peut nous éclairer.

Les travaux poursuivis par M. J. Bourcart et ses collaborateurs au Laboratoire de Géographie physique et de Géologie dynamique de la Sorbonne sont fort intéressants à cet égard.

D'après MM. J. Bourcart et Cl. Francis-Bœuf (12), la vase est une roche « mi-liquide, mi-solide, collante, visqueuse » comportant une fraction minérale pulvérulente (partie inerte : quartz, calcite, phyllite) et un liant constitué par de petits agrégats colloïdaux ferro-humiques (partie active) dont la proportion — très variable — peut atteindre 20 %. Les propriétés des vases semblent dépendre essentiellement de ce liant et de la structure intime de l'ensemble.

La *plasticité* de la vase, comme des autres ensembles meubles, peut se définir comme l'intervalle entre les deux teneurs en eau pendant lequel « un déplacement réciproque des grains, c'est-à-dire une déformation sans retour élastique et sans rupture de continuité de l'ensemble est possible... Dans l'intervalle de plasticité, les déformations s'arrêtent quand cessent d'agir les efforts ».

La vase est une suspension concentrée qui se comporte comme un liquide rigide. De sa *rigidité* — propriété mesurable — dépend « sa grande adhérence qui fait que l'effort nécessaire pour se dévaser est considérable » (3).

Une troisième propriété consiste dans la *thixotropie* « qui détermine l'enfoncement d'un objet dans la vase d'autant plus

(3) La vase possède aussi une certaine viscosité. Mais, d'après M. J. Duclaux (13, p. 17), la mesure de cette propriété n'a pas de signification, car elle entraîne la désorganisation de la structure.

facilement que l'agitation est plus grande ». Cet objet « liquéfie, en somme, la vase sur son passage et on peut, peut-être, s'expliquer ainsi la présence dans les vases, à certains niveaux, de galets inclus ».

Une dernière propriété est la *compressibilité* de la vase; la compression faisant disparaître l'eau incluse, « la vase n'est à aucun degré élastique ».

On voit clairement la valeur explicative de ces propriétés dans l'interprétation des particularités des surfaces figurées des cone-in-cone lorrains.

Ces particularités s'expliquent aisément si la structure cone-in-cone est le résultat de la déformation plastique, par traction, d'une vase douée de plasticité et de rigidité. Elles s'expliquent par la grande adhérence de la vase originelle aux sédiments encaissants.

Le cas normal qui se présente lors du décollement semble être celui où il y a production d'une surface mamelonnée. Chaque mamelon correspond à la base d'un cône interne de $n^{\text{ième}}$ ordre. Il y aurait eu déboîtement partiel ou, plutôt, différentiel de ce cône, déboîtement déterminé par l'existence d'enveloppes phylliteuses constituant des plans de glissement facile. La mesure du déboîtement maximum serait la flèche du mamelon. Les glissements internes différentiels du cône trouveraient aussi leur mesure dans l'écartement des gradins des diverses enveloppes emboîtées. Telle est l'idée que je me fais de la genèse de la structure mamelonnée elle précise l'ébauche que j'en ai donnée récemment (5).

Si cette interprétation est correcte, on ne s'étonnera pas du fait que certains mamelons dépassent le niveau général de la plupart des autres (pl. I, photo 1). La surface de la roche encaissante en contact avec la vase ne pouvait être une surface parfaitement lisse, ni complètement homogène. Dans ces conditions, l'adhérence en chaque point devait subir de petites variations. C'est évidemment aux points où cette adhérence était maxima que les mamelons les plus saillants ont eu le plus de chance de se produire.

Quant aux bourrelets des photos 1 et 3, il faut les rapprocher des nervures arborescentes ou en relais de la photo 4. L'aspect de ces dernières est très caractéristique et rappelle bien des figures de décollement que l'expérience quotidienne met sous nos yeux. On sait bien que pour décoller un couteau appliqué à plat sur du beurre ou du savon mou, ou pour retirer le pied

d'une boue collante, il ne faut pas exercer une traction normale; l'effort à produire est moindre si l'on prend un point d'appui pour provoquer l'ouverture en coin des deux surfaces adhérentes. C'est ce qui s'est produit, semble-t-il, dans le cas représenté par la photo 4. Nous ferons valoir, dans le paragraphe suivant, des arguments en faveur de l'origine tectonique des cone-in-cone. Le gauchissement des couches géologiques au contact d'une vase plastique et y adhérant donne la solution du problème.

J'ai obtenu expérimentalement des figures de décollement très semblables à celle de la photo 4 en comprimant une pâte d'argile plastique entre deux glaces, puis en provoquant l'ouverture en coin de ces deux glaces — très adhérentes — en introduisant au besoin la pointe d'un couteau entre leurs bords.

Dans ces expériences, la résultante des efforts de traction se traduisait souvent par un glissement d'une des glaces par rapport à l'autre. Or, j'ai signalé antérieurement l'existence d'un rebroussement dans un banc de cone-in-cone interstratifié dans les schistes arénigiens de la tranchée de Sart-Bernard (province de Namur) et j'ai attribué cette anomalie à un déplacement relatif des parois encaissantes dans le sens longitudinal (8, pp. 319 et 324, pl. II, ph. 18). J'attribue maintenant à la même cause l'obliquité des cônes du phyllade noir du Siegenien métamorphique de Morhet (Ardenne belge) que j'ai décrit, jadis, dans ce *Bulletin* (14).

On peut expliquer de la même façon l'aspect général de la surface de l'échantillon figuré par la photo 4 (vaguelettes à crêtes aplaties). Il s'agirait d'une surface d'abord mamelonnée, déformée ensuite (et avant lapidification) par le glissement de la couche en contact, avec écrasement des mamelons. Le décollement se serait achevé avec production de nervures. Cette seconde phase du décollement aurait été presque simultanée, puisque les extrémités des plus petites nervures se confondent avec les crêtes des « vaguelettes ».

Reste à interpréter l'aspect de la surface représentée par la photo 2. Il s'agit ici, non pas de mamelons, — bases des cônes, — mais de l'extrémité apicale des cônes. Il faut surtout retenir ce détail qui échappe à première vue : les parties d'apparence lisse de la surface portent de fines stries de glissement, toutes orientées dans le même sens et visibles à la loupe seulement. Il semble donc qu'il y ait, ici encore, combinaison de deux mouvements : déplacement relatif longitudinal de la roche encaissante au contact de la vase et décollement avec production de cônes-

lets isolés ou coalescents et groupés en bourrelets. Dans ce cas-ci, le glissement se serait produit en premier lieu et le décollement se serait effectué après. Le fait qu'il se soit produit des cônelets plutôt qu'un déboîtement différentiel aboutissant à la formation de mamelons est peut-être en relation avec l'indice de plasticité de la vase.

Enfin, la présence du galet blanc légèrement enclavé dans le spécimen, photo 3, traduit probablement la propriété thixotropique de la vase correspondante : ce galet apporté par un courant, un poisson ou toute autre cause, se serait faiblement enlisé en tombant sur le banc de vase. Sa position oblique, presque transversale par rapport à la direction générale des bourrelets, prouverait, si cela était nécessaire, que ces derniers ne sont nullement dus à des phénomènes d'écoulement. Le bourrelet qui entoure le galet constitue une espèce d'empâtement d'un bourrelet longitudinal; il a donc dû se produire également dans la phase de décollement. Le fait que la surface supérieure du galet dépasse le niveau général de la surface de la plaque n'est pas un obstacle à cette interprétation, car le sédiment surincombant s'est évidemment moulé sur ce galet.

2° Arguments tectoniques.

Dès le début de mes investigations j'ai suggéré « qu'un simple gauchissement des couches géologiques ou la formation d'un pli à grand rayon de courbure peut suffire à créer, localement, des conditions favorables à la décompression » (11) et, partant, au déclanchement des forces de traction susceptibles de déformer coniquement des couches plastiques interstratifiées. Il se conçoit que de telles déformations ont dû précéder la lapidification de ces couches plastiques et être, par conséquent, pénécotemporaines de la sédimentation.

Or, que savons-nous de la tectonique tangentielle des couches de couverture en Lorraine ? Il suffit d'ouvrir l'ouvrage classique de Paul Lemoine sur la *Géologie du Bassin de Paris* (15), de parcourir les Mémoires de M. Lucien Cayeux, dont les conclusions générales sont résumées dans son dernier opuscule sur les *Causes anciennes et causes actuelles en Géologie* (16), ou de consulter la thèse toute récente de M. Antoine Bonte (17) pour savoir qu'au cours du dépôt des terrains secondaires de la Lorraine il s'est produit des « ruptures d'équilibre », des « rideaux des fonds sous-marins », des « plis de très faible amplitude contemporains de la sédimentation ». Des faits analogues ont d'ailleurs été signalés ou étudiés dans le Bassin de Paris

dès 1875 par Hébert, puis en 1890 par Dollfus, par Marcel Bertrand en 1892, Munier Chalmas en 1900 et par bien d'autres géologues moins illustres quoique de très grand mérite.

Alors, que conclure ? sinon que *les formations secondaires de la Lorraine présentent toutes les conditions présumées favorables à la formation des structures cone-in-cone*, pour autant que des dépôts plastiques — vraisemblablement des vases — aient pu s'installer sur le fond des eaux au cours de la sédimentation.

Et que voyons-nous, en effet ? Que la Lorraine est en passe de devenir une région classique pour l'étude des cone-in-cone, tout comme le sont le Lias et les Coal Measures d'Angleterre ou le Pennsylvanien et le Comanchien du Kansas.

Remarquons que le Lias de la côte sud de l'Angleterre a été le siège — comme le Trias et le Jurassique lorrains — de plissements de faible amplitude. Il faudrait naturellement examiner si des conditions analogues sont réalisées par d'autres formations subhorizontales renfermant des cone-in-cone, avant de généraliser l'exemple de la Lorraine et du Lias d'Angleterre.

Si, comme le postule ma théorie, la genèse des cone-in-cone est pénécotemporaine du dépôt des sédiments qui les encadrent, l'étude des couches fortement dérangées, riches en cone-in-cone, comme les formations houillères ou siluriennes, serait loin d'être aussi instructive, car il faudrait pouvoir reconstituer avec certitude les mouvements précurseurs du paroxysme orogénique qui les a redressées ou charriées. Et alors, on ne pourrait guère se baser que sur des changements de facies. Il ne serait toutefois pas impossible d'arriver, même en ce cas, à des conclusions fort intéressantes et l'on voudrait citer, à ce sujet, la plus grande partie du beau mémoire de M. P. Pruvost : *Sédimentation et Subsidence* (18).

Tout en reconnaissant donc que la question nécessiterait un examen approfondi, et sous bénéfice d'inventaire, je crois qu'on pourrait dès à présent admettre que *l'existence de roches à structure cone-in-cone est l'indice de déformations de faible amplitude pénécotemporaines du dépôt des sédiments qui les encadrent*.

3° Vases actuelles et cone-in-cone.

Si les roches à structure cone-in-cone représentent réellement d'anciennes vases, on peut s'attendre à trouver des similitudes chimiques, minéralogiques ou granulométriques entre les cone-in-cone et les vases actuelles. Mais, dans les rapprochements qu'on pourra faire, il y aura évidemment lieu de faire la part

des modifications éprouvées par les cone-in-cone depuis leur genèse jusqu'à leur état actuel.

Le parallèle que je vais tenter d'ébaucher sera très vague, et pour cause. Devant l'impossibilité actuelle de consulter les travaux des centres de recherches ou d'expérimenter personnellement, je devrai me limiter, en ce qui concerne les vases, aux rares données de l'excellent opuscule de MM. J. Bourcart et Cl. Francis-Bœuf, déjà cité (12). En ce qui concerne les cone-in-cone, les données utiles font défaut dans la littérature scientifique et je suis réduit à mes propres moyens, c'est-à-dire aux analyses micrographiques ou chimiques portant sur le matériel de mes études antérieures ou encore inédites.

Les relations possibles entre les deux catégories de roches sont résumées dans le tableau ci-contre. Les localités citées sont

VASSES.

Composition et granulométrie de la partie inerte.

Phase sableuse :

Grains : $< 0^{mm}2$; $> 0^{mm}02$.

Minéraux : quartz, calcite.

Organismes non fragmentés : Diatomées, Foraminifères, spicules d'Éponges.

Phase poudre :

Grains : $< 0^{mm}02$; $> 0^{mm}001$.

(Peut atteindre 80 %.)

Minéraux : quartz, calcite, phyllites, globules de calcédoine (suivant la composition du bassin versant).

Organismes : fragments de spicules d'Éponges, Coccolites.

CONE-IN-CONE.

Composition et granulométrie.

Phase sableuse.

Minéraux :

Quartz :

Saint-Mard : 3 % (gr. de $0^{mm}01-0^{mm}09$).

Lufubu : rare.

Calcite : ? (recrystall. orientée).

? (recrystall. orientée).

Organismes : néant.

Phase poudre.

Minéraux :

Quartz % :

Morhet 53 (gr. moy. $\sim 0^{mm}01$).

Sart-Bernard. 61,6 (gr. extr^t fin).

Statte 71,6 (gr. extr^t fin).

M^{me} Noire (domine) (gr. extr^t fin).

Calcite % ? (recrystall. orientée) :

Saint-Mard 8.

Flémalle-Haute 77.

Lufubu 91.

Phyllites % (partout présentes) :

Saint-Mard 8.

Lufubu 9 (quartz+phyll.).

Morhet 34.

Sart-Bernard ... 30.

Organismes : néant.

celles qui figurent dans l'ouvrage de MM. Bourcart et Francis-Bœuf, pour les vases, dans mes travaux, pour les cone-in-cone (outre les travaux déjà cités, voir 19).

VASSES.

Composition de la partie active (liant ferro-humique).

Phase suspensoïde :

Grains : $< 0^{mm}001$; $> 0^{mm}0001$.
(Peut atteindre 20 %.)

1° Complexe ferrugineux.

(Comprend le fer fixé par les ferrobactéries sous forme d'hydrogel de FeS. Celui-ci évolue ensuite, soit en hydrate ferrique, soit en pyrite [en présence de H_2S]):

Fer total % :

Penzé (estuaire)	1,5-3,1.
Loire (estuaire)	2,85.
Poto-poto de Guinée	5,5.
Bou-Regreg (estuaire)	6,5-7,3.

2° Complexe organique.

(La matière organique totale représente 2 à 20 %.)

Carbone % :

Penzé (estuaire)	2,36-4,1.
------------------------	-----------

Rapport C/Fe :

Penzé	1,30.
Loire	1,35.
Bou-Regreg	0,50.

CONE-IN-CONE.

Teneurs en fer et en carbone.

Phase suspensoïde : pigments ferrugineux et charbonneux (?).

Teneurs en fer total % :

Cone-in-cone carbonatés :

St-Mard (Jurassique). 0,50.	
Zone à <i>Lithoceras jurense</i> (in BRACONNIER)	
(Jurassique)	2,87 (Fe+Mn).
Lufubu (couches du	
Lualaba)	1,44.
Flémalle-Haute (Houil-	
ler)	2,87.
Baulet (Houiller)	6,20.
Gives (Houiller)	8,05.

Cone-in-cone siliceux :

Statte (Silurien)	2,55.
Sart-Bernard (Silu-	
rien)	5,40.
Morhet (Siegenien mé-	
tamor.)	5,13.

Teneurs en carbone % :

Saint-Mard	0,81.
Flémalle-Haute	0,94.
Baulet	1,05.
Gives	0,95.
Statte	0,91.

Rapport C/Fe :

Saint-Mard	1,62.
Flémalle-Haute	0,33.
Baulet	0,17.
Gives	0,12.
Statte	0,36.

La *phase sableuse* n'est importante que dans les sables vaseux (dépôts de plage); elle se réduit fortement dans les vases sableux (dépôts d'estuaire); elle est nulle dans les vases pures (étangs, mares). Elle est toujours insignifiante dans les cone-in-cone en

ce qui concerne le quartz, mais nous ne savons rien de la granulométrie du calcaire qui est entièrement recristallisé.

La *phase poudre*, considérable dans les vases (4), l'est aussi dans les cone-in-cone siliceux : ceux-ci sont les microquartzites à grain extrêmement fin, plus ou moins chargés de phyllites (microquartzites schisteux). Même remarque que ci-dessus en ce qui concerne les cone-in-cone carbonatés.

Les *organismes microscopiques* font complètement défaut dans les cone-in-cone, ou ont été détruits. Il existe, parfois, de rares débris osseux qui sont à ranger parmi les éléments clastiques de la phase sableuse.

La *phase suspensoïde* ou active, comprenant le liant ferromagnétique des vases, semble avoir sa réplique dans les cone-in-cone. Dans ceux-ci, les phyllites sont toujours fortement rubéfiées, souvent opaques, et la trame est invariablement pigmentée par le fer (le manganèse intervient sans doute aussi). Quant au carbone, le microscope ne peut le révéler, mais les quelques dosages que j'ai fait exécuter (par M^{me} Ledent et M. Silos, chimistes du C. O. A.) en décèlent environ un pour cent, qu'il s'agisse de cone-in-cone carbonatés ou de cone-in-cone siliceux.

Tant pour les vases que pour les cone-in-cone, il faut se contenter du dosage du fer total; mais il est bien certain qu'il faudrait pouvoir distinguer le fer engagé dans le liant, du fer inerte. Il faut également négliger les dosages de la matière organique totale des vases et se rabattre sur leur teneur en carbone pour pouvoir les comparer aux cone-in-cone.

Quoi qu'il en soit de l'imprécision — qu'il faut bien accepter — de cette méthode de comparaison, on peut dire que les pourcentages en fer et en carbone sont du même ordre de grandeur dans l'une et l'autre catégorie. Il en est de même du rapport C/Fe. Mais il faut reconnaître que les données dont on dispose sont très insuffisantes pour pouvoir conclure avec sûreté et qu'il ne s'agit jusqu'à présent que d'indications.

En résumé, *les similitudes entre cone-in-cone et vases actuelles semblent résider dans la nature et les proportions de la phase*

(4) « L'étude du débit solide, capté dans les estuaires, nous a montré qu'il était, en grande partie, composé de fins granules de l'ordre du μ , de particules lamelleuses (micas, phyllites) et d'éléments dont la densité est, soit très voisine de celle de l'eau, soit plus faible. Les grains de sable, apportés par le flot, ou emmenés par le jusant, sont, le plus souvent, transportés en flottaison, soit seuls, soit associés avec la précédente catégorie de particules » (12, p. 41).

pulvérulente (en ce qui concerne le quartz et les phyllites) *et dans les teneurs en fer et carbone*. En ce qui concerne la granulométrie des cone-in-cone calcaires, j'insiste sur le fait qu'il est impossible de se faire une opinion à cause de la recristallisation de la calcite. Enfin, *le résultat de la comparaison est négatif au point de vue des organismes microscopiques*.

Pour terminer cette confrontation de résultats obtenus dans deux compartiments en apparence étanches de la lithologie sédimentaire, qu'il me soit permis de détacher ces quelques phrases des conclusions de MM. J. Bourcart et Cl. Francis-Bœuf (12) :

Page 60 : « Comment évoluent les vases pendant les durées géologiques ? A quelles *roches* actuelles correspondent les vases du passé ? »

« Les conditions de stratification des vases de Honfleur, la présence de « fossiles » sur la seule surface des strates ont fait que l'un d'entre nous les a comparées aux schistes à graptolithes du Gothlandien dont les produits « ampéliteux » semblent bien provenir d'une transformation de l'humus. »

Page 61 : « Il semble que l'étude de nombreuses « argiles marines », ou mieux pélites, montrera que plusieurs d'entre elles ont été en réalité, au moment de leur dépôt, de véritables vases. La présence de pyrite, de produits charbonneux, de gypses provenant des eaux incluses, semblent militer en faveur de cette origine. Les preuves en sont à rechercher dans l'existence d'une microfaune et d'une microflore symptomatiques... »

« Il faut ici remarquer que, dans le cas où la totalité du fer ne se trouve pas dans la vase originelle sous forme de pyrite, mais probablement sous forme d'hydroxydes ferreux (cas des vases du Bou Regreg), ceux-ci ont pu se transformer en oxydes ferriques... »

« Les diverses roches dérivant des vases joueraient (alors) un très grand rôle dans l'écorce sédimentaire, particulièrement au cours de certaines périodes : Acadien, Gothlandien, Carbonifère inférieur, Trias, Lias inférieur, Crétacé inférieur, Tertiaire... »

J'ai signalé la présence de fossiles à la surface de plaques de cone-in-cone du Trias et du Jurassique (1 et 5).

Les cone-in-cone du Silurien de la Montagne Noire et de Belgique et ceux du Siegenien des Ardennes sont incontestablement des roches pélitiques. Les cone-in-cone carbonatés l'ont sans doute été à l'origine.

Menus cristaux de pyrite, produits ferrugineux pigmentant la

trame et rubéfiant les phyllites, peut-être aussi des produits charbonneux, sont constants dans tous les cone-in-cone.

Les cone-in-cone que j'ai étudiés proviennent en grande partie du Silurien, du Houiller, du Trias et du Jurassique.

Les rapprochements que l'on peut faire entre les vases actuelles et les cone-in-cone sont donc variés et nombreux.

Mais les microfossiles manquent dans les derniers. Si les cone-in-cone sont d'anciennes vases déformées par traction, et, par surcroît, recristallisées, faiblement dans le cas des cone-in-cone siliceux, largement dans celui des cone-in-cone carbonatés, on peut se demander si les microfossiles qui pouvaient s'y trouver ne sont pas devenus méconnaissables.

Il semble enfin que, compte tenu des incertitudes et des divergences signalées, l'étude des cone-in-cone fournissè — partiellement — cette réponse aux questions posées par MM. J. Bourcart et Cl. Francis-Bœuf : *certaines vases anciennes déformées plastiquement sous l'influence de forces tectoniques de traction ont évolué en roches à structure cone-in-cone.*

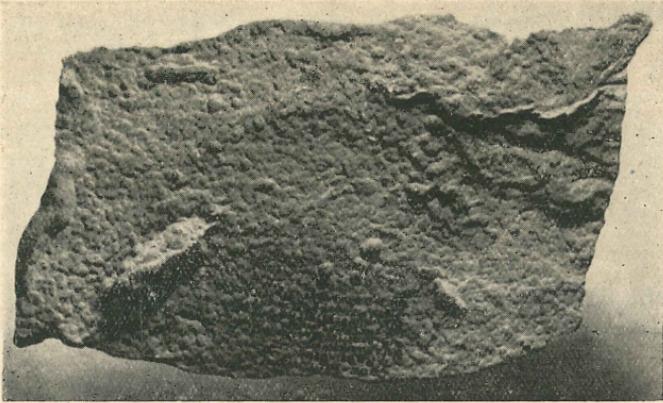
REFERENCES.

1. M.-E. DENAEYER, Les cone-in-cone du Toarcien de Saint-Mard (province de Luxembourg) (*Bull. Soc. belge de Géol., de Paléont. et d'Hydrol.*, t. III, 1943, pp. 229-241, 2 pl., Bruxelles, 1944).
2. M.-A. BRACONNIER, *Description géologique et agronomique des terrains de Meurthe-et-Moselle*, 1883, p. 183.
3. A. BONTE, Sur l'origine sédimentaire de la structure cone-in-cone (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 214, 1942, p. 500).
4. L. VON WERVEKE, Profile zur Gliederung des reichsländischen Lias und Doggers und Anleitung zur einigen geologischen ausflügen in den lothringisch-luxemburgischen Jura (*Mitt. der geol. Landesanstalt von Elsass-Lothringen*, B. 5, H. 3, Strasburg, 1901).
5. M.-E. DENAEYER, Les cone-in-cone de la France métropolitaine et d'outre-mer (*Bull. spécial de la Soc. franç. de Minér. de 1943*, Paris, 1944).
6. — Les « cone-in-cone » de la Lufubu (Maniema, Congo belge) (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. LXII, 1938-1939, pp. B. 493-512, 2 pl.).
7. — Les marnes à structure cone-in-cone (« nagelkalk ») de la Lorraine (*C. R. somm. des s. de la Soc. géol. de Fr.*, 1944, sous presse).
8. — Les schistes arénigiens à structure « cone-in-cone » de la tranchée de Sart-Bernard (province de Namur) (*Bull. Soc. belge de Géol., de Paléont. et d'Hydrol.*, t. XLIX, 1939, p. 319, pl. II, 12).
9. — Résultats d'expériences relatives à la genèse de la structure « cone-in-cone » (*Ibid.*, t. XLIX, 1939, pp. 313-318, pl. II).
10. — Les miches à structure cone-in-cone du Silurien de la tranchée de Statte (province de Namur) (*Ibid.*, t. L, 1940-1941, pp. 74-77).

11. — La reproduction expérimentale de la structure *cone-in-cone*. Ses conséquences au point de vue de la tectonique (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 208, 1939, p. 2005).
12. J. BOURCART et CL. FRANCIS-BŒUF, La Vase (*Actualités scient. et industr.*, n° 927, Paris, 1942, 67 p.).
13. J. DUCLAUX, Rigidité, thixotropie, coacervation (*Ibid.*, n° 127, Paris, 1934, 38 p.).
14. M.-E. DENAEYER, Présentation d'un échantillon de phyllade noir à structure « cone-in-cone », provenant des carrières du Péry, à Morhet (Ardennes belges) (*Bull. Soc. belge de Géol., de Paléont. et d'Hydrol.*, t. XLVIII, 1938, p. 408).
15. P. LEMOINE, *Géologie du Bassin de Paris*, Paris, 1911.
16. L. CAYEUX, *Causes anciennes et causes actuelles en géologie*, Paris, 1941.
17. A. BONTE, Contribution à l'étude du Jurassique de la bordure septentrionale du Bassin de Paris (thèse) (*Bull. Serv. de la carte géol. de la Fr.*, t. 42, n° 205, 1941, p. 27).
18. P. PRUVOST, Sédimentation et subsidence (*Livre jubilaire du Centenaire de la Soc. géol. de Fr.*, t. II, pp. 545-564).
19. M.-E. DENAEYER, Les roches à structure « cone-in-cone » de Belgique et du Congo belge (*A. F. A. S.*, Liège, 1939, pp. 471-476, 1 pl. ph.).

EXPLICATION DE LA PLANCHE.

- Ph. 1. — Surface inférieure mamelonnée d'une plaque de cone-in-cone, avec mamelons saillants et bourrelets. Muschelkalk, zone à *Ceratites semipartitus*. Tranchée de la voie ferrée entre Blainville et Mont-sur-Meurthe (M.-et-M.). Coll. et cliché M.-E. Denaeyer, n° 42/5a. Réd. 2/5.
- Ph. 2. — Surface supérieure ondulée, ornée de cônelets isolés ou coalescents et alignés, de la même plaque. Réd. 2/5.
- Ph. 3. — Surface supérieure mamelonnée d'une plaque de cone-in-cone portant des bourrelets et un galet de calcaire blanc légèrement enclavé dans la plaque. Même gisement que le spécimen précédent. Coll. et cliché M.-E. Denaeyer, n° 42/6. Réd. 3/4.
- Ph. 4. — Surface d'un lit de cone-in-cone montrant des mamelons à crêtes aplaties et des nervures arborescentes ou en relais. Muschelkalk, zone à *Myophoria Goldfussi*. Carrière abandonnée près de Gerbéviller (M.-et-M.). Coll. et cliché M.-E. Denaeyer, n° 44/1. Réd. 2/3.
-



1



3



4



2