

SÉANCE MENSUELLE DU 21 DÉCEMBRE 1948.

Présidence de M. A. HACQUAERT, président.

Le Président fait part à l'assemblée de ce que, dans sa séance du 11 décembre, l'Académie royale de Belgique a élu membre correspondant de la Classe des Sciences, en remplacement du regretté Félix Kaisin, notre collègue le Prof^r Jacques Thoreau. Des félicitations ont été adressées au Prof^r Thoreau, au nom de la Société, pour cette haute distinction.

D'autre part, la Classe des Sciences de l'Académie a attribué à notre collègue le Prof^r René Tavernier le prix Baron Van Ertborn, fondé en 1922 en vue de récompenser biannuellement le meilleur travail de géologie publié par un auteur belge n'appartenant pas à l'Académie. La Société félicite vivement M. Tavernier.

Le président signale également que la Société géologique de France vient d'élire, à titre de correspondant étranger, notre collègue et ancien président le Prof^r Victor Van Straelen, et il présente au nouvel élu les félicitations de la Société.

Dons et envois reçus :

- 9836 *Dartevelle, E.* Contribution à la faune malacologique des terrasses de la région des lacs Édouard et Kivu. Léopoldville, 1948, 48 pages.
- 9837 *Hills, G., F., S.* The formation of the Continents by convection. Londres, 1947, 102 pages.
- 9838 *Jamotte, A.* Note sur l'hydrogéologie de Tenke. Bruxelles, 1948, 4 pages et 2 figures.
- 9839 *Oakley, K.* The succession of Life through geological Time. London, 1948, 92 pages, 12 planches et 4 cartes.
- 9840 *Renier, A.*, A propos du début des études géologiques en Belgique. L'influence de Robert de Limbourg (1731-1792) sur ses contemporains et ses successeurs. Bruxelles, 1948, 12 pages. V. — Complément.
- 9841 *Wells, A., K.* Outline of historical geology. Second edition revised with the assistance of J. F. Kirkaldy. Londres, 1937, 356 pages et 124 figures.

Divers :

Des remerciements ont été reçus du Dr Vittorio Sacco, de Milan, pour les condoléances envoyées par la Société à la suite de la mort de son père.

M. le Secrétaire perpétuel de l'Académie royale de Belgique nous a écrit pour nous signaler qu'un certain nombre de prix importants se rapportant aux sciences minérales et portant sur des périodes prenant fin en 1949 restent ouverts aux candidatures. Le Secrétariat tient à la disposition des collègues que la chose intéresse les renseignements qui lui ont été transmis à ce sujet.

Communications des membres :

C.-H. EDELMAN. — *Présentation des deux premières cartes pédologiques des Pays-Bas.* (Texte ci-après.)

R. TAVERNIER. — *Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays.* (Texte ci-après.)

M. LECOMPTE, R. LEGRAND et G. MORTELMANS. — *Un contact de la diorite quartzifère de Lessines et de l'Ordovicien.* (Texte ci-après.)

Il s'agit du contact que nos collègues ont eu l'occasion d'observer lors de l'excursion organisée le 24 octobre à Lessines.

E. DARTEVELLE. — *Nouvelles données sur les perles fossiles.* (Texte ci-après.)

La communication est présentée au nom de l'auteur, actuellement en Afrique. Elle est résumée en séance par le Secrétaire général.

M. SLUYS. — *Considérations historiques sur la géologie des terrains sédimentaires au Congo (première partie).* (Texte ci-après.)

La seconde partie de cette communication n'a été donnée qu'à la séance supplémentaire du 11 janvier 1949.

Présentation des deux premières cartes pédologiques des Pays-Bas,

par C.-H. EDELMAN:

Il y a quelques années, j'ai fait une communication ⁽¹⁾ sur quelques résultats géologiques des travaux de la carte pédologique aux Pays-Bas. Depuis ce temps le progrès a été rapide et maintenant je peux vous présenter deux mémoires descriptifs sur le sol des Pays-Bas.

F. W. G. Pijls ⁽²⁾ a publié la carte de la commune de Didam, à l'échelle 1/10.000^e. La région est formée de sables pléistocènes, considérés auparavant comme basse terrasse du Rhin, mais qui sont maintenant interprétés comme sables de couverture, nivéo-éoliens, reposant sur des sables fluviatiles. Le début de l'Holocène coïncide avec une phase d'érosion; dans la vallée du Rhin, les dépôts fluviatiles récents reposent directement sur les sables fluviatiles pléistocènes. Dans la plaine fluviatile, la surface est formée par des argiles grasses de cuvette, qui forment parfois des mélanges avec le sable éolien pléistocène.

La carte de M. Pijls montre nettement le micro-relief nivéo-éolien des sables de couverture. Bien que le macro-relief soit formé par une pente de l'Est à l'Ouest, la surface montre de nombreuses dépressions, fermées de tous côtés. La composition granulométrique des sables est très homogène et ne montre aucun rapport avec le micro-relief de la région, qui est bien caractéristique de la sédimentation éolienne. Les sables de couverture contiennent de beaux phénomènes de cryoturbation, bien connus aussi dans les dépôts équivalents de la Belgique.

Je ne discuterai pas les phénomènes purement pédologiques et agronomiques que M. Pijls a décrits et qui sont en relation étroite avec le mode de formation du terrain.

Le deuxième mémoire, paru il y a quelques jours, traite le

⁽¹⁾ C.-H. EDELMAN, Quelques résultats des travaux de la carte pédologique des Pays-Bas (*Bull. Soc. belge de Géologie*, LV, 1946, 57-66).

⁽²⁾ F. W. G. PIJLS, De Bodemkartering van Nederland. Deel I: Een gedetailleerde bodemkartering van de gemeente Didam (*Verlagen van Landbouwkundige Onderzoekingen*, LIV, 1, 1948; prix : 6 florins).

Westland, dans l'embouchure de la Meuse ⁽³⁾. Cette région est le centre le plus important d'horticulture des Pays-Bas. On y trouve plus de 2.000 ha couverts de serres. Le mémoire de M. Van Liere est accompagné d'une carte générale 1/25.000^e, une carte détaillée 1/10.000^e d'une des parties les plus intéressantes et de nombreuses autres cartes. La stratigraphie de la région est montrée par le schéma suivant :

- 8 Dunes récentes : endiguement; inversion récente du relief;
- 7c Formation des sols noirs de forêt sur les dépôts du système 5;
- 7b Continuation de la tourbe supérieure;
- 7a Sédimentation du Westland-dek (IV^e-IX^e siècle);
- 6 Habitat antique (jusqu'à la fin du III^e siècle);
- 5 Système de criques préhistoriques (âge du fer);
- 4 Tourbe supérieure;
- 3b Dunes anciennes;
- 3 Sables et argiles marins anciens (Atlanticum);
- 2 Tourbe inférieure (à une profondeur d'environ 15 m);
- 1 Pléistocène.

L'âge des dépôts supérieurs est fondé sur de nombreux dépôts archéologiques, tous trouvés pendant les travaux de terrain.

La conclusion la plus intéressante est celle de l'interruption de la sédimentation pendant la période romaine. M. Van Liere a découvert trente villages couverts par les sédiments du Westland-dek.

Il est impossible d'expliquer la situation sans admettre des oscillations du niveau de la mer. En effet, plusieurs recherches dans la région côtière des Pays-Bas fournissent des preuves de l'existence de ces oscillations, qui sont en accord avec les dates et conclusions fournies par M. Van Liere.

L'ouvrage de M. Van Liere analyse aussi les rapports entre les types de sols et les cultures dans les serres, spécialement pour les raisins, les concombres et les tomates, et fournit une base pour la localisation de l'horticulture intensive dans les Pays-Bas. La valeur économique de l'ouvrage est énorme.

J'espère vous présenter dans l'avenir d'autres résultats du groupe de jeunes chercheurs qui travaillent dans le Service de la Carte pédologique des Pays-Bas. Plusieurs de leurs mémoires qui sont à l'impression montrent des vues originales sur la géologie des dépôts superficiels des Pays-Bas.

(3) W. J. VAN LIERE, De Bodemkartering van Nederland. Deel 2 : De Bodemgesteldheid van het Westland (*Verlagen van Landbouwkundige Onderzoekingen*, LIV, 6, 1948; prix : 6 florins).

Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays,

par R. TAVERNIER.

INTRODUCTION.

La présente note est un exposé des opinions auxquelles nous a mené l'étude des formations quaternaires de la Belgique. Nous nous bornons à esquisser une vue d'ensemble des temps quaternaires, nous réservant de décrire ultérieurement le détail de nos observations et de celles de nos collaborateurs. Cette note est, si l'on veut, une mise au point de notre étude parue en 1943 dans le *Natuurwetenschappelijk Tijdschrift*.

I. — LA LIMITE INFÉRIEURE DU PLÉISTOCÈNE ET LE PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR.

(Tableau I.)

Pendant le Pliocène supérieur et au Pléistocène inférieur, un bassin de sédimentation important existait aux Pays-Bas. C'est en bordure de ce bassin, dans le Nord des provinces d'Anvers et du Limbourg, que l'on a des chances de retrouver les formations les plus inférieures du Pléistocène belge et de fixer la limite inférieure du Pléistocène.

Le problème consiste à reconnaître les dépôts qui correspondent à la glaciation du Günz, ceux-ci constituant, par définition, le terme inférieur du Pléistocène.

Depuis de nombreuses années, les géologues néerlandais, en particulier M. TESCH, se sont efforcés d'apporter une solution à cette délicate question. Sur la foi de données micro-paléontologiques, M. VAN DER VLERK vient de paralléliser l'Amstélien au Calabrien du bassin méditerranéen. Comme dans ce bassin on admet depuis peu le parallélisme du Calabrien (marin) et du Villefranchien (continental) et leur incorporation au Pléistocène inférieur (MIGLIORINI), il y a lieu de considérer l'Amstélien comme appartenant lui aussi au Pléistocène. Cette interprétation est corroborée par la détermination d'ossements provenant des « Black Bone Deposits » des bouches de l'Escaut et étudiés par M^{lle} SCHREUDER.

Dans les sondages de la province du Brabant septentrional, le Pléistocène inférieur est représenté par l'alternance de facies marins et continentaux. Il renferme de précieux niveaux dont le commentaire projette des vues nouvelles sur l'évolution de la faune en fonction des modifications du climat.

La situation se présente d'une façon beaucoup moins favorable en Belgique, où l'on ne connaît pas avec certitude de dépôts marins postérieurs au Poederlien-Scaldisien.

LES DÉPÔTS À « KIESELOOLITHES ».

Dans le Nord des provinces d'Anvers et du Limbourg (belge), les derniers dépôts marins sont surmontés par un complexe de dépôts continentaux, dont la puissance peut atteindre 200 m (sondage de Molenbeersel). Ce sont des sables blancs et des graviers de quartz blanc et de silex, contenant dans leur partie inférieure de nombreuses coquilles remaniées du Pliocène (sondage de Poppel). Dans leur masse on observe du sable ligniteux et, localement, des couches lenticulaires de lignite. On n'y a jamais signalé de cailloux d'origine ardennaise, mais on y connaît depuis longtemps de petits cailloux de kieseloolithes et des fossiles jurassiques silicifiés (LERICHE). C'est l'une des raisons pour lesquelles nous les avons assimilés aux « dépôts à oolithes silicifiées » (ou « à kieseloolithes »).

Ces dépôts n'ont livré jusqu'ici, en Belgique tout au moins, aucune donnée paléontologique permettant de les dater avec précision. Il semble bien d'ailleurs qu'ils n'aient pas partout le même âge : leur base serait plus ancienne à l'Est qu'à l'Ouest. En Limbourg néerlandais on leur attribue actuellement un âge pliocène supérieur. Dans la région de Mol, où on les désigne sous le nom de Sables de Mol, leur âge est amstélien-icénien. Plus à l'Ouest encore, ils passent aux dépôts qui ont fourni les ossements noircis dragués dans l'Escaut oriental, lesquels sont représentés plus au Nord par des dépôts marins (Amstélien type) comme en East-Anglia (horizon de Butley).

On ne connaît pas la limite d'extension de la mer amstélienne vers le Sud-Est. Toutefois, on note un changement progressif des caractères pétrologiques des dépôts à kieseloolithes lorsqu'on se déplace du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Alors que dans le Limbourg (belge), à Opoeteren, par exemple, ils présentent typiquement l'association connue sous le nom « B-Limbourg » (EDELMAN et DOEGLAS), on voit apparaître progressivement des

minéraux de l'association « A » (d'origine marine) quand on se dirige vers l'Ouest (Mol, Merksplas, Brasschaat).

Il est important de rappeler que M. CAILLEUX a pu repérer, dans la masse des sables à kieseloolithes, un horizon caractérisé par une teneur élevée en grains de quartz éolisés. Cet horizon, marqué par une activité éolienne importante, doit correspondre à un maximum de glaciation, ce qui implique un âge pléistocène (HACQUAERT et TAVERNIER).

Signalons encore qu'au bord Nord du Plateau de la Campine (Neeroeteren), où les formations à oolithes silicifiées affleurent sous une forte épaisseur de dépôts de terrasses, on observe des involutions et d'autres dérangements de la stratification. Pour autant qu'il ne s'agisse pas de phénomènes de glissement sous-aquatique (GULINCK), on se trouverait en présence de dislocations périglaciaires d'âge gūnzien.

Toutefois, il existe des indices d'actions climatiques remarquables antérieures au dépôt de l'horizon éolisé.

Au bord Nord du Plateau de la Campine, les sables blancs avec petits cailloux d'oolithes silicifiées, formant la partie inférieure du complexe, contiennent des silex fort altérés et transformés en cacholong. Le sable lui-même renferme une fine poussière siliceuse, tachant les doigts, qui résulte vraisemblablement de l'altération des silex. Or, d'une part, les galets de silex du Tertiaire supérieur se trouvent toujours à l'état frais ⁽¹⁾, même aux affleurements. D'autre part, des silex cacholonisés ou rubéfiés ⁽²⁾ se trouvent à l'état remanié dans des dépôts plus récents que les couches à kieseloolithes, par exemple dans les terrasses de la Meuse en Campine ⁽³⁾. Ceci nous porte à considérer les modifications en question comme étant contemporaines de la partie inférieure des dépôts à kieseloolithes. Elles indiquent des conditions climatiques très particulières.

(1) Dans les dépôts néogènes de la région d'Anvers on trouve quelquefois de petits grains de silex verdis, ce qui semble indiquer une légère altération. Nous n'avons cependant jamais rencontré cette altération sur les galets de silex.

(2) Cette coloration est en rapport avec les phénomènes de rubéfaction dont il est question au paragraphe suivant.

(3) Ces terrasses présentent par ailleurs la marque d'une altération de tout autre nature.

LA MORPHOLOGIE AU DÉBUT DU PLÉISTOCÈNE.

Les autres gisements de silex présentant des altérations de cette espèce occupent toujours une position topographique bien spéciale. Ils sont accompagnés de roches rubéfiées, véritables sols rouges, lesquels existent aussi en Haute-Belgique, même en des endroits où manquent les silex. On ne les trouve qu'au sommet des collines (Hageland, Flandres, Brabant), sur les « replats » et sur les plateaux (Moyenne- et Haute-Belgique). Cacholong et sols rouges nous paraissent liés à une même cause générale⁽⁴⁾. Nous nous croyons autorisé à admettre que la rubéfaction d'anciens sols et la cacholonisation de silex sont des phénomènes contemporains.

Pour le moment, nous ne pouvons préciser quelles furent les conditions climatiques en cause, mais il semble bien certain qu'elles ne se sont plus reproduites depuis le début du Pléistocène. Elles sont en relation avec les changements de climat qui ont marqué le passage du Pliocène au Pléistocène. L'exposé détaillé de ces faits et des considérations qui s'y rattachent sortiraient du cadre de cette note; nous y reviendrons ultérieurement.

Tous les gisements de ces sols rubéfiés et profondément altérés se rencontrent sur une surface ancienne du pays, qui serait la surface topographique de la fin du Pliocène. Leur substratum est constitué par les formations les plus diverses, allant du Cambrien au Tertiaire supérieur.

Nous ne voulons pas discuter ici sur la pente générale, sur l'extension, ou sur l'état d'aplanissement de cette surface topographique. Signalons simplement que les niveaux d'aplanissement que l'on a voulu distinguer en Haute-Belgique (M^{lle} LEFÈVRE, MACAR) montrent dans leurs parties les mieux conservées une altération profonde accompagnée de la rubéfaction caractéristique de la surface plio-pléistocène. Ce relief remontant aux confins des temps pléistocènes, on ne peut maintenir que certains de ces niveaux d'aplanissement soient en rapport avec les stades successifs du niveau marin, correspondant aux quatre glaciations.

(4) Les grès blancs dont on trouve des blocs sur les hauts-plateaux, devenus friables par désilicification partielle, sont un autre aspect de ces phénomènes.

*
* *

L'absence de matériaux détritiques d'origine ardennaise dans les dépôts à kieseloolithes de la Campine pose un problème délicat.

Leur haute teneur en grains et en dragées de quartz est bien connue. Certains auteurs les ont considérés comme des sédiments pauvres.

On a tenté d'expliquer leur genèse par des considérations climatiques (voir notamment l'étude de M. VAN STRAATEN). Au cours d'une longue période à climat chaud et humide, l'altération chimique⁽⁵⁾ des éléments rocheux aurait pris le pas sur l'altération physique. Ceci aurait conduit à la disparition de toutes les roches autres que le quartz. Ce régime aurait cessé vers la fin du Pliocène lorsque se produisit un profond changement de climat. Plusieurs périodes de glaciation auraient intensifié l'altération physique et l'altération mécanique, tout en réduisant les actions chimiques. Les soulèvements épirogénétiques qui se sont produits presque partout au cours du Quaternaire auraient provoqué des reprises d'érosion permettant aux cours d'eau d'attaquer des matériaux nouveaux et frais. Ainsi s'expliquerait le contraste entre la composition des graviers de transition du Pliocène au Pléistocène, d'une part, et la composition des graviers quaternaires proprement dits, d'autre part⁽⁶⁾. Toutefois, les minéraux denses des dépôts à kieseloolithes appartiennent à une autre province pétrologique que l'Ardenne,

(5) La disparition d'éléments rocheux par altération chimique se produit aussi en climat tempéré, mais dans un milieu humide et constamment réducteur. Tel est, par exemple, le cas sous le manteau de tourbe et en bordure des tourbières de la Haute-Belgique. Toutefois, de telles conditions ne se présentent en général que sur des étendues peu considérables; le phénomène ne semble donc pas pouvoir être invoqué dans le cas qui nous occupe. Notons aussi que ce genre d'altération ne fait pas disparaître les minéraux stables de la fraction dense; or, les minéraux de ce groupe, caractéristiques pour l'Ardenne, n'apparaissent pas dans les sables à kieseloolithes.

(6) Des observations ont amené récemment M. CAILLEUX (1947) à admettre la formation de granules de quartz néogène par des processus d'ordre pédologique. Si l'on peut essayer d'expliquer ainsi la haute teneur en dragées de quartz, ces observations n'apportent cependant pas de solution au problème de l'origine des cailloux oolithiques.

de sorte que le problème de l'origine des sédiments plio-pléistocènes de la Campine reste entier.

A la rigueur on pourrait admettre qu'à cette époque l'Ardenne n'affleurait pas, étant recouverte par des dépôts mésozoïques. Mais les caractères pétrologiques des dépôts à kieseloolithes contredisent également cette hypothèse, leur association minéralogique étant différente de celle que présentent les vestiges mésozoïques existant sur et en bordure de l'Ardenne.

Quant aux dépôts tertiaires de l'Ardenne, tout ce que nous en savons indique qu'ils ne peuvent avoir livré les matériaux du complexe à kieseloolithes de la Campine : leur puissance est faible, les éléments grossiers y sont peu fréquents, notamment les cailloux oolithiques, qui sont rarissimes.

Au contraire, les sols rouges que nous signalons à l'instant indiquent bien que l'Ardenne affleurait à cette époque, tout au moins en partie. Force est donc de mettre en doute l'opinion classique selon laquelle un réseau hydrographique conséquent, d'âge pliocène, voire plus ancien, aurait drainé l'Ardenne vers le Nord. Nous pensons qu'au début du Pléistocène le drainage s'effectuait différemment et continuait un réseau hydrographique plus ancien. C'est à ce réseau qu'il faut attribuer les dépôts connus sous la notation « *Onx* » et qui appartiennent d'ailleurs à la même province pétrologique que les couches à kieseloolithes de la Campine. Il est probable que toutes ces formations ont emprunté leurs matériaux à une même source. Tel fut aussi le cas des dépôts oligocènes de l'Ardenne.

LES ARGILES DE LA CAMPINE.

Au Pléistocène inférieur se rattachent les Argiles de la Campine, aussi dénommées Argiles de Rijkevorsel. Elles surmontent les Sables de Mol, le passage se faisant graduellement. Ce sont des alluvions fluviales, déposées dans de vastes plaines, se rattachant vers le Nord-Ouest aux dépôts estuariens et marins de l'Icénien (7). De par leur flore et leur faune, nous les considérons comme un dépôt interglaciaire Günz-Mindel (Tavernier, 1942). La faune de Rijkevorsel est plus récente que le Villefranchien.

(7) Dans le Nord-Ouest de la province d'Anvers (par exemple à Zandvliet), on trouve, stratigraphiquement dans le prolongement des Argiles de la Campine, des sables fins glauconifères, qui appartiennent vraisemblablement à l'Icénien marin.

Dans l'Icénien marin, que l'on considère comme interglaciaire Günz-Mindel, on a reconnu une zone à faune relativement froide. M. VAN DER VLERK pense qu'elle représente le début de la glaciation Mindel. Toutefois, les conditions paléogéographiques de la mer icénienne peuvent expliquer en partie le caractère froid de la faune : le Pas-de-Calais n'existait pas encore à cette époque, de sorte que la mer du Nord icénienne n'était en communication avec l'Océan que par le Nord.

On s'accorde généralement à paralléliser les Argiles de la Campine avec l'Argile de Tegelen. Rappelons cependant que le facies argileux s'établit plus tôt vers l'Est qu'en Campine et que la partie inférieure de l'Argile de Tegelen est d'âge gūnzien. M^le SCHREUDER en a étudié la faune et M. FLORSCHÜTZ la flore; ce dernier a, de plus, signalé des cryoturbations contemporaines de la sédimentation dans les lignites subordonnés à cette argile.

II. — LE PLÉISTOCÈNE MOYEN.

(Tableau I.)

LES TERRASSES DU BASSIN DE LA MEUSE.

Nous rapportons au Pléistocène moyen l'ensemble des dépôts connus en Belgique comme hautes et moyennes terrasses, et dont l'origine ne peut être attribuée qu'à un cours d'eau dont le tracé était sensiblement comparable à celui du réseau hydrographique actuel de la Meuse.

Une modification aussi importante du drainage a eu pour cause des phénomènes d'ordre tectonique : surélévations, gauchissements, mouvements de bascule. Il s'est établi un système hydrographique nouveau, mais empruntant manifestement certains tronçons préexistants (DE BÉTHUNE).

Les terrasses de la Meuse ont fait l'objet de nombreuses études. La corrélation des terrasses ardennaises avec celles du Limbourg est rendue très difficile par manque de continuité. On constate cependant que toutes renferment beaucoup de matériaux ardennais. D'autre part, elles se présentent en un grand nombre de niveaux (VAN STRAATEN, BRUEREN, MACAR), fournissant matière à des parallélisations plus ou moins discutables avec les glaciations alpines et leurs insterstades.

On nous permettra d'exprimer quelques doutes au sujet de ces corrélations trop poussées. Nous pensons que l'extension assez restreinte de nombre de ces niveaux morphologiques rend plus

vraisemblable leur attribution à des causes tectoniques. Dans le Limbourg, notamment, l'activité tectonique se manifeste par le jeu récent de plusieurs failles à la bordure Nord-Est du bassin houiller de la Campine. L'abrupt Nord du Plateau de la Campine correspond vraisemblablement à l'une de ces failles (faille

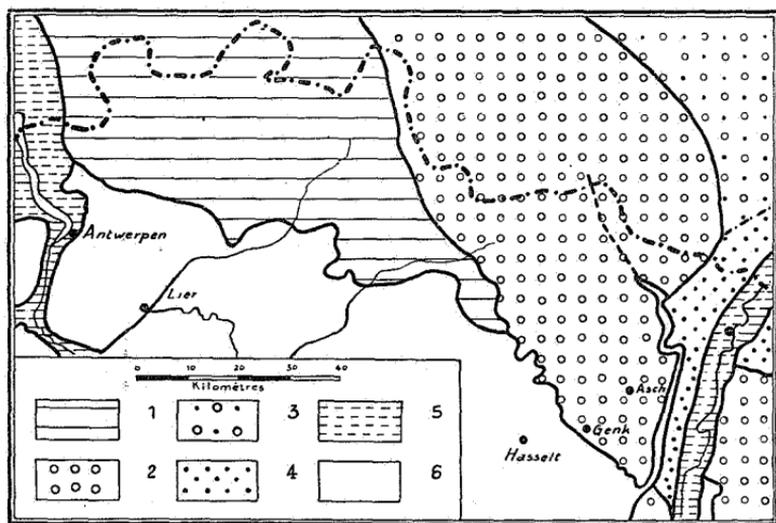


FIG. 1. — Esquisse géologique du Pléistocène du Nord-Est de la Belgique.

- 1 = Pléistocène inférieur (sables de Mol et argiles de la Campine).
- 2 = Complexe de la haute-terrasse de la Meuse (le trait interrompu indique l'extension maxima vers le Sud-Ouest de l'influence rhénane).
- 3 = Complexe de la moyenne-terrasse de la Meuse.
- 4 = Basse-terrasse de la Meuse.
- 5 = Alluvions récentes.
- 6 = Formations antérieures au Pléistocène.

Les dépôts nivéo-éoliens et nivéo-fluviaux ne sont pas figurés.

de Rotem-Heerlerheide). Celle-ci était encore active lors du dépôt de la Haute-Terrasse, ce qui a provoqué à un moment donné la déviation du Rhin vers le Sud (zone de Weert; ZONNEVELD).

On a distingué des hautes et des moyennes terrasses; en fait il s'agit de deux ensembles très complexes, constitués de plusieurs niveaux morphologiques et zones pétrologiques.

L'étude morphologique des terrasses mosanes n'a pas apporté d'arguments décisifs permettant de fixer leur âge. Ce sont les

sondages pratiqués plus au Nord qui ont apporté la solution de ce problème. On y a reconnu la présence de quatre zones dans le complexe dit de la Haute-Terrasse. On peut les suivre, grâce à la constance de leurs caractères pétrologiques, du Nord (où elles sont enfouies sous des sédiments plus récents) vers le Sud (où elles affleurent au flanc de la vallée). Dans la région de Acht, Gorkum et Oudewater, les sondages ont montré que le complexe de la Haute-Terrasse (zones de Sterksel et de Weert) se trouve immédiatement sous les dépôts de l'horizon de Neede, à *Viviparus diluvianus*, dont l'âge interglaciaire Mindel-Riss est fixé d'une façon indubitable (TESCH). Il s'ensuit que la Haute-Terrasse est d'âge mindélien.

On n'a pas encore reconnu en Belgique le terme correspondant à l'horizon de Neede. Aux Pays-Bas, cet horizon passe vers le Nord et vers l'Ouest à des formations marines que l'on retrouve jusqu'en Zélande. M. TESCH a décrit ces dépôts comme une intercalation marine dans la Haute-Terrasse.

On les parallélise avec les couches marines d'Esbjerg et du Holstein et avec les Corton Beds. L'extension de ces dépôts vers le Sud, jusqu'en Zélande, est favorable à l'hypothèse de M. TESCH, qui admet l'existence du Pas de Calais dès cette époque.

Quant au Rissien, on y rattache le complexe de dépôts alluviaux dit de la Moyenne-Terrasse, reconnu dans le Limbourg néerlandais. Il est certain qu'en Belgique plusieurs dépôts d'alluvions anciennes, localisés au flanc des vallées, sont également de cet âge, mais les difficultés de synchronisation sont tout aussi grandes que pour les niveaux de la Haute-Terrasse, le seul argument morphologique étant insuffisant par suite du manque de continuité des dépôts.

BASSIN DE L'ESCAUT.

Dans le bassin hydrographique de l'Escaut, la situation est toute différente. On n'y a pas reconnu avec certitude de terrasses fluviales correspondant aux glaciations mindélienne et rissienne, soit que les érosions postérieures les aient fait disparaître, soit qu'elles n'aient jamais existé. La seconde hypothèse nous paraît la plus vraisemblable.

En effet, l'étendue et la puissance des terrasses de la Meuse conduisent à admettre que, lors de la fonte des glaciers implantés sur les Vosges aux époques mindélienne et rissienne, ce

fleuve a dû connaître des débordements considérables et un régime de cours d'eau divagant (« braided river ») dont les eaux se mêlaient parfois à celles du Rhin, qui présentait lui aussi, aux Pays-Bas, un régime analogue. Tout autre était la situation dans le bassin de l'Escaut, qui n'était pas alimenté par l'eau de fonte des glaciers.

LES PRÊLES.

Avant de passer au Pléistocène supérieur, il convient de prêter l'attention à certains dépôts de cailloux, généralement empâtés dans du sable argileux ou graveleux, que l'on trouve à la base des limons ou des sables pléistocènes en dehors de toute intervention probable du phénomène des terrasses. Nous les désignerons sous le nom de *prêles* (mot que l'on a aussi orthographié *presles*), vocable introduit en Picardie et que l'on a également utilisé en Belgique.

A l'origine ce terme désignait les accumulations de silex et de blocs de craie que l'on trouve dans la Somme entre la Craie et les Limons. LADRIÈRE a donné à ce terme une signification stratigraphique; il considérait les *prêles* comme des dépôts torrentiels antérieurs à la formation des limons, mais postérieurs à son « Diluvium » des plateaux de l'Artois et de la Picardie. Il rangeait dans ce « Diluvium » les dépôts à silex corrodés, blanchis, généralement brisés, enveloppés dans des limons argileux et reposant sur un substratum tertiaire, ce qui explique les différences de composition qu'il présente par rapport aux « *prêles* ». Comme la signification en est la même, nous avons étendu le sens du terme « *prêles* » à tous les dépôts caillouteux d'âge pléistocène inférieur et moyen — à l'exclusion des dépôts de terrasses — formant une nappe sous les limons et même sous les sables qui leur sont contemporains.

Dans notre étude de 1943 nous avons désigné les *prêles* sous le nom de « plateau-terras » (= « Deckenschotter »). C'est pour éviter toute confusion avec des « terrasses » fluviales que nous avons repris le terme « *prêles* », qui était tombé en désuétude depuis un quart de siècle.

C'est sur les collines à sommet aplati que ces dépôts sont le mieux développés. A partir du sommet, on les voit dévaler les pentes en se mêlant aux divers horizons de limons, voire à des sables tertiaires soliflués et à des éboulis de pente. Il s'agit de remaniements manifestes. La signification des *prêles* propre-

ment dites doit être recherchée aux endroits où elles sont peu affectées par ces remaniements, c'est-à-dire au sommet des collines aplaties.

Les prèles sont constituées d'éléments divers, les uns d'origine manifestement lointaine et les autres d'origine locale.

L'épaisseur des prèles peut dépasser plusieurs mètres. Aux endroits où elles sont bien développées, au Bois de la Housière, par exemple, on observe des variations lithologiques entre la partie inférieure et le sommet, ce qui indique une origine complexe. Notons encore qu'elles sont composées parfois essentiellement d'éléments anguleux.

La grande taille que peuvent atteindre les cailloux des prèles et leur aire de distribution montrent qu'elles se sont formées à une époque où la morphologie différait profondément de celle qui existe actuellement.

Contrairement à l'opinion de nombreux auteurs qui en ont fait de simples terrasses fluviales, nous croyons qu'il ne s'agit pas de dépôts de vallées. Nous pensons qu'elles sont, — en gros, — plutôt assimilables à des « dépôts de pédiment », accumulés dans des creux de terrain (altiplanation). Mais tandis que les phénomènes d'altiplanation prédominaient au cours des périodes froides, l'érosion normale n'était pas négligeable à d'autres moments, et notamment pendant les interglaciaires.

Quant à l'âge des prèles, il est postérieur à la formation des sols rouges, qu'elles recourent ou dont elles contiennent des éléments; d'autre part, elles sont antérieures aux limons pléistocènes supérieurs, à la base desquels on les rencontre souvent à l'état remanié. De même que leur composition lithologique varie régionalement, leur âge diffère, probablement, d'après les régions. Ainsi, en Flandre, elles seraient plus récentes qu'en Moyenne- et Haute-Belgique.

Leur formation s'est donc poursuivie pendant une longue période, allant du Pléistocène inférieur au Pléistocène supérieur. C'est, en quelque sorte, une « série compréhensive ». Plusieurs industries humaines s'y trouvent d'ailleurs mélangées.

GLAISE ET LIMONS INFÉRIEURS.

Interstratifiés dans les prèles ou les recouvrant quelquefois, on trouve des amas de sables arrachés aux terrains sous-jacents. Ils sont parfois si peu modifiés qu'on a pu les confondre avec des sables en place. Certaines coupes présentent la répétition de ces amas.

Dans des conditions de gisement analogues, on trouve, notamment en Hainaut, des limons plus ou moins argileux ou des argiles sableuses grisâtres, que LADRIÈRE a dénommés « glaise ». Quand la glaise repose sur des sables tertiaires, elle est bariolée de veines jaunâtres et rougeâtres. Elle est peu épaisse, dépassant rarement un mètre de puissance, et elle a une extension généralement très limitée. On y a signalé la présence de coquilles (succinées et hélix), par exemple dans la tranchée de chemin de fer du Quesnoy. J. CORNET y a décrit également des lits sableux contournés, indiquant vraisemblablement des cryoturbations anciennes.

Recouvrant les prèles et parfois la glaise grise, on trouve en Moyenne-Belgique un dépôt limoneux, qui a été décrit sous le nom de « limons panachés ». Ce sont des limons sablo-argileux très compacts, gris brunâtre, présentant des veines irrégulières jaunes ou rouges, parfois en larges panachures. Ils sont souvent riches en petites concrétions limoniteuses ou manganésifères. Leur épaisseur dépasse rarement un mètre. Le « limon panaché » est représenté sur le plateau de la Hesbaye par un limon rouge brunâtre, sableux, de faible épaisseur (O^m50), se divisant parfois en petits fragments schistoïdes tapissés par un enduit d'ocre jaune rougeâtre.

Toutes ces formations portent l'empreinte d'une altération avancée et nous les considérons comme des vestiges d'un manteau limoneux plus étendu datant des glaciations antérieures au Würmien et ayant échappé au démantèlement. Pour le moment il nous semble prématuré de vouloir en établir la stratigraphie dans nos régions.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA MOYENNE-BELGIQUE.

Comme nous l'avons suggéré plus haut, les prèles se seraient déposées dans ou en bordure de dépressions, sur la surface topographique plio-pléistocène caractérisée par les sols rouges. Or elles occupent actuellement les sommets de plateaux et de collines, partout où le sous-sol est constitué de roches meubles. Cela nous amène à admettre une inversion de relief importante, qui s'est produite après le dépôt des prèles.

Dans les dépressions où leur puissance était grande, les prèles ont protégé les roches meubles sous-jacentes, tandis que l'érosion déblayait celles-ci là où cette couverture protectrice était

TABLEAU I. PLÉISTOCÈNE MOYEN ET INFÉRIEUR

	EAST-ANGLIA	PAYS-BAS	BELGIQUE	LIMBOURG NEERL
RISS INTERSTADE I	BOULDER CLAY ET ARTIC FRESHWATER BED	DÉPÔTS GLACIAIRES NIVEAU DE VÉGÉTATION ARGILES DE DRONRIJK	COMPLEXE DES MOYENNES TERRASSES (ALTERNANCE D'ACCUMULATION ET DE CREUSEMENT.)	
	MINDEL-RISS INTERGLACIAIRE	AU N. ET N.W. DÉPÔTS MARINS ZONE A HORIZON CARDIUM DE NEEDE A EDULE VIVIPARUS DILUVIANUS	CREUSEMENT DES VALLÉES (STAMPROY - VENLO)	
MINDEL INTERSTADE I	NORTH SEA DRIFT YOLDIA MYALIS BED CROMER FOREST BED WEYBOURNIAN	ZONES DE WOENSEL ET STERKSEL (2 PHASES FROIDES A BERGUMERHEIDE)	COMPLEXE DES HAUTES TERRASSES (ALTERNANCE D'ACCUMULATION ET DE CREUSEMENT)	
	GUNZ-MINDEL INTERGLACIAIRE	AU N. ET N.W. DÉPÔTS MARINS ICENIEN ZONE A VIVIPARUS GLACIALIS	ARGILES DE LA CAMPINE	ARGILES DE TEGELEN (VIVIPARUS GLACIALIS) (AZOLLA TEGELIENSIS)
GUNZ INTERSTADE I	BUTLEYAN	OSSEMENTS NOIRCS AU N. ET N.W. DÉPÔTS N.W. DÉPÔTS DE L'ESCAUT MARINS ORIENTAL	SABLES DE MOLET DÉPÔTS A OOLITHES SILICIFIÉES DU LIMBOURG ET DE L'ARDENNE (TRAINÉE MOSANE)	DÉPÔTS A OOLITHES SILICIFIÉES
	PLIOCÈNE	NEWBOURNIAN	AMSTELIEN	SOÛS ROUGES
			FORMATION DE PRELES EN DEHORS DES DÉPÔTS DE TERRASSES DU BASSIN MOSAN. DÉBUT DE L'INVERSION DU RELIEF EN MOYENNE BELGIQUE.	
			POEDERLIEN - SCALDISIEN	

absente ou moins épaisse. On sait en effet que les cailloutis sont très résistants à l'érosion, par suite de leur porosité et des dimensions de leurs éléments.

C'est ainsi que prit naissance le réseau hydrographique actuel. Rien n'indique que le sens d'écoulement est celui du réseau hydrographique préexistant qui drainait la surface topographique plio-pléistocène.

Dans l'Est de la Campine, les puissants cailloutis des terrasses mosanes ont joué le même rôle protecteur que les prèles en Moyenne-Belgique. Car il est évident que ces terrasses se sont déposées dans une vallée, alors qu'elles forment maintenant un plateau. Ici aussi il y eut inversion du relief.

Le tableau I ci-joint donne les corrélations du Pléistocène inférieur et moyen; les colonnes relatives à l'East-Anglia sont dressées d'après les travaux récents de MM. VAN DER VLERK et A. BROUWER.

III. — LE PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR.

(Tableau II.)

En Belgique, l'interglaciaire Riss-Würm coïncide en général avec une reprise du creusement des rivières, alors que plus au Nord, aux Pays-Bas et en Allemagne septentrionale, la mer du Nord était en transgression et déposait les sédiments eemiens. Nous ne connaissons pas dans notre pays de dépôts pouvant être rapportés avec certitude à cet Interglaciaire.

Les formations datant de la glaciation würmienne sont, par contre, bien représentées chez nous. On connaît, d'une part, des dépôts marins, estuariens et fluviaux et, d'autre part, des dépôts nivéo-éoliens et nivéo-fluviaux. Le grand développement de ces derniers est caractéristique de notre Pléistocène supérieur.

DÉPÔTS FLUVIAUX, ESTUARIENS ET MARINS.

Au cours de la glaciation würmienne, les conditions paléogéographiques étaient fort différentes dans le bassin de la Meuse et dans celui de l'Escaut.

Le bief de la Meuse situé en territoire belge appartenait au cours moyen du fleuve. Par suite de la forte désagrégation physique des roches dans le cours supérieur et du fort débit solide des rivières, des phénomènes d'alluvionnement se développèrent, — tout comme au cours des glaciations antérieures, —

donnant naissance cette fois aux dépôts de la Basse-Terrasse. Celle-ci est bien connue dans le Limbourg. Elle est souvent affectée de cryoturbations dans sa partie supérieure (Eisden, Mechelen-sur-Meuse). Ceci indique nettement que ces dépôts, dont l'altitude coïncide à peu de chose près avec l'actuel lit majeur, sont bien différents de ce dernier. Ils sont d'ailleurs partiellement recouverts par des limons. La Basse-Terrasse se raccorde vers le Nord à des alluvions du Rhin, dont l'âge glaciaire est bien démontré, notamment par le caractère de dépôts de « braided river » que M. EDELMAN vient de leur reconnaître.

Dans le bassin de l'Escaut, ce sont d'autres phénomènes qui ont prédominé, par suite de la proximité de la mer. Alors que dans le *cours moyen* de la Meuse l'alluvionnement s'effectue pendant les périodes froides (formation de terrasses climatiques), dans le *cours inférieur* de l'Escaut il est conditionné par le niveau de la mer (formation de terrasses ou de dépôts thalassostatiques) (ZEUNER). L'abaissement du niveau de base, coïncidant avec les périodes de froid, provoque le creusement des vallées du bassin de l'Escaut et c'est de la glaciation würmienne que date la formation des thalwegs profonds, la Vallée flamande, par exemple. Celle-ci, ainsi que ses tributaires, est actuellement presque complètement colmatée.

Le remblaiement débuta à la faveur d'un relèvement du niveau de base au cours d'une période plus chaude interstadiale würmienne : dépôts fluviatiles, estuariens et marins à *Corbicula fluminalis* (« Zone d'Ostende »; cfr. TAVERNIER, 1945). Il se poursuivit par le dépôt des sables et limons nivéo-éoliens (« Zone de Leffinge »), dont nous discutons la genèse ci-après.

DÉPÔTS NIVÉO-ÉOLIENS ET NIVÉO-FLUVIAUX.

Les Sables de couverture de la Basse-Belgique et les Limons supérieurs ou Ergerons de la Moyenne- et de la Haute-Belgique sont d'origines nivéo-éolienne et nivéo-fluviale.

a) *Les Limons supérieurs ou Ergerons.*

Dans les Limons supérieurs on peut distinguer trois séries, qui sont, de haut en bas :

3. Le Limon jaune friable ou Ergeron supérieur;
2. Le Limon gris feuilleté ou Ergeron moyen;
1. Le Limon gris à points noirs ou Ergeron inférieur.

(3) L'*Ergeron supérieur* est un limon de teinte jaune clair, à grain très fin, doux au toucher et friable, souvent calcarifère. Tantôt il se présente en minces lits dus à la présence d'éléments finement sableux, tantôt il ne montre aucune stratification. La partie supérieure est toujours décalcifiée. La limite entre la zone décalcifiée et la zone calcarifère est le plus souvent très nette et est soulignée par un horizon d'enrichissement en calcaire avec poupées ou petites tubulations de formes irrégulières.

Le Limon jaune friable présente des caractères très constants sur de grandes étendues, aussi bien sur les crêtes que sur les flancs des collines. Toutefois, on en connaît des variations régionales. Dans le Hainaut, sa partie inférieure est généralement riche en coquilles terrestres et bien stratifiée, les lits plus sableux devenant moins importants vers le haut. Dans le Sud de la Flandre, il arrive que la zone inférieure soit constituée presque entièrement de sable fin, rarement calcarifère. Enfin, en Hesbaye et sur le Plateau brabançon, l'*Ergeron supérieur* est brun clair, non stratifié et homogène, à grain très fin, friable et pulvérulent; il ne renferme pas de coquilles (« Brabantien » de RUTOT).

L'altération post glaciaire a transformé l'*ergeron* en « terre-à-briques » ou « loess lehmifié ». C'est un limon rouge-brunâtre, complètement décalcifié et sans aucune apparence de stratification, mais présentant une structure prismatique très typique. Son épaisseur atteint rarement deux mètres. C'est l'horizon d'illuviation (« horizon B ») d'un sol formé sous une couverture forestière (Chêne-Charme) et dont l'horizon d'éluviation n'est qu'exceptionnellement conservé.

La terre-à-briques, formée par des processus pédologiques, ne peut être confondue avec le limon décalcifié. L'analyse granulométrique montre qu'il y a eu une légère augmentation de la teneur en éléments argileux. Il est raisonnable d'admettre que cet enrichissement est dû à la formation de minéraux authigènes. Quant à la teinte brune, M. DEMOLON a montré qu'elle est due non pas tant à un enrichissement en fer, mais bien plus à une remise en mouvement ayant provoqué un mode de distribution particulier des composés ferriques à la surface des éléments siliceux.

A la base de l'*Ergeron supérieur* on trouve le plus souvent un niveau graveleux peu épais, constitué de petits éclats de silex, de fragments de grès tertiaires ou de craie (dans les

régions à sous-sol crayeux) et de petites concrétions de limonite manganésifère. Ce gravier est assez constant, a une allure fort tourmentée et ravine le limon sous-jacent. Même aux endroits où il est peu développé, voire absent, on constate que l'Ergeron supérieur a raviné son substratum. Ce cailloutis est manifestement un dépôt de solifluxion antérieur à l'Ergeron supérieur. Signalons aussi que dans la masse même de ce dernier on observe, à certains endroits, des allures tourmentées contemporaines ou postérieures à la sédimentation et que nous interprétons comme des cryoturbations.

(2) *L'Ergeron moyen* est un limon gris, assez argileux, qui a la propriété de se séparer en minces feuillets. Tantôt il est calcaire et riche en coquilles (*Succinea, Helix, Pupilla, Columella*), tantôt il est décalcifié et de teinte gris brunâtre. Sa couleur est due, en grande partie, à la présence de nombreuses particules d'origine végétale. L'abondance de celles-ci lui donne parfois un aspect quelque peu tourbeux, surtout dans sa partie supérieure.

Là où les solifluxions de la base de l'Ergeron supérieur n'ont pas tronqué le sommet de l'Ergeron moyen, on constate que celui-ci est formé d'une mince couche de teinte gris blanchâtre ou gris cendré, chargée de particules charbonneuses. C'est un ancien sol de végétation.

A la base de l'Ergeron moyen on trouve également un niveau de solifluxion, avec cailloutis peu développé.

(1) *L'Ergeron inférieur* présente de fortes ressemblances avec l'Ergeron moyen; cependant, il est rarement fossilifère et le feuilletage est moins général. En Hesbaye il est représenté par un facies plus argileux que dans le Hainaut. Aux endroits où il n'a pas été raviné par les solifluxions de la base de l'Ergeron moyen, il présente un horizon gris cendré analogue à celui que nous avons mentionné à propos de l'Ergeron moyen. A sa base existe un niveau caillouteux de solifluxion qui repose tantôt sur les prêles (dont il est difficile de le distinguer) ou sur les Limons inférieurs, tantôt sur des terrains plus anciens.

*
**

On observe rarement la superposition des trois ergerons en affleurement. Dans les sondages, l'existence de trois limons superposés se reconnaît aisément — en dehors des caractères

propres à chaque limon — par la présence de deux horizons décalcifiés intercalaires, formant le sommet des Ergerons moyen et inférieur.

Quand on étudie la répartition des ergerons, on trouve que, en règle générale, l'Ergeron inférieur ne descend pas aussi bas le long des flancs d'une colline que l'Ergeron moyen, et celui-ci moins bas que l'Ergeron supérieur ⁽⁸⁾ (fig. 2). Cependant, il y a des exceptions à cette règle. C'est ainsi que l'Ergeron inférieur

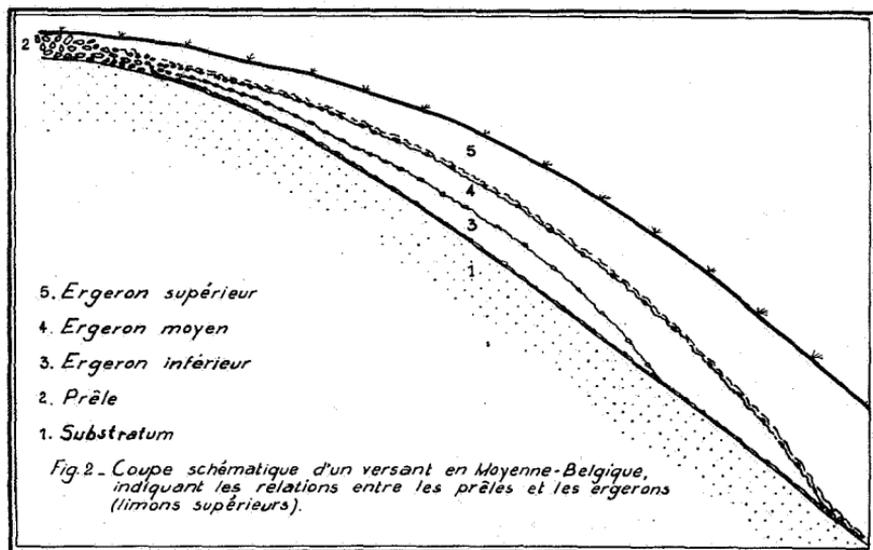


FIG. 2.

s'étend parfois plus bas que les autres et comble le fond de petits vallons, ou que l'Ergeron supérieur recouvre directement l'Ergeron inférieur.

L'épaisseur de la couverture limoneuse est variable. Le plus souvent, cette couverture manque sur les sommets les plus

(8) Comme on interprétait les graviers de solifluxion signalés plus haut comme des dépôts fluviatiles anciens (terrasses), on avait cru à tort pouvoir utiliser cette disposition des limons pour en fixer la chronologie, les Ergerons inférieur et moyen recouvrant la « haute » et la « moyenne terrasse » et l'Ergeron supérieur recouvrant la « basse terrasse ».

Les tentatives effectuées en vue de dater les limons à l'aide d'industries humaines n'ont donné que des résultats décevants ou douteux, par suite des mélanges opérés par ruissellement.

élevés, où l'on trouve alors les prèles à fleur de sol. Le long des pentes l'épaisseur varie d'après l'orientation, et ceci est un des caractères les plus typiques du manteau limoneux. Les pentes exposées à l'Ouest ont une couverture moins épaisse que celles orientées vers l'Est. Le même contraste existe, quoique moins prononcé, entre les flancs exposés respectivement au Nord et au Sud. Il en résulte une dissymétrie marquée des vallées de la Moyenne-Belgique. Cette dissymétrie est due, en ordre principal, à l'accumulation, non à l'érosion (9).

*
* *

Toutes les particularités des limons supérieurs sont en accord avec l'hypothèse de leur origine nivéo-éolienne au cours de la dernière glaciation.

Notre pays tout entier faisait alors partie d'une région à climat périglaciaire. Suivant que le froid s'accroissait ou diminuait, les précipitations se faisaient sous forme de neige ou de pluie et le sol était plus ou moins exposé au ruissellement. Or on sait que, au cours du Würmien, deux épisodes de réchauffement du climat ont eu lieu, divisant cette période en trois stades (Würm I, II et III), séparés par deux interstades.

Au cours des stades, les précipitations se faisaient essentiellement sous forme de neige. Les vents dominants, de direction Ouest et Nord-Ouest, apportaient de la neige et des éléments terrigènes qui se déposaient en quantité plus ou moins importante d'après l'orientation des pentes du terrain. Lors de la fonte des neiges, un déplacement des particules minérales s'opérait par ruissellement, provoquant même un déplacement de matériaux volumineux.

Pendant les interstades, l'apport éolien diminuait; il y avait décalcification du limon aux affleurements, développement de la végétation et formation d'un sol. La teinte grisâtre des sols formés au cours des deux interstades nous permet de conclure à un climat à caractère certainement plus steppique que le climat de la période postglaciaire, lequel a donné lieu à la terre-

(9) A côté de la dissymétrie due à l'accumulation, il existe en maints endroits (Plateau de la Campine, Haute-Belgique) une dissymétrie due à l'érosion, également d'origine périglaciaire. Elle est le résultat du ruissellement et des mouvements de masse provoqués par la fonte des neiges (EDELMAN, BUDEL).

à-briques rouge brunâtre. En outre, la présence de nombreux restes de végétaux dans les Ergerons moyen et inférieur semble indiquer que le froid n'a pas été aussi intense au cours des stades I et II du Würmien qu'au cours du Würm III.

En régime périglaciaire, les eaux de pluie et de fonte des neiges ne peuvent s'infiltrer dans le sous-sol gelé. Il en résulte un ruissellement intense donnant naissance à des gouttières dans les surfaces en pente. C'est là l'origine des vallons secs qui sont si fréquents en Moyenne-Belgique, où ils prolongent les têtes de vallées actuelles, et des vallons suspendus qui débouchent au flanc de nos grandes vallées.

Les matériaux que le ruissellement a enlevés forment des coulées boueuses et viennent s'accumuler au fond des vallées, où ils peuvent être repris par les rivières. Toutefois, là où celles-ci n'ont pu les déblayer, ils forment à la sortie des vallons latéraux des accumulations allongées à surface bombée, dans lesquelles les ruisseaux et les rivières ont creusé leur lit actuel. C'est à tort qu'on les a considérées comme des dépôts alluviaux, malgré l'apparence de terrasse ou de plaine fluviale qu'elles présentent quelquefois. En Moyenne-Belgique, leur composition lithologique est celle des limons.

Nous proposons d'appliquer le terme de *nivéo-fluvial* à ces colluvions anciennes et aux processus qui leur ont donné naissance.

Les phénomènes périglaciaires et en particulier les actions nivéo-fluviales ont joué un rôle prépondérant dans la genèse du relief. Mais le cadre de cette note ne nous permet pas de développer cette question; nous nous proposons d'y revenir ultérieurement.

*
* *

Une des caractéristiques de la Moyenne-Belgique est l'existence d'un manteau plus ou moins continu de limons, la Basse-Belgique étant surtout recouverte de sables. Le passage des sables aux limons est en relation très nette avec le relief, la limite entre les deux facies se plaçant généralement vers la cote +20. Le passage s'effectue insensiblement quand le relief déprimé de la Basse-Belgique passe graduellement au relief plus marqué de la Moyenne-Belgique. Les sables deviennent plus fins et l'on voit apparaître petit à petit des intercalations franchement limoneuses, de plus en plus nombreuses. Sur une

surface en pente légère, les sables peuvent atteindre une cote plus élevée, par exemple 40 m en Campine. Par contre, quand il existe un ressaut de terrain, le passage des sables aux limons se fait très rapidement. Aux abords de cette zone de passage, les sommets des collines élevées sont d'habitude démunis de couverture.

Il arrive quelquefois que l'on trouve des limons à une cote inférieure à +20. Ils sont alors le plus souvent recouverts par des sables et il est vraisemblable qu'on a alors affaire à l'Ergeron moyen ou inférieur.

Signalons encore que la nature du sous-sol semble influencer le mode de transition des sables aux limons. Toutes choses égales d'ailleurs, le passage est plus brusque sur un substratum argileux que sur un substratum sableux ou graveleux. En Haute-Belgique, le manteau limoneux devient de plus en plus discontinu, quoique l'on rencontre encore de grandes surfaces recouvertes d'ergeron, par exemple au Sud de la Sambre. Sur l'Ardenne même, on trouve au-dessus des sols rouges un dépôt limoneux jaunâtre d'épaisseur variable, affecté de cryoturba-tions à sa base. Le mélange intime du limon avec les éléments du sol rouge, rend l'interprétation des coupes difficile. Nous pensons que ce limon est d'origine éolienne, d'après ses caractères granulométriques et son extension. Cette origine fait actuellement l'objet d'études; si notre opinion est confirmée il est probable qu'il faille lui attribuer un âge Würmien III.

b) *Les Sables de couverture.*

En Basse-Belgique, des sables d'origine nivéo-éolienne forment une couverture d'épaisseur variable. Ce sont des sables fins à granulométrie constante, reposant sur un cailloutis (correspondant aux prêles dont les éléments sont généralement éolisés et présentent une disposition en polygones à diamètres variables, due à des phénomènes de cryoturbation. En surface les sables de couverture ne sont pas calcarifères, mais ils le sont à des profondeurs variant d'un endroit à l'autre. Parfois ils sont fossilifères. Nous avons trouvé *Succinea*, *Pupilla* et d'autres formes caractéristiques des ergerons à Hansbeke, Aalter, Deinze, etc.

L'épaisseur du manteau de sable est variable, atteignant 20 m et plus au-dessus d'anciens thalwegs, la Vallée flamande par exemple, et se réduisant à quelques décimètres ou manquant

même complètement sur certaines buttes. Ces sables ont ainsi contribué largement à aplanir le pays. Cependant, leur surface présente un modelé très particulier, en légères ondulations avec vastes dépressions peu profondes fermées de toutes parts. C'est le micro-relief caractéristique des sables nivéo-éoliens.

L'importance des phénomènes de solifluxion et des actions nivéo-fluviales est très marquée là où d'anciens thalwegs ont été comblés. On y constate la présence d'éléments provenant manifestement de remaniements, mêlés à des sables d'origine éolienne. C'est ainsi que l'on connaît des sables lédiens et paniséliens en paquets si considérables, qu'en certains sondages on a pu les confondre avec des dépôts tertiaires *in situ*. Cependant ils renferment des silex cacholonisés, des débris de grès tertiaires, et parfois même des fossiles quaternaires tels que *Pupilla muscorum* et *Columella columella*. Il s'agit là de mouvements de masse comparables aux solifluxions observées dans les ergerons.

Dans les Sables de couverture, la recherche de niveaux correspondant aux trois subdivisions des ergerons est malaisée. D'une part, aux endroits où l'on peut en observer la base, ces sables sont peu épais et il y a manifestement des lacunes; en outre, les cryoturbations ont eu pour effet de brouiller les coupes. D'autre part, les grosses épaisseurs de sable sont enfouies sous le niveau de la plaine et noyées dans la nappe phréatique : ce n'est que par sondages qu'on peut les étudier. Dans quelques sondages nous avons pu constater la présence de deux horizons non calcarifères dans la masse des sables, contrastant par leur teinte jaune avec le sable gris calcarifère. On a également reconnu par sondage l'existence de niveaux tourbeux.

Une circonstance particulièrement favorable s'est présentée lors des travaux de rectification du canal de Gand à Bruges, au Nord-Ouest du village d'Aalter. Nous avons pu y étudier une coupe complète dans les terrains quaternaires. Leur épaisseur y est très variable, atteignant 10 m au Westveld. A cet endroit on trouve deux niveaux de solifluxion intercalés dans la masse des sables. Ils renferment des cailloux éolisés, parfois volumineux et vont s'unir vers le sommet des buttes voisines, où ils se confondent avec les prêles. L'analogie frappante que montre cette disposition avec celle observée dans les ergerons

TABLEAU II - PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

III	ÉRGERON SUPÉRIEUR (E ₃) SABLE DE COUVERTURE	COLMATAGE NIVÉO-ÉOLIEN DE LA VALLÉE FLAMANDE ET TRIBUTAIRES	ZONE DE LEFFINGE EN PLAINÉ MARITIME	DÉPÔT DE LA BASSE TERRASSE DU BASSIN MOSAN; PRÉDOMINANCE DE L'ACCUMULATION AUX PÉRIODES FROIDES, ET DE L'ÉROSION AUX INTERSTADES.
INTERGLACIAIRE (MASURIEN)	ANCIEN SOL DE VÉGÉTATION	DÉPÔTS ESTUARIENS ET FLUVIATILES AU FOND DES ANCIENNES VALLÉES	ZONE D'OSTENDE EN PLAINÉ MARITIME	
WURM	ÉRGERON MOYEN (E ₂) (HESBAYEN) SABLE DE COUVERTURE	ALTERNANCES D'ACCUMULATION ET D'ÉROSION DANS LE BASSIN DE L'ESCAUT		
INTERGLACIAIRE TUBANTIEN	ANCIEN SOL DE VÉGÉTATION	PRÉDOMINANCE DE L'ÉROSION AUX PÉRIODES FROIDES ET DE L'ACCUMULATION AUX INTERSTADES		
I	ÉRGERON INFÉRIEUR (E ₁) SABLE DE COUVERTURE	(CREUSEMENT DES VALLONS SECS ET FORMA- TION DE DÉPÔTS NIVÉO-FLUVIAUX, ÉOLISA- TION DES CAILLOUX, CRYOTURBATIONS)		
RISS - WURM	DÉPÔTS MARINS AUX PAYS - BAS	PAS DE DÉPÔTS CONNUS AVEC CERTITUDE EN BELGIQUE (TOURBES DU QUESNOY?)		
INTERGLACIAIRE	(EEMIEN)	PRÉDOMINANCE DU CREUSEMENT		

n'est pas une simple coïncidence. Elle montre clairement que la succession de trois niveaux existe aussi dans les Sables de couverture, tout comme dans les ergerons.

Le tableau II ci-joint donne les subdivisions du Pléistocène supérieur en Belgique.

IV. — L'HOLOCÈNE.

(Tableau III.)

LIMITE INFÉRIEURE DE L'HOLOCÈNE.

Préboréal et Boréal.

Actuellement, on a tendance à faire débiter l'Holocène avec la période préboréale (dont la durée n'est d'ailleurs estimée qu'à 500 ans environ). Les études palynologiques montrent que le Préboréal est caractérisé par une diminution rapide de *Betula*, un accroissement de *Pinus* et la présence de thermophiles peu abondants ⁽¹⁰⁾.

L'événement le plus important de la période post-glaciaire a été, pour nos régions, la disparition graduelle du sous-sol gelé. La végétation était jusqu'alors celle d'une toundra qui, peut-être, n'était pas complètement dépourvue d'arbres (parc-toundra d'IVERSEN). En Basse-Belgique, des tourbières se développaient à la faveur du relief peu accidenté, dans les nombreuses dépressions du micro-relief. En Moyenne-Belgique, le réseau hydrographique, mieux développé, assurait l'écoulement superficiel, tout en ne parvenant pas à s'imposer profondément par suite de l'existence du sous-sol gelé, tout au moins en ce qui concerne les petits affluents.

Lors de la disparition du tjäle, les petits affluents ont vu leur débit diminuer fortement, car les eaux s'infiltrèrent dans le sol, nourrissant la nappe phréatique raccordée aux grandes rivières. Ceci explique pourquoi tant de petits vallons suspendus débouchent dans nos grandes vallées. Il y eut donc un assèchement important de vastes surfaces de notre territoire. Toutefois, en certains endroits, l'imperméabilité du sol favorisa la persistance de tourbières (Fagnes).

⁽¹⁰⁾ C'est aussi la limite que les géologues néerlandais ont proposé d'admettre internationalement au XVIII^e Congrès Géologique International, tenu à Londres en 1948.

Nous appelons *creusement boréal* la reprise d'érosion qui s'est opérée après la disparition du tjäle, au moment où le niveau de la mer était encore fort bas. En Moyenne-Belgique, ce creusement a normalement suivi le cours des anciennes vallées, qui n'avaient été colmatées que partiellement par des limons et des dépôts nivéo-fluviaux. Par contre, en Basse-Belgique, certains thalwegs avaient été comblés si complètement que le nouveau creusement n'a pas suivi nécessairement les anciens tracés. C'est ainsi que les deux Nèthes ont creusé, pour la majeure partie de leur cours, leur lit en dehors des thalwegs

Consécutivement à l'approfondissement des vallées boréales, il s'est produit un abaissement progressif de la nappe phréatique. La végétation de toundra a alors fait place à la forêt permanente. Mais avant que ce nouveau régime ne se soit installé, des actions éoliennes ont pu se manifester sur un sol encore incomplètement recouvert de végétation. Le phénomène est surtout bien marqué le long des cours d'eau, où le drainage des terrains s'opérait le plus facilement. La présence de dépôts éoliens de la fin du Préboréal et du début du Boréal, reposant directement sur des dépôts pléistocènes supérieurs, est donc liée au réseau hydrographique, comme l'ont déjà indiqué LEVY et, plus récemment, PEETERS. Ces dépôts sont des nappes peu épaisses ou des dunes. Ces dernières sont le mieux développées sur la rive orientale des biefs Sud-Nord, mais elles existent quelquefois aussi sur la rive occidentale. En bordure de la zone limoneuse, les rivières ont pu atteindre le substratum sableux en creusant leurs vallées; on voit alors des sables boréaux recouvrir le limon. Dans la zone franchement limoneuse, le sol n'a probablement pas connu un assèchement aussi marqué qu'en zone sableuse, grâce au pouvoir de rétention des limons pour l'eau, de sorte que la végétation forestière a pu s'établir plus rapidement. Il n'est pas impossible cependant, qu'un remaniement local du limon ait pu se produire. Par ailleurs, certains sables de couverture de la Moyenne-Belgique sont probablement d'origine éolienne et datent du Boréal (Casteau).

Signalons enfin que ces sables éoliens se trouvent parfois dans les vallées, où ils sont recouverts par des alluvions récentes.

Période atlantique.

Le relèvement postglaciaire du niveau de la mer provoqua l'inondation du Pas de Calais et instaura un régime particulier dans la mer du Nord. En bordure de la côte, la plaine tourbeuse (dont les dépôts constituent la « tourbe profonde ») fut inondée et recouverte de sédiments de l'assise de Calais (« sables pisards »). La plaine maritime a été transformée en paysage analogue à la Waddenzee; il s'est formé un cordon dunal (« dunes anciennes » de Ghyvelde, etc.), derrière lequel se sont établies des tourbières.

Nous avons esquissé l'évolution de la plaine maritime à cette époque dans un article paru récemment dans ce *Bulletin* et auquel nous renvoyons le lecteur (Tavernier, 1947).

Parallèlement au colmatage de la plaine maritime se produisit un alluvionnement dans les vallées. Il se manifeste par la formation de levées sableuses en bordure du lit mineur et de cuvettes à sédimentation argileuse dans le lit majeur. C'est dans ces cuvettes que se développe la tourbe (dite « de surface »), dès le moment où, par suite du relèvement persistant du niveau de base, les cours d'eau ont atteint un stade de sénilité tel que l'apport de matériaux terrigènes était devenu insuffisant pour permettre à la sédimentation de compenser le relèvement du plan d'eau.

Période subboréale.

D'après les données palynologiques et paléobotaniques il semble bien qu'au cours de la période subboréale le climat soit devenu plus chaud et, certainement, plus sec. De cette période date vraisemblablement un remaniement éolien des dunes continentales. On a reconnu dans celles-ci la présence d'anciens sols de végétation ensevelis sous une couverture sableuse d'épaisseur variable mais le plus souvent faible. Des analyses palynologiques de ces sols, exécutées par M. Van Hoorne, indiquent un âge atlantique, — quoique l'interprétation des résultats obtenus soit très délicate.

La formation de la tourbe des vallées s'est poursuivie au cours de la période subboréale.

Période subatlantique.

Cette période est caractérisée par un climat plus humide que celui de la précédente.

Elle correspond à une série de transgressions ayant abouti dans la plaine maritime au dépôt de l'assise de Dunkerque (cfr. TAVERNIER, 1947, 1948 et MOORMANN). Des sables et des argiles ont recouvert la tourbe. Quand le colmatage eut atteint un niveau suffisamment élevé, la plaine fut soustraite aux actions marines par la construction de digues. Une évolution similaire eut lieu dans l'estuaire de l'Escaut.

Dans le reste du pays, l'homme a également fortement influencé l'évolution du paysage au cours de cette période. En Moyenne-Belgique, le déboisement systématique et la mise en culture provoquèrent un ruissellement intense. Le long des flancs des collines, les profils des sols ont été tronqués par « sheet erosion » : sur les pentes fortes, la terre-à-briques fut enlevée, faisant affleurer l'ergeron, voire son substratum. Les matériaux ruisselés furent partiellement entraînés par les cours d'eau, mais une partie en fut déposée sous forme de colluvions dans des dépressions de terrain ou sur les alluvions récentes, à des endroits où les cours d'eau n'ont pu les reprendre par suite de leur endiguement.

Le débit solide des cours d'eau étant très fort, l'apport terrigène augmenta et les tourbières s'ensasèrent : du limon alluvial se déposa sur toute l'étendue des plaines fluviales (alluvions modernes). Les digues construites le long des rivières pour empêcher les inondations saisonnières mirent fin au dépôt de ces alluvions, ce qui favorisa une tourbification superficielle dans les parties les plus basses des plaines fluviales.

Notons encore que le régime actuel des cours d'eau a été profondément modifié par toutes ces interventions humaines. Leur charge très forte en matériaux suspendus leur a ôté tout pouvoir érosif et l'on constate en maints endroits un ensablement de leur lit mineur.

En Flandre sablonneuse et en Campine, le déboisement, entretenu par l'élevage des moutons, favorisait l'extension des landes et des bruyères et la dégradation des sols. Une fois de plus, les sables purent être remis en mouvement par le vent.

En Haute-Belgique, le ruissellement, suite du déboisement, a fait disparaître le long des pentes, en tout ou en partie, les couches altérées, mettant à nu le substratum rocheux.

TABLEAU III — HOLOCÈNE

ANNÉES	PÉRIODES	VÉGÉTATION	PLAINE MARIT.	INTÉRIEUR DU PAYS	
+1.000	RÉCENT ET SUBATLANTIQUE (HUMIDE)	DÉBOISEMENT INTENSE	ASSISE DE DUNKERQUE (PLUSIEURS PHASES DE TRANSGRESSION) DUNES RÉCENTES	REPRISE DU RUISSELLEMENT AVEC FORMATION DE COLLUVIONS RÉCENTES DÉPÔT DU LIMON ALLUVIAL RÉCENT. FORMATION DE LANDES EN RÉGIONS SABLEUSES. COURS D'EAU RÉCENTS	TOURBIÈRES DANS LES LANDES DE CAMPINE
0	SUBBORÉAL (RELATIVEMENT SEC ET CHAUD)	CHÊNAIE MIXTE AVEC HÊTRE	FORMATION DE TOURBE DE SURFACE	FORMATION DE TOURBE EN SURFACE DANS LES CUVETTES ALLUVIONNAIRES HORIZON DE WEBER ? LOCALEMENT REPRISE DE L'ACTI- VITÉ ÉOLIENNE.	
-1.000		CHÊNAIE MIXTE		FORMATION DE TOURBE DE SURFACE DANS LES CUVETTES ALLUVIONNAIRES	FORMATION CONTINUE DE TOURBE EN HAUTE BELGIQUE NÉOLITHIQUE
-2.000	ATLANTIQUE	CHÊNE, TILLEUL, ORME, FRÊNE, COUDRIER ET AULNE SURTOUT DANS LES PLAINES	ASSISE DE CALAIS (SABLES PISSARDS) DUNES INTERNES DE GHYVELDE	COLMATAGE DES VALLÉES BORÉALES	
-3.000	(RELATIVEMENT CHAUD ET HUMIDE)	HÊTRE SPORADIQUE	RUPTURE DU PAS-DE-CALAIS LOCALEMENT FORMATION DE TOURBE PROFONDE (PRO PARTE)		
-4.000		FORÊTS DE PIN, COUDRIER AULNE, TILLEUL ORME ET CHÊNE		CREUSEMENT DES VALLÉES	
-5.000	BORÉAL (CHAUD ET SEC)	PIN ET BOULEAU		ACTIVITÉ ÉOLIENNE, DUNES CONTI- NENTALES ET NAPPES DE SABLE	
-6.000	PRÉBORÉAL				FORMATION CONTINUE DE TOURBE EN HAUTE BELGIQUE MÉSOLITHIQUE
-7.000		BOULEAU ET PIN	ASSISE D'OSTENDE (ZONE DE LEFFINGE)	TOURBE PÉRIGLACIAIRE ACTIONS PÉRIGLACIAIRES (CRYOTURBATIONS)	
-8.000	SUBARCTIQUE	PARC MARÉCAGEUX (SOUS-SOL GELÉ)			
-9.000					PALEOLITHIQUE SUPÉRIEUR (MAGDALÉNIEN)
-10.000	ARCTIQUE	TOUNDRAS			
-15.000					
-20.000					

En pays plat, les rivières, en débordant de leur ancien lit boréal, inondèrent des dépressions du microrelief. Ainsi se formèrent les soi-disant cuvettes alluviales (Tronchiennes sur la Lys, Heusden-Destelbergen sur l'Escaut, Halen-Schulen sur le Démer, etc.). Elles renferment les îlots pléistocènes (« donken ») surbaissés qui n'ont jamais été inondés ou qui sont simplement recouverts d'une faible couche d'alluvions récentes. De même naissaient des ruisseaux, par jonction de cuvettes marécageuses du microrelief. Ils n'ont pas de véritable plaine alluviale et drainent imparfaitement ces cuvettes. Nous qualifions ce paysage de *semi-alluvial*. On y trouve souvent des tufs calcaires, qui se sont formés par précipitation biochimique dans les dépressions.

Le tableau III ci-joint donne les subdivisions de l'Holocène belge. Les indications relatives à la végétation sont reprises du travail récent de MM. BURCK, FLORSCHÜTZ et TESCH.

V. — CONCLUSION GÉNÉRALE.

L'étude des dépôts quaternaires de la Belgique nous amène à considérer que, contrairement à l'opinion courante, les traits essentiels du relief de la Belgique — et en particulier ceux de la Moyenne et de la Basse-Belgique — ne relèvent pas uniquement, ni même en ordre principal, de la morphogénèse normale. Bien au contraire, c'est en régime périglaciaire que se sont constitués les grands traits de la morphologie. Les phénomènes d'accumulation nivéo-éolienne, la formation de terrasses climatiques, de dépôts nivéo-fluviaux, la dénudation par altiplanation, solifluxion et mouvements de masse, ont fortement marqué leur empreinte sur le sol belge. Enfin, la morphogénèse de la Moyenne et de la Basse-Belgique est plus récente que l'admet la théorie classique.

BIBLIOGRAPHIE.

- BAKKER, J., Over tectogene en morfogene gelijktijdigheid bij de jongere gebergtevorming in West en Midden Europa in het kader van denucliatieve altiplanatie (*Natuurwet. Tijdschr.*, t. XXX, pp. 3-53, 21 fig., Gent, 1948).
- BAULIG, H., Le relief de la Haute-Belgique (*Ann. Géogr.*, t. XXXV, pp. 206-235, Paris, 1926).
- BORDES, F., Les limons quaternaires du bassin de Paris et du Nord de la France [*La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe*, (1946), pp. 362-372, 1 fig., Bruxelles, 1947].

- BOURCART, J., Considérations théoriques sur l'origine des terrasses fluviales [*Bull. Soc. Géol. France*, 5^e série, t. XVII (1947), pp. 395-402, Paris, 1948].
- BREUIL, H., De l'importance de la solifluxion dans l'étude des terrasses quaternaires (*Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, t. VII).
- BRIQUET, A., Contribution à l'étude des origines du réseau hydrographique du Nord de la Belgique (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. XX, 1906, Mém. pp. 71-78, 5 fig., Bruxelles, 1906).
- BROUWER, A., Pollenanalytisch en Geologisch Onderzoek van het Onderen Midden-Pleistoceen van Noord-Nederland (*Leidse Geol. Meded.*, t. XI, afl. 2, 343 p., Leiden, 1948).
- BRUEREN, J. W. R., Het terrassenlandschap van Zuid-Limburg (*Meded. Geol. Stichting*, série C-VI, n^o 1, 93 p., 18 fig., 4 pl., Heerlen, 1945).
- BUDEL, J., Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropa (*Peterm., Erg.*, H. 229, Gotha, 1937).
- Die quantitative Bedeutung der periglazialen Verwitterung. Abtragung und Talbildung in Mitteleuropa (*Verh. III. Int. Quartär Konf.*, Wien, 1936).
- BURCK, H. D. M., FLORSCHÜTZ, F. en TESCH, P., De stratigraphische grens tussen het Pleistoceen en het Holoceen in Nederland (*Geologie en Mijnb.*, t. 10, pp. 109-115. 1948).
- CAILLEUX, A., Les actions éoliennes périglaciaires en Europe (*Mém. Soc. Géol. France*, t. XXI, 46, pp. 1-176, 5 pl., Paris, 1942).
- Concrétions quartzéuses d'origine pédologique [*Bull. Soc. Géol. France*, 5^e série, t. XVII (1947), pp. 475-482, 1 pl., Paris, 1948].
- COMMENT, V., Note sur le Quaternaire du Nord de la France, de la vallée du Rhin et de la Belgique (*Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLI, pp. 12-52, Lille, 1912).
- CORNET, J., Études sur l'évolution des rivières belges (*Ann. Soc. géol. Belgique*, t. XXXI, Mém. pp. 261-500, Liège, 1904).
- Leçons de Géologie, Bruxelles, 1927, édit. Maurice Lamertin.
- DE BÉTHUNE, P., Het Appalachisch Relief in Pennsylvanië en in de Ardennen (*Natuurwet. Tijdschr.*, t. XXX, pp. 55-64, 1 fig., Gent, 1948).
- DEMOLON, A., Recherches physico-chimiques sur la terre à briques envisagée comme milieu naturel, Paris. 1926.
- DELVAUX, E., Nature et origine des éléments caillouteux quaternaires qui s'étendent en nappes sur les plateaux de la Belgique occidentale [*Ann. Soc. géol. Belgique*, t. XIX (1891-1892), Mém. pp. 223-266, Liège, 1892].
- DEWERS, F., Diluvium « Das Känozoicum » in Niedersachsen (*Geologie und Lagerstat. Niedersachsens*, III, pp. 53-267, Göttingen, 1941).
- DUBOIS, G., Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France (*Mém. Soc. Géol. Nord*, t. VIII, 353 p., 4 pl., Lille, 1924).

- EDELMAN, C. H., *Petrologische provincies in het Nederlandsche Kwartaire*, 104 p., Amsterdam, 1933.
- Les limons et les sables de couverture des Pays-Bas [*La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe*, (1946), pp. 303-310, 4 fig., Bruxelles, 1947].
- EDELMAN, C. H. & CROMMELIN, R. D., Ueber die periglaziale Natur des Jungpleistozäns in den Niederlanden (*Abh. Nat. Ver. Bremen*, t. XXXI, pp. 307-318, 1939).
- EDELMAN, C. H., FLORSCHUTZ, F. & JESWIET, J., Ueber spätpleistozäne und frühholozäne kryoturbate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden (*Verh. Geol. Mijnb. Gen.*, Geol. Ser., t. XI, 1936, pp. 301-336, 2 fig., 6 pl.).
- EDELMAN, C. H. & TAVERNIER, R., Periglaciales verschijnselen, meer in het bijzonder in de Antwerpse Kempen (*Natuurwet. Tijdschr.*, t. XXII, pp. 139-151, 2 fig., 4 pl., Gent, 1940).
- FLORSCHUTZ, F., Die beiden Azolla-arten des Niederländischen Pleistozäns (*Rec. trav. bot. néerl.*, t. XXXV, pp. 932-945, 1938).
- Periglaziale Torf und Flugsandbildungen in den Niederlanden als Folge eines dauerenden Frostbodens (*Abh. Nat. Ver. Bremen*, t. XXXI, 1939).
- Tentative pour dater le loess de Gueldre [*La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 278-288, 5 fig., Bruxelles, 1947].
- GRIPP, K., *Geologie von Hamburg und seiner näheren und weiteren Umgebung*, Hamburg, 1933.
- GROSJEAN, A., Indices de mouvements tectoniques récents en Campine. Leur utilisation pour le tracé superficiel de la faille de Rotem (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LI, pp. 142-148, 2 fig., Bruxelles, 1942).
- GULINCK, M., Sur des phénomènes de glissement sous-aquatique et quelques structures particulières dans les sables landéniens (*Ibid.*, t. LVII, pp. 12-30, 12 fig., Bruxelles, 1948).
- HACQUAERT, A. & TAVERNIER, R., Excursion géologique en Campine [*La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 452-481, 7 fig., 4 pl., Bruxelles, 1947].
- HALET, F., Observations sur la communication de M. Legrand (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LV, 1945, p. 91, 1 fig., Bruxelles).
- IVERSEN, J., Conference on Quaternary History and Pollen Analysis, Cambridge, 1946.
- LADRIÈRE, J., Étude stratigraphique du terrain quaternaire du Nord de la France (*Ann. Soc. géol. Nord*, t. XVII, pp. 93-149 et 205-276, Lille, 1890).
- LEFÈVRE, M., Les surfaces d'aplanissement de l'Ardenne belge et de son avant-pays (*Extr. Rapp. Comm.*, p. 1; *Cartographie d'aplanissement tertiaire*, pp. 83-90, 1 carte, 1938).
- La basse Meuse. Étude de morphologie fluviale (*Bull. Soc. belge Ét. géogr.*, Mém. n° 1, 1935).

- LEGRAND, R., Le Bruxellien du bois de la Houssière à Braine-le-Comte (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LV, 1945, pp. 91-103, 3 fig., Bruxelles).
- LERICHE, M., Sur l'âge des sables de Moll (*Ibid.*, t. XXVII, pp. 92-95, Bruxelles, 1913).
- LEVY, F., Die Belgischen Binnendünen (*Geol. Rundsch.*, t. XI, 1921, pp. 150-155, Stuttgart).
- MACAR, P., Compte rendu de l'excursion du 24 avril 1938, consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubagsberg (Limbourg hollandais) (*Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXI, pp. B 187-217, 1 pl., 2 fig., Liège, 1938).
- Les niveaux des terrasses quaternaires du bassin de la Meuse [*La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 397-412].
- Principes de Géomorphologie normale, Liège, Vaillant-Carmanne, 1946.
- La valeur, comme moyen de corrélation, des cailloux d'oolithe silicifiés et l'origine des graviers dits « Onx » des Hautes Fagnes (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LIV, 1945).
- MANIL, G., Les limons de la région de Gembloux (*Thèse*, 1948; texte dactylographié).
- MIGLIORINI, C. I., The Pliocene-Pleistocene boundary in Italy (*Int. Geol. Congr. London*, 1948, Abstr. p. 62).
- MOORMANN, F., Het ontstaan van het Veurne-Ambachtse Polderlandschap (in druk), Biekorf, 1949.
- PEETERS, L., Les dunes continentales de la Belgique (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LII, pp. 51-61, Bruxelles, 1943).
- RENIER, A., Contributions de Robert de Limbourg à l'étude du Quaternaire de l'Est de la Belgique [*La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 420-451, Bruxelles, 1947].
- STEVENS, CH., Le relief de la Belgique (*Mém. Inst. géol. Louvain*, t. XII, 1938, pp. 37-428, 126 fig., 1 atlas, 21 pl.).
- Quelques particularités de la répartition du loess en Belgique [*La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 331-332, Bruxelles, 1947].
- SCHREUDER, A., Upper-pliocene *Proboscidea* out of the Scheldt and the Lower-Rhine (*Leidsche Geol. Meded.*, t. XIV, pp. 40-58, 4 fig., 4 pl., Leiden, 1944).
- The Tegelen Fauna with a description of new remains of its rare components (*Arch. néerl. de Zool.*, t. VII, 1945, pp. 143-204).
- De Mastodont en de olifant onder de « zwarte fossielen » uit de Zeeuwsche wateren (*Verh. Geol. Mijnbouwk. Gen.*, Geol. Serie, t. XIV, 1945, pp. 437-442), 2 fig.).
- STOCKMANS, F., Introduction à l'étude botanique du Quaternaire en Belgique [*La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 248-265, Bruxelles, 1947].
- TAVERNIER, R., L'âge des argiles de la Campine (*Bull. Soc. belge Géol.*).

- Le Néogène de la Belgique (*Ibid.*, t. LII, pp. 7-34, 2 fig., Bruxelles, 1943).
 - De Kwartaire afzettingen in België (*Natuurwet. Tijdschr.*, t. XXV, pp. 121-137, Gent, 1943).
 - Phénomènes périglaciaires en Belgique (*Bull. Soc. belge Et. géogr.*).
 - L'évolution du Bas-Escaut au Pléistocène supérieur (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LV, pp. 106-125, 5 fig., Bruxelles, 1946).
 - Note sur le Pléistocène récent de la Belgique [*La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 311-318, Bruxelles, 1947].
 - L'évolution de la plaine maritime belge (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LVI, pp. 332-343, 2 fig., Bruxelles, 1947).
- TEN DAM, A. & REINHOLD, TH., Die stratigraphischen Gliederung des Niederländischen Plio-Pleistozäns nach Foraminiferen (*Meded. Geol. Stichting*, Serie C-V, n° 1, 66 p., Maastricht, 1945).
- TESCH, P., De opeenvolging van de oud-plitocene lagen in Nederland (*Tijdschr. Koninkl. Ned., Aardr. Gen.*, 2^e série, t. LI, pp. 649-675).
- De mariene inschakeling in de hoogterrasafzettingen in het Westen en Noorden van Nederland (*Geol. en Mijnb.*, nieuwe serie, pp. 9-13, 1939, t. 1).
- VAN STRAATEN, L. M. J. U., Grintonderzoek in Zuid-Limburg (*Meded. Geol. Stichting*, Serie C-VI, n° 2, 146 p., 20 fig., 3 pl., 3 ann., Maastricht, 1946).
- VAN DER VLERK, I., Correlation between Plio-Pleistocene deposits in East-Anglia and in the Netherlands (*Intern. Geol. Congres London*, 1948, Abstract pp. 64-65).
- ZEUNER, F. E., The Pleistocene Period. Its climate, chronology and faunal successions, XII, 322 p. (*Ray. Soc.*, London).
- ZONNEVELD, J. I. S., Het Kwartair van het Peelgebied en naaste omgeving. Een sediment petrologische studie (*Meded. Geol. Stichting*, Serie C-VI, n° 3, 233 p., Heerlen, 1947).
- Quelques remarques sur la Stratigraphie et la Paléogéologie quaternaires des Pays-Bas [*La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe* (1946), pp. 372-382, Bruxelles, 1947].

Un contact de la diorite quartzifère de Lessines et de l'Ordovicien (*),

par R. LEGRAND et G. MORTELMANS.

AVANT-PROPOS.

L'été dernier, au cours d'une visite d'inspection qu'il effectuait à la carrière de la Dendre, M. A. Linard de Guertechin, ingénieur principal au Corps des Mines, à Mons, découvrait le premier contact du massif porphyrique de Lessines et du Siluro-Cambrien. Il remit au Service géologique plusieurs échantillons de schistes noirs, tachant les doigts et renfermant de nombreux débris de graptolites. La présence de fossiles et la fraîcheur de la roche conféraient à cette découverte un intérêt tout spécial. Cependant, M. A. Linard, absorbé par ses fonctions, dut confier au Service géologique le soin de tirer profit de sa découverte.

Chargé de cette étude, R. Legrand obtint le concours de M. Lecompte pour l'étude de l'Ordovicien et de sa faune, et de G. Mortelmans pour l'étude de la roche intrusive et des phénomènes de contact.

Vu l'intérêt de la découverte et le danger de voir les affleurements se détériorer ou disparaître rapidement, les auteurs acceptèrent d'organiser une visite de la Société à Lessines le 24 octobre 1948. Les premiers résultats de l'étude qui vous sont présentés aujourd'hui situent le gisement dans son cadre régional et font connaître les caractères de la roche éruptive à son contact avec l'Ordovicien et les circonstances de sa mise en place. La partie de la recherche intéressant l'Ordovicien fera l'objet d'une communication ultérieure.

I. — OBSERVATIONS ANCIENNES.

Si G. Velge, auteur de la planchette géologique n° 114 (Biévène-Enghien), a figuré la partie orientale du massif porphyrique de Lessines, il n'a recueilli aucune donnée sur le Paléozoïque. Depuis lors, des renseignements complémentaires sur l'extension du porphyre dans le sous-sol de Bois-de-Lessines

(*) Manuscrit remis au Secrétariat le 20 janvier 1949.

ont été apportés par l'ouverture de plusieurs carrières et l'exécution de sondages de recherche à proximité immédiate de celles-ci (n^{os} 15, 18, pl. Biévène).

E. Delvaux, auteur de la planchette n^o 113 (Mainvault-Lessines), a observé à proximité des affleurements méridionaux de la porphyrite, des roches paléozoïques d'origine sédimentaire et leur a attribué un âge Devillien supérieur. A son avis, les « nappes dioritiques » constitueraient le culot d'une « cheminée volcanique ».

Le porphyre de Lessines a fait l'objet de nombreuses descriptions et études. En 1828 déjà, J. J. d'Omalius d'Halloy consacre une page de ses célèbres mémoires ⁽¹⁾ à la description du gisement de Lessines et, détail pittoresque, signale l'utilisation « des prismes entiers pour en faire des bornes ». Il nous paraît superflu de rappeler ici toutes les publications postérieures, tous les comptes rendus d'excursions. Le mieux est de consulter la liste bibliographique du mémoire de Wong-Wen-Hao ⁽²⁾, ce mémoire constituant la plus récente et la plus importante contribution à l'étude du porphyre de Lessines.

Par contre, les roches sédimentaires rencontrées au Sud immédiat du massif porphyrique n'ont fait l'objet d'aucune étude approfondie. Les auteurs se bornent à constater que si l'on rencontre à Ollignies du Devillien supérieur, la faille tracée par Delvaux est amplement justifiée, puisque le Paléozoïque est représenté par du Silurien supérieur à Isières et Lanquesaint.

Les Archives de la Carte géologique, conservées au Service géologique, contiennent les carnets dans lesquels Delvaux consignait ses observations en vue de l'élaboration de la carte géologique Mainvault-Lessines et renferment également de nombreux renseignements ultérieurs. Il nous paraît inutile de rappeler les observations effectuées en carrière où la porphyrite est encore accessible de nos jours, de même que les renseignements fournis par des puits et sondages, vérifiés depuis par l'extension des carrières.

En plus des affleurements (n^o 92, 721 et 722, pl. Lessines), Delvaux a reconnu la diorite en plusieurs puits (n^{os} 55, 56,

(1) J.-J. D'OMALIUS D'HALLOY, Mémoires pour servir à la description géologique des Pays-Bas, de la France et de quelques contrées voisines, Namur, 1828, pp. 43-44.

(2) WONG-WEN-HAO, Contribution à l'étude de la Porphyrite quartzifère de Lessines (*Mém. Inst. Géol.*, Louvain, 1913, t. I, pp. 297-325, pl. XII-XIV).

73, 98, 593, 709, 715, pl. Lessines). Il rapporte que, d'après le Secrétaire communal, les fondations de plusieurs ponts reposeraient sur la diorite (nos 46, 47, 70). Toutes ces observations semblent correspondre à la réalité, mais les suivantes peuvent prêter à critique :

n° 12.420 Delvaux (48, pl. Lessines : d'après le Secrétaire communal, « Puits de la ville de 12 m. Diorite ».

Il y a lieu de noter que la seule roche connue à Lessines par les gens de l'endroit est la « diorite ». Toutefois cette interprétation est très probable.

n° 12.431 Delvaux (630, pl. Lessines) : « Pont sur la Dendre, chemin de fer Denderleeuw. Sur pilotis. Diorite à 4 m ».

Si le pont est sur pilotis, comment connaître la nature de la roche ?

n° 12.471 Delvaux (671, pl. Lessines) : « A 300 m S.-E. » (note : du point réperé sous ce numéro) « la diorite a été atteinte par sondage Notté à la cote 10.50 ».

L'ancienne technique des sondages de recherche à Lessines était très simple. On travaillait, de nuit, au fleuret, jusqu'à ce qu'on rencontrât la roche dure.

n° 12.407 Delvaux (618, pl. Lessines) : « Puits de 7.60 m. Diorite, < m'assure-t-on. Ces renseignements sont d'accord avec le sondage Notté... ».

Ces trois dernières observations permettent de situer vraisemblablement le lieu de rencontre de la roche paléozoïque, sans plus. La spécification de la nature de cette roche, du domaine de l'hypothèse, était exigée pour l'élaboration de la carte géologique; il n'y a pas lieu de critiquer Delvaux, car l'hypothèse admise à la lumière des connaissances de l'époque était la plus vraisemblable.

De nombreux échantillons, provenant de puits et sondages ultérieurs, furent étudiés par F. Halet. La roche porphyrique semble avoir été atteinte par les sondages suivants : nos 27, 39^{II}, 39^V, 184 à 213, 215 à 217, 220 et 221, 223 à 225.

Des roches éruptives ont encore été rencontrées sur le territoire de la planchette Lessines. A Ogy, deux sondages, dont les

échantillons ont été étudiés par F. Halet, ont atteint une roche porphyrique aux profondeurs respectives de 20 m (n° 971) et de 21 m (n° 970).

A l'Est de Lessines, des roches éruptives du massif de Brabant sont connues en de nombreux affleurements.

Au Nord, un sondage a traversé 70 m de diorite et diabase à Grammont (n° 16, pl. Grammont).

A l'Ouest, des roches éruptives ont été rencontrées à Berchem-lez-Audenaerde (n°s 50a et 52, pl. Renaix, inédits), à Meulebeke (n° 4, pl. Wacken; n° 4, pl. Isegem), à Roulers (n°s 2 et 130, pl. Roulers), à Lichtervelde (n° 57, pl. Wyngene).

*
**

Le seul point où sont reconnues des roches paléozoïques d'origine sédimentaire, au Nord du gisement porphyrique de Lessines, est mentionné par F. Halet en ces termes (n° 24 suite, pl. Lessines) : « En l'année 1908, un puits a été exécuté au lieu-dit Les Sarts, au Nord-Est de Lessines, dans le but de rechercher le porphyre; ce puits a donné la coupe suivante :

- » Quaternaire : Limon jaune : 9 m.
- » Yprésien : Argile grisâtre : 5 m.
- » Silurien : Roche gris bleuâtre, légèrement psammitique et contenant de nombreuses empreintes de fossiles paraissant appartenir aux genres *Crinoides*, *Orthoceras*, *Orthis*, *Strophomena* ». (Ech.) Renseignement versé aux Archives le 26 septembre 1914; il semble puisé aux notes de C. Malaise.

Les données sur les roches paléozoïques sédimentaires rencontrées au Sud du porphyre de Lessines sont plus nombreuses. A. Dumont note le 8 juin 1846 : « Au Sud des carrières, on a fait un puits pour rechercher la houille, et l'on a trouvé :

- » Terre végétale 13 pieds;
- » Schiste ardoisier 92 pieds.

» Le schiste est bleu pâle, il alterne avec une sorte de quartzophyllade gris verdâtre. J'y ai trouvé un morceau de Chlorarkose miliaire. Ce sondage a été fait près de la ferme Bronckesne, par M. Spitaels, de Grammont. »

Rappelant cette recherche sous le n° 11932 (n° 1, pl. Lessines), Delvaux met sous la plume d'A. Dumont, en y ajoutant une observation rapportée à Malaise :

- « Phyllade gris-vert, schisto-compact
- » Quartzophyllade feuilleté gris verdâtre A.D.
- » Arkose chloritifère miliaire verdâtre
- » Quartzite (Malaise) ».

Ainsi qu'on le voit, Delvaux, dans son énoncé, ne fait pas de distinction entre les types lithologiques principaux de la roche et un type accessoire. Cet auteur attribue à ces roches un âge devillien supérieur (Dv2).

C. Malaise signale sous le n° 1071 (n° 24, pl. Lessines) avoir rencontré, « disséminées à la surface du sol, les diverses roches indiquées par Dumont, à l'exception de l'arkose ». Il ajoute sous le n° 1072 (n° 25) qu'« on a également rencontré des roches siluriennes à proximité du même endroit en faisant un puits près de la station du chemin de fer des carrières à 5 m de profondeur ». Ainsi, Malaise attribue au Silurien les phyllades et quartzophyllades rencontrés.

Les autres observations au Sud immédiat du gisement de porphyre sont les suivantes :

- E. Delvaux, n° 11.935 (n° 115) : « Puits de 14,40 m, mesuré. La maçonnerie descend à 4,40 m et s'arrête sur les schistes gris-blanc cambriens que l'on voit en saillie... ».
- n° 12.352 (n° 116) : « Puits de la gare : 14,30 m à 14,50 m (altitude 25,50). On a fait sauter 10 m de Cambrien. Schiste bleu... ». (Note : il s'agit vraisemblablement du même que celui décrit sous le n° 11.935.)
 - n° 12.534 (n° 118) : « ... Cambrien ».
 - n° 12.351 (n° 577) : « Puits domestique de 3 m, mesuré. Boulant. Cambrien. Alluvions. ».
 - n° 12.356 (n° 579) : « Puits Léon Losternon, 18,30 m. Limon de surface. Argile grise. Boulant. Cambrien; schiste traversé sur 1 m. C'est le puisatier lui-même qui parle. »

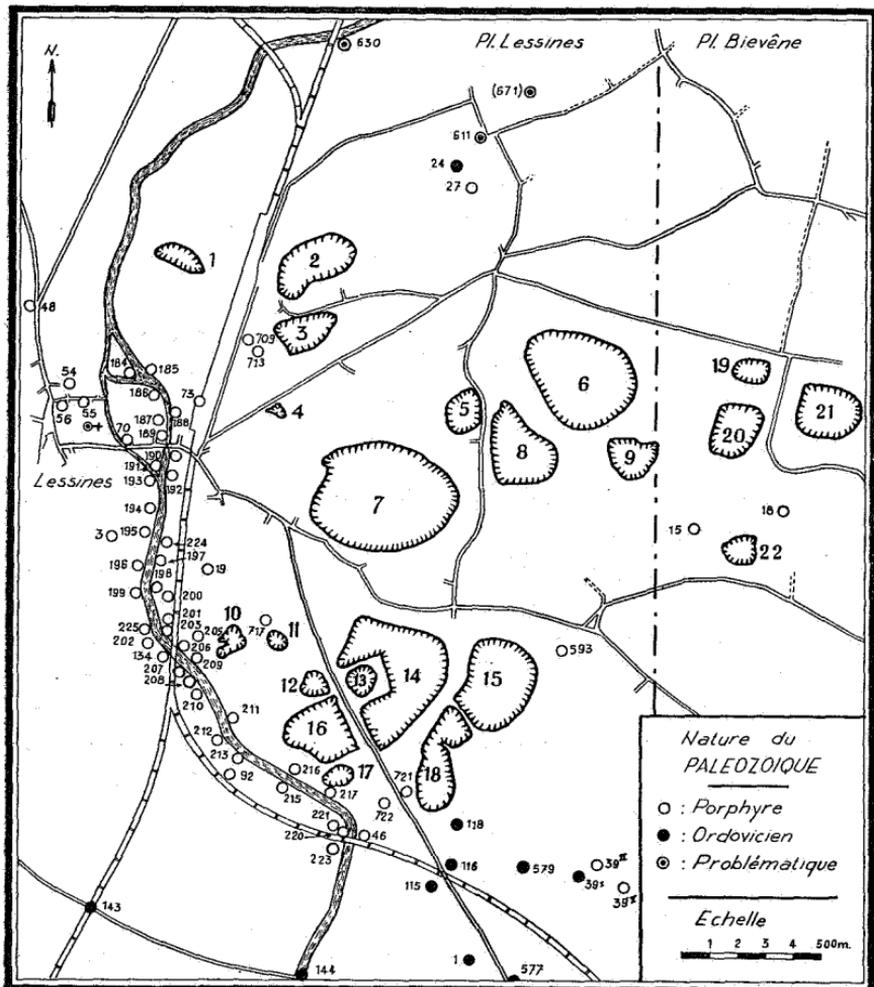


FIG. 1. — Plan d'ensemble.

Liste des carrières de porphyre de Lessines et Bois-de-Lessines.

- | | |
|---|--|
| 1. Carrière de la Dendre. | 12. Carrière Willocq. |
| 2. Carrière du Mouplon. | 13. Carrière Willocq. |
| 3. Carrière des Sarts. | 14. Carrière Cosyns (Grand-Trou Brassart). |
| 4. Le Porphyre (Carrière II). | 15. Carrières Unies (Siège Lenoir Frères). |
| 5. Carrières Unies (Siège Saint-Roch). | 16. Carrière Notté. |
| 6. Carrières Van de Velde, d'Harvengt et Cié. | 17. Carrière Cosyns (Petit-Trou Brassart). |
| 7. Carrières Unies (Siège Tacquelier). | 18. Carrière Cardon, Carrière Pierre Cardon. |
| 8. Carrières Unies (Siège Emile Lenoir). | 19. Nouvelles carrières. |
| 9. Carrières Van de Velde, d'Harvengt et Cie. | 20. Nouvelles carrières. |
| 10. Carrière Daumerie. | 21. Nouvelles carrières (L'Ermitage). |
| 11. Carrière Cosyns (Bas-Pierroir). | 22. Le Porphyre (Carrière I). |

- F. Halet (n° 39¹). Sondage de recherche effectué en 1931. Il a rencontré entre 7,50 m et 7,65 m des cailloux roulés de phyllades et quartzophyllades.
- (n° 144). Un groupe de 8 sondages exécutés en 1936 a reconnu la présence sous le Pléistocène, à des profondeurs de 14 m à 15 m, d'argile grise onctueuse avec fins débris de schistes altérés. Halet les rapporte au Siluro-Cambrien.
 - (n° 143). Huit sondages ont entamé, sur une hauteur allant de 3 à 8 m, tantôt de l'argile onctueuse d'altération de schistes, tantôt des schistes gris parfois gréseux, pailletés de mica. Ces roches sont rapportées par Halet au Siluro-Cambrien.

Toutes les recherches plus méridionales effectuées sur le territoire d'Ollignies ont rencontré tantôt des schistes phylladeux gris, bleus ou noirs, tantôt une argile dérivant de l'altération de ces roches. D'après les descriptions et surtout les échantillons conservés au Service géologique, il est difficile de rapporter au Cambrien ces terrains sédimentaires. Lithologiquement, ces roches semblent appartenir à l'Ordovicien (S11) ou au Silurien inférieur (S12a); elles sont très différentes des roches cambriennes rencontrées à ce jour sous les Flandres et dans le Brabant. Il y aurait donc lieu de modifier l'interprétation de l'auteur de la planchette géologique n° 113 (Mainvault-Lessines) et, par conséquent, de supprimer la faille expliquant le contact anormal Silurien-Cambrien.

La carte ci-jointe situe les puits et sondages mentionnés ainsi que l'extension des carrières en 1941 d'après les plans de l'Administration des Mines.

II. — OBSERVATIONS RÉCENTES.

1. SUR LE TERRAIN.

A. — Description de la carrière de la Dendre.

Ouverte près de la Dendre, au Nord-Ouest du gisement exploité de Lessines, la carrière Trief et Willocq, ou carrière de la Dendre, s'allonge en direction N.-W.—S.-E.

Au palier supérieur, à la limite d'extraction du porphyre, elle présente une forme grossièrement elliptique, avec des dimensions maxima de 150 m et 75 m. Sa profondeur, sous la surface du socle paléozoïque, varie de 35 m à 42 m (fig. 2).

L'exploitation est divisée en deux parties inégales par un important accident tectonique inclinant de 75° à 80° vers le Sud-Ouest et présentant une direction N.-N.-W.—S.-S.-E. Ainsi qu'on le verra plus loin, il s'agit d'une faille normale, à lèvre

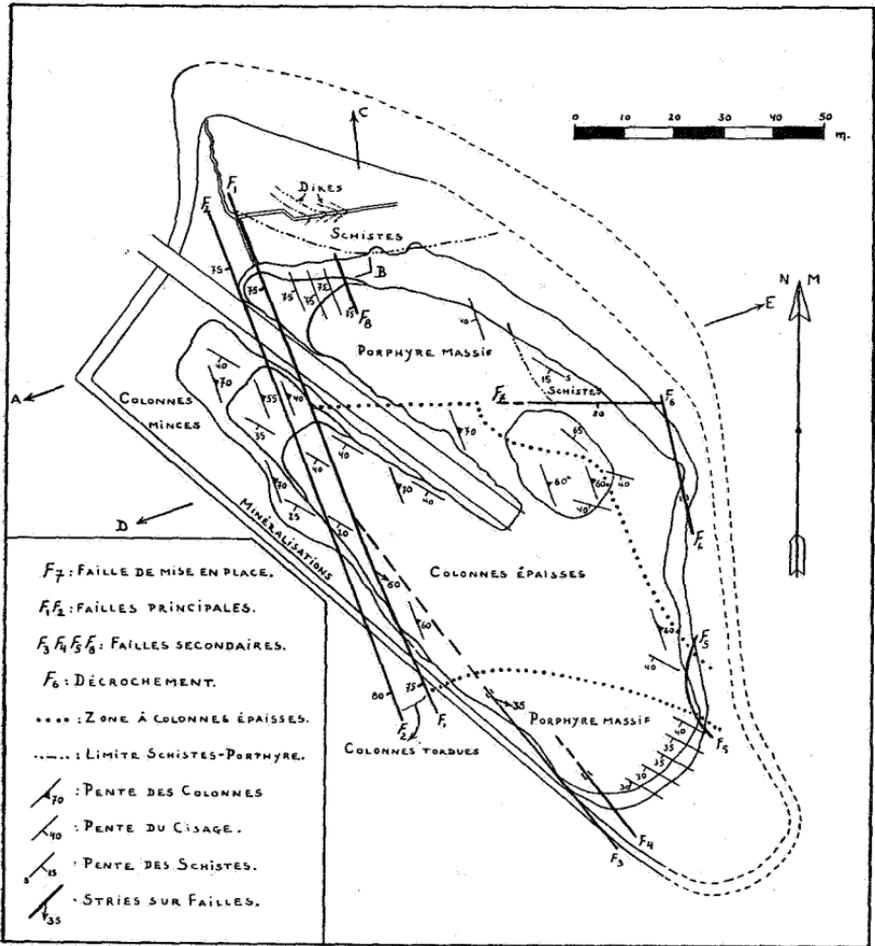


FIG. 2. — Plan de la carrière de la Dendre.

Sud-Ouest affaissée par rapport à la lèvre Nord-Est. Le déplacement des massifs situés de part et d'autre de la faille s'est fait obliquement, ainsi que le montrent les stries de glissement inclinant de 60° vers le Sud-Est. Cette faille principale F.1 est accompagnée, au Sud-Ouest, d'un accident secondaire parallèle F.2, distant du premier d'environ 5 m.

Au Sud-Ouest de ces deux failles, le porphyre offre une division parfaite en colonnes minces, irrégulièrement prismatiques, généralement à quatre ou cinq pans; ces colonnes inclinent de 70° vers l'W.-N.-W. (fig. 11). En approchant de la zone failleuse F.1-F.2, elles s'incurvent légèrement, leur pente n'étant plus que de 50° ; on les retrouve entre les deux failles avec une inclinaison de 40° seulement; leurs extrémités sont tordues. Il est clair que la faille F.2 n'est qu'un accident secondaire, produit par l'entraînement et la torsion des colonnes le long de la faille F.1.

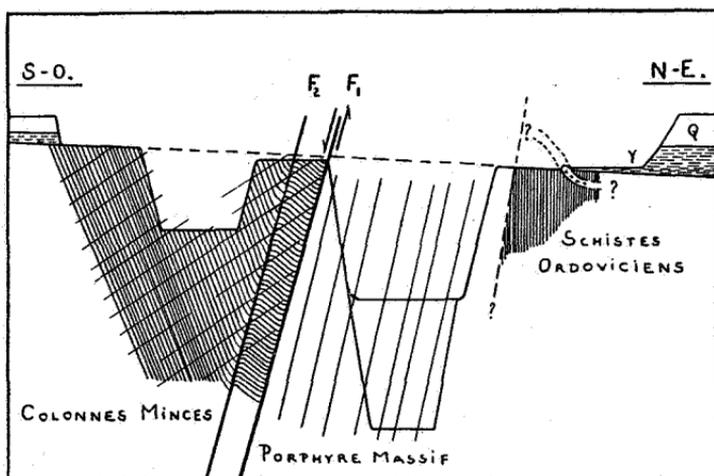


FIG. 3. — Coupe dans le coin nord-ouest de la carrière de la Dendre.

Au Nord-Est de l'accident F.1, le porphyre revêt des aspects structuraux variés (fig. 2, 3, 4).

L'angle Nord-Ouest de la carrière expose une roche massive, divisée en bancs grossiers par un cisage⁽³⁾ ondulé, sensiblement parallèle aux failles F.1 et F.2, tant en direction qu'en pendage.

La zone périphérique Nord-Est, voisine des contacts, est aussi formée de porphyre massif. Les cisages y sont rares et aberrants, parallèles en direction au contact inférieur; ils inclinent tantôt au Sud-Ouest (40°), tantôt au Nord-Est (60°).

Toute la partie centrale de la carrière est occupée par un porphyre divisé en grosses colonnes inclinant à 70° , puis 60° vers

(3) Le terme « cisage » est un terme d'exploitation désignant de grands joints ou lithoclastes provoquant une division en bancs d'épaisseur variable de la roche éruptive.

le Nord-Est. Enfin le coin Sud-Est de l'exploitation a une structure massive.

A l'exception des bords Nord et Nord-Est de l'exploitation, où le porphyre massif est affecté de cisages aberrants, le reste de la carrière présente une division assez régulière en bancs par un cisage inclinant en moyenne de 40° vers le S.-S.-E. Cette inclinaison diminue progressivement vers le Sud-Ouest de

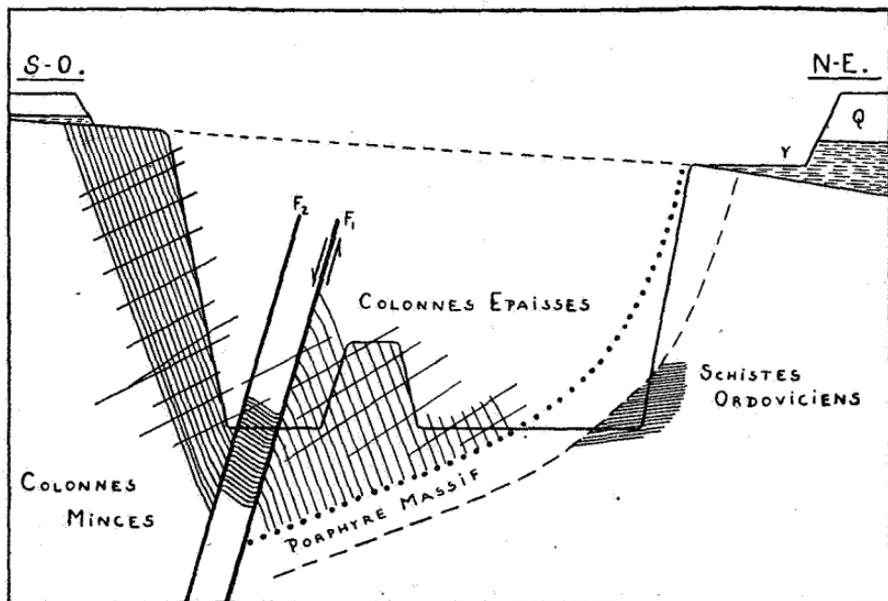


FIG. 4. — Coupe vers le milieu de la carrière de la Dendre.

l'exploitation, où se rencontrent des pendages de 25° et même 20°.

Cette division en bancs n'a ni une régularité ni une continuité parfaite et l'on peut voir de ces cassures qui se bifurquent ou se rejoignent.

Dans la partie Ouest de la carrière, au delà du faisceau failié, F.1-F.2, certains de ces joints sont minéralisés en quartz, chlorite, calcite, pyrite et marcassite, avec un peu de blende et parfois des traces de galène.

D'autres failles, telles les failles F.3, F.4, F.5, F.6, viennent encore compliquer la structure générale offerte par l'exploitation; leur importance paraît tout à fait secondaire. Au Nord-Est de la carrière s'observe un décrochement, avec striation horizontale des surfaces de faille; son importance n'est pas déterminable actuellement (F.6).

*
**

Si l'on tente d'ordonner les données structurales offertes par la carrière de la Dendre, il semble que l'on ait les relations suivantes (fig. 2, 3, 4) :

1° Au Nord et au Nord-Est de l'exploitation, une bande de porphyre massif, large de 20 à 40 m, plus ou moins parallèle au contact inférieur.

2° En continuité avec la première, et occupant toute la partie centrale de la carrière, une masse de porphyre présentant une division en colonnes épaisses.

3° Dans l'angle Sud-Est de l'exploitation, un nouveau massif de porphyre massif dont les relations avec les précédentes sont peu claires.

4° Au Sud-Ouest de la carrière, un massif de porphyre offrant une division en colonnes minces et régulières. Ce dernier massif est séparé des deux premiers par une faille importante; les observations de terrain montrent clairement qu'il s'agit d'une portion plus élevée de l'intrusion, descendue obliquement le long de cet accident.

La succession des phénomènes qui ont affecté le porphyre paraît avoir été la suivante :

a) Refroidissement du porphyre avec acquisition d'une structure massive faisant place, en s'éloignant du contact inférieur, à une structure colonnaire épaisse, d'abord grossière puis beaucoup plus régulière.

b) Faillage principal de direction N.-N.-W.—S.-S.-E. et pente Sud-Ouest, produisant la faille normale F.1 à déplacement oblique; mise en contact du porphyre en colonnes minces avec le porphyre massif ou en colonnes épaisses.

c) Développement du cisage, accompagné parfois d'un remplissage hydrothermal; on note que si les colonnes sont infléchies par entraînement le long des failles F.1-F.2, le cisage traverse cette zone sans être lui-même dévié.

d) Formation de failles secondaires déformant les plans de cisages.

B. — Description des contacts schiste-porphyre.

Le contact entre les schistes ordoviciens et le porphyre de Lessines a été mis à découvert par l'exploitation en deux groupes d'affleurements différents.

Le premier, situé au fond de la carrière, vers le milieu de sa face Nord-Est, a été largement entamé par l'exploitation; le second, situé au palier supérieur, immédiatement au-dessous

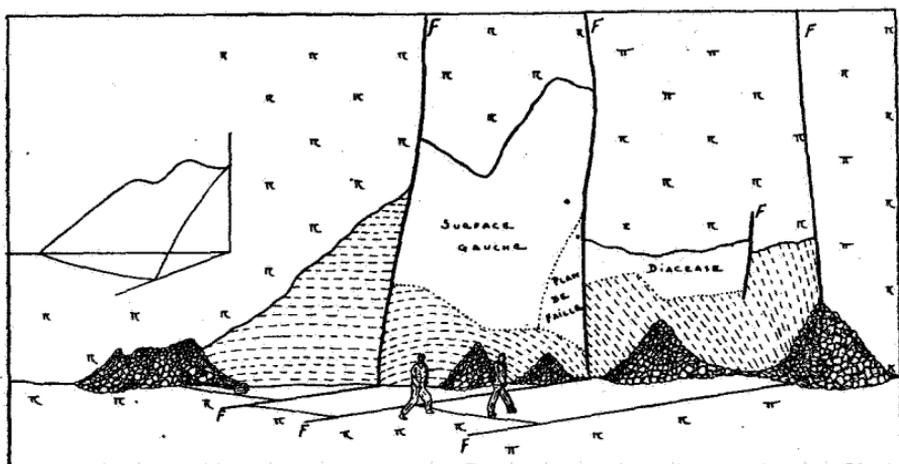


FIG. 5. — Croquis du contact schiste-porphyre dans le fond de la carrière de la Dendre (dessiné sur photo).

de la couverture d'argile yprésienne, comprend une série de mauvais affleurements, tous situés dans l'angle Nord-Ouest de la carrière.

A.— *Contact inférieur.* — Ce contact est le plus important de tous. Entamé sur un front de plus de 20 m de longueur et sur une hauteur atteignant une dizaine de mètres, il a fourni la quasi-totalité des échantillons paléontologiques et pétrographiques étudiés.

On peut décrire l'affleurement schisteux comme une sorte de coin s'enfonçant régulièrement sous le porphyre au Sud-Ouest et à l'Ouest, mais limité au Sud-Est par une faille d'orientation Est-Ouest, avec pendage Sud de 80° environ. La surface de contact entre le porphyre et les schistes incline de 40° environ vers le Sud-Ouest, *les schistes s'enfonçant sous le porphyre* (fig. 5, petit croquis à gauche et en haut).

Dans le détail, la structure est beaucoup plus compliquée, le coin schisteux étant découpé par failles en une série de trois blocs principaux.

Procédant du Nord-Ouest vers le Sud-Est du contact, on rencontre successivement :

1. Un massif bien régulier, où les schistes, non disloqués, ont une direction W.-N.-W. et une pente faible vers le Sud de 15° à 20° seulement. Le contact, discordant, est assez régulier, quoique montrant dans le détail de nombreuses indentations mineures des deux roches l'une dans l'autre; certains morceaux de schistes sont même complètement enrobés par la roche éruptive. Le schiste, étroitement soudé au porphyre, est devenu compact et sonore, à cassure subesquilleuse; il ne tache plus les doigts et, sur quelques décimètres, a perdu toute capacité de division suivant la stratification : c'est une cornéenne.

Une faille secondaire, d'allure sensiblement verticale, sépare ce massif d'un massif central.

2. La structure tectonique de celui-ci est beaucoup plus compliquée. Plus haut que large, ce massif intermédiaire forme un petit horst compris entre deux voussoirs affaissés. Le contact vers le haut entre la roche magmatique et les schistes est irrégulier et franchement discordant. La partie supérieure de l'affleurement est constituée par une surface gauche, trace d'un accident secondaire. Plus bas, on voit que les schistes décrivent une voûte surbaissée à flanc Sud-Est plus incliné que l'autre.

Une faille secondaire, subverticale, sépare ce bloc médian du voussoir Sud-Est.

3. Vers le haut, l'intersection de la surface de contact entre les schistes et le porphyre par la carrière a une trace à peu près horizontale. Le contact devient franchement discordant; en effet, l'allure en voûte dissymétrique esquissée précédemment s'accroît ici, les schistes inclinant de plus en plus au Sud-Est, pour devenir presque verticaux au voisinage de la faille-limite.

L'étude du contact schiste-porphyre le long de cette faille-limite est des plus intéressante. Ici comme ailleurs, la roche éruptive est étroitement soudée à la cornéenne; mais celle-ci est une brèche de schiste à ciment schisteux, tandis que le porphyre est une brèche à fragments de porphyre enrobés dans une pâte magmatique. Incontestablement *il s'agit d'un accident tectonique contemporain de la mise en place et du refroidissement de la roche éruptive.*

Une division des deux roches en lames grossièrement parallèles à cette surface particulière de contact indique que des rejeux postérieurs, d'importance tout à fait limitée, ont eu lieu après la consolidation du porphyre.

Enfin, il convient de noter aux différents contacts une pyritisation parfois intense qui affecte les schistes et le porphyre aux abords immédiats de leur jonction.

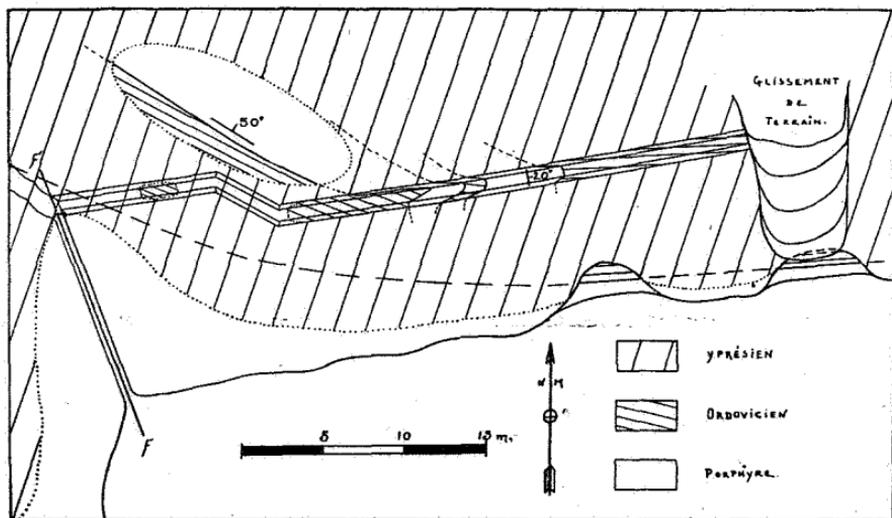


FIG. 6. — Plan des contacts schiste-porphyre au sommet de la carrière de la Dendre.

B. — *Contacts supérieurs.* — Les affleurements montrant le contact entre les schistes ordoviciens et la roche éruptive dans la partie supérieure de la carrière se répartissent en deux groupes (fig. 6) :

1. Le premier expose la jonction entre les schistes et le porphyre proprement dit. Il comporte deux affleurements situés à

Note ajoutée en cours d'impression. — Le 11 février 1949, une partie importante de la paroi Nord s'est effondrée dans la carrière. La niche d'arrachement s'étend sur la moitié droite de la paroi représentée à la figure 6 jusqu'à la tranchée servant à l'écoulement des eaux. Les schistes ordoviciens, assez altérés sur toute la hauteur et silicifiés au sommet, sont en contact avec le porphyre suivant une surface redressée devenant légèrement surplombante vers le haut.

A la même date, le palier inférieur de la carrière (voir fig. 2) dont l'élargissement se poursuit, a entamé les schistes au Nord de la faille F 7.

la lèvre de la carrière, dans de petits rentrants de cette lèvre. Le contact est ici sensiblement vertical; les schistes, de direction Est-Ouest, sont également verticaux et parallèles à ce contact. Les deux roches sont profondément altérées et ne permettent plus l'étude détaillée ni la récolte d'échantillons. On observe que sous la surface de l'argile yprésienne, les schistes sont affectés sur une épaisseur variable par des phénomènes de silicification superficielle. Au-dessous de la carapace ainsi formée, ils sont complètement désagrégés.

2. Le second groupe d'affleurements est constitué par de petits corps éruptifs, isolés au sein des schistes et distincts de la masse principale du porphyre.

Lors de l'excursion du 24 octobre 1948, un fort bloc de porphyre, à surface percée de trous de lithophages, paraissant reposer à plusieurs mètres au Nord du contact sur les schistes ordoviciens redressés, avait attiré l'attention des excursionnistes et donné lieu à plusieurs hypothèses. Les uns y voyaient un bloc non en place, venu d'un chaos voisin en glissant sur les pentes; pour d'autres, on avait affaire à un lambeau de contact, jadis en falaise, abattu et culbuté par la mer landénienne ou yprésienne; d'autres enfin envisageaient la possibilité que ce bloc fût en place et appartint à un filon détaché de la masse principale de porphyre. L'isolement du bloc, entouré de toutes parts par l'argile yprésienne, ne permit pas de trancher. Par la suite, le dégagement patient du contact entre le bloc et le schiste sous-jacent ainsi que les données fondamentales apportées par l'approfondissement d'un canal de dérivation des eaux de surface ont apporté la preuve que cette dernière hypothèse est la bonne.

La partie inférieure du bloc, complètement arénisée, offre une jonction finement dentelée avec les schistes ordoviciens redressés, à forte pente Nord-Est. La surface de contact incline de 40° environ dans le même sens, indiquant un contact discordant. Malgré la totale arénisation, on peut reconnaître que la bordure du porphyre était à grain beaucoup plus fin, presque aplitique, que la masse de celui-ci. Des joints, sensiblement perpendiculaires à la surface de contact, divisent la roche éruptive en colonnes très grossières.

La partie supérieure des schistes est ici aussi affectée par la formation d'une carapace de silicification au-dessous de laquelle l'altération est totale. Cette carapace est ravinée par le Landénien et l'Yprésien.

On a vu que le bloc de porphyre et les schistes y adossés formaient un îlot complètement entouré par l'argile yprésienne. Leur prolongement vers l'Est se retrouve dans un canal d'évacuation des eaux de surface (fig. 6 et 7). Ce canal entame, à sa partie supérieure, la base de l'argile yprésienne qui repose, par l'intermédiaire d'un gravier à galets de schistes, plus rarement de porphyre, empâtés d'argile sableuse brune, sur la surface du socle primaire qu'elle ravine. De petites poches de sables glauconifères landéniens s'observent çà et là, entre l'Yprésien et le socle; elle poussent parfois des racines et des digitations profondes dans ce socle pourri sur place.

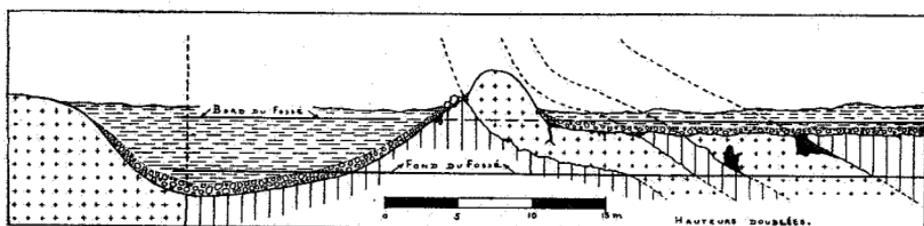


FIG. 7. — Coupe au sommet de la carrière, le long du canal d'évacuation des eaux de surface.

Lorsqu'on suit ce canal d'Ouest en Est, on rencontre d'abord des schistes ordoviciens redressés sur lesquels vient reposer, prolongeant exactement le bloc décrit plus haut, une lame de porphyre arénisé, inclinant à présent de 20° environ vers l'E.-N.-E. Cette lame, puissante de 2 m environ, est recouverte par des schistes redressés formant une lame épaisse de 1 m. Un nouveau banc de porphyre arénisé, épais de 2 m environ, repose à son tour sur cette bande de schistes. Il est lui-même recouvert par des schistes pourris, redressés, en continuité probable avec les affleurements du bord de la carrière. Tout cet ensemble est entièrement désagrégé et altéré sur place, le porphyre étant réduit à l'état d'arène, le schiste à l'état d'argile; on peut pourtant encore discerner çà et là la stratification de la roche sédimentaire ainsi que les joints divisant le porphyre.

Ce second groupe d'affleurements montre donc qu'il existe dans la masse des schistes ordoviciens, et à une certaine distance de leur contact avec le porphyre, plusieurs injections filoniennes de la même roche, en dykes peu inclinés vers le Nord-Est. Les relations directes entre ces dykes et la masse principale du porphyre ne peuvent malheureusement pas être établies.

2. ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE.

A. — Silicification superficielle des schistes.

On a vu qu'en surface les schistes ordoviciens étaient, sur une épaisseur variable, transformés en une sorte de « phtanite » par silicification superficielle.

La roche ainsi produite est de teinte gris sombre, très dure et cassante, à grain très fin. En lame mince on retrouve les éléments constitutifs du schiste : petits quartz anguleux, fibres et paillettes de séricite alignées, pigment trouble argilo-charbonneux. Mais ces éléments détritiques sont pris dans un fond de calcédonite en fibres larges, s'isolant en sphérolithes minuscules ou en petits îlots nuageux, plus clair que le reste de la roche. De très fines veinules de calcédonite sphérolithique traversent la lame. De nombreuses petites taches rondes d'un pigment limonitique salissent localement la préparation.

Tous ces caractères concordent à faire considérer cette roche comme le produit d'une silicification superficielle continentale engendrée, selon toutes probabilités, sous l'influence d'un climat aride. Cette silicification est, on l'a vu, antérieure à la transgression landénienne qui en ravine les produits.

B. — ÉTUDE DES CONTACTS.

Des différents contacts observés sur le terrain, seuls ceux du fond de la carrière ont permis la récolte d'échantillons frais, susceptibles d'être étudiés sous le microscope.

Contact Nord-Ouest :

L'allure du contact est, on l'a vu, simple et régulière, sans accidents secondaires; aussi le contact consiste-t-il en une intime soudure des deux roches, avec indentations de l'une dans l'autre.

1. *Échantillon n° 3.* — Prélevé à cheval sur les deux roches, sédimentaire et éruptive, il montre à l'œil nu un porphyre gris sombre, sur le fond duquel se détachent d'abondants phénocristaux de feldspath laiteux, longs de 1 à 2 mm, accompagnés de rares phénocristaux de quartz enfumé. A deux centimètres environ du contact, cette structure porphyrique devient à peu près indistincte par suite du développement de petites plages de calcite; par dissolution de ce dernier minéral, la roche acquiert,

aux affleurements, un aspect carié. Le contact avec le schiste est très irrégulier et nettement intrusif. Un liseré plus ou moins large de pyrite le souligne du côté du porphyre. Le schiste est corné, sonore, à cassure subesquilleuse, et ne présente plus de trace de stratification. Il est traversé de fines veinules de pyrite.

a) Une première lame, taillée dans le porphyre à quelques centimètres du contact, révèle une roche ayant subi de faibles efforts mécaniques; ceux-ci se traduisent par une fracturation des phénocristaux de quartz et de feldspath dont les fragments ont subi de faibles déplacements les uns par rapport aux autres.

Les phénocristaux comportent du quartz, des plagioclases, des pyroxènes, des amphiboles et des minerais. Le quartz n'a subi aucune modification, mais est parfois corrodé par de la pyrite de néoformation. Il se rencontre en cristaux fortement corrodés par le magma, avec formation de vessies et d'indentations de pâte. Leur bordure est soulignée par un liseré de micropegmatite altérée.

Les feldspaths, dont seuls les contours sont reconnaissables, ont été complètement transformés. Ils sont remplacés tantôt par un agrégat de séricite, en paillettes extrêmement fines, tantôt par de la calcite, tantôt par une association de deux minéraux, la calcite pénétrant dans les clivages pour s'étendre progressivement en rongant la séricite.

Les éléments ferro-magnésiens sont assez rares. Seules les formes extérieures des pyroxènes et des amphiboles ont été conservées. Entièrement calcifiés, ils montrent plus rarement une masse centrale de séricite très fine contenant des lamelles de chlorite décolorée, entourée d'une couronne de calcite microcristalline avec de petits granules opaques de minerais.

L'ilménite, qui est le minerai habituellement rencontré à Lessines, est représentée par des sections irrégulières entièrement transformées, troubles, où se retrouvent les traces d'un réseau caractéristique. De petits prismes aciculaires de rutile parsèment ces produits d'altération.

La pâte dans laquelle nagent ces phénocristaux est extrêmement fine et peu déchiffrable. Elle paraît essentiellement formée de petits grains de quartz, d'un peu de plagioclase modérément acide, non maclé, et d'une abondance de minuscules écailles de séricite.

Phénocristaux et pâtes passent à des masses formées de pyrite et de calcite, avec accessoirement des phyllites et des produits

colloïdaux indéterminés. De petits îlots disséminés de ces minéraux néogènes naissent çà et là, augmentent progressivement de taille, se soudent et finissent par remplacer des portions entières de la roche.

b) Une lame taillée à cheval sur le contact montre que celui-ci se fait suivant une ligne irrégulière, la roche éruptive ayant évidemment corrodé le schiste (fig. 8 A).

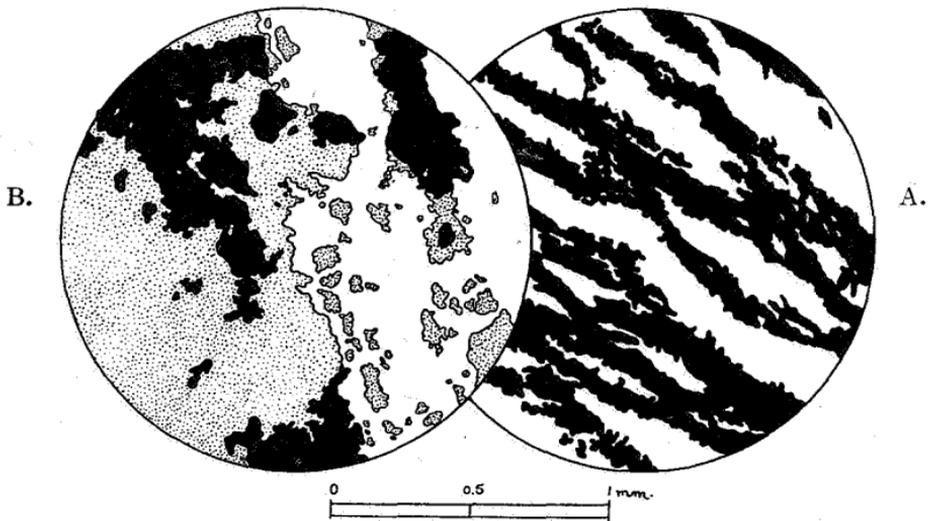


FIG. 8. — Lames minces. ($\times 30$)

A. Contact schiste-porphyre. B. Schiste pyritisé.

Légende commune : En pointillé porphyre.
 En blanc schiste.
 En noir pyrite.

Le porphyre est analogue à celui décrit ci-dessus, mais la calcification est beaucoup plus poussée et les formes des phénocristaux ne sont plus que rarement restées discernables. Sa bordure est soulignée par un intense développement de la pyrite, en amas irréguliers, avec parfois des formes cristallines ou des aspects cristallitiques.

Le schiste n'a guère subi d'action métamorphisante. Sur un fond subopaque se détachent d'abondants petits grains de quartz anguleux, inférieurs à 0,05 mm, et de nombreuses écailles de séricite, de 0,05 à 0,1 mm de longueur. Les plus grandes soulignent la stratification non visible autrement. Dans l'étendue de la lame mince cette stratification vient buter sous un angle de 45° environ avec la ligne de contact schiste-roche éruptive.

Çà et là s'observe, au voisinage immédiat du contact, une zone de roche mixte où le schiste présente des micro-injections de la pâte du porphyre (fig. 8 A). En outre, dans les mêmes régions, le schiste est éclairci par une imprégnation de silice. Ces phénomènes restent très limités, à l'échelle millimétrique, et n'affectent pas la masse du schiste, qui n'a apparemment subi qu'un simple phénomène de compaction par cuisson.

2. *Échantillon n° 6.* — Il s'agit d'un échantillon de porphyre prélevé à une dizaine de centimètres du contact.

Sous le microscope on reconnaît un porphyre proche du type normal à Lessines, en différant surtout par l'absence de tout minéral ferro-magnésien. Les phénocristaux de plagioclase sont séricitisés ou calcifiés ou les deux à la fois. La calcite, postérieure à la séricite, pénètre suivant les traces des anciens clivages des feldspaths.

Un phénocristal de quartz montre des fissures calcifiées et des inclusions de pâte, elles-mêmes en grande partie remplacées par de la calcite. De petits cristaux de pyrite se sont développés entre la pâte et ce cristal empiétant sur l'un et sur l'autre.

3. *Échantillon n° 7.* — Prélevé à quelques mètres du contact, ce porphyre est gris verdâtre, à cassure subesquilleuse. Des phénocristaux de feldspath, longs de 1 à 2 mm, aux clivages frais et luisants, se détachent sur le fond de la roche. Çà et là se remarquent des sections carrées ou rectangulaires, vert sombre, rapportables aux pyroxènes et aux amphiboles chloritisés.

La lame mince montre une roche presque normale. Les plagioclases, nombreux, sont partiellement conservés et rapportables à une andésine à environ 35 % d'An. De rares petits cristaux à extinction droite sont rapportables à l'orthose. Les uns comme les autres sont en grande partie séricitisés, la séricite formant de grandes écailles orientées en gros suivant les clivages. D'autres sont en outre calcifiés. Quelques-uns sont traversés par de minces rubans d'une chlorite presque incolore. Çà et là s'observent, dans la masse des feldspaths, de petits amas écaillieux, troubles, formés peut-être de kaolinite.

Le quartz, peu abondant, est en phénocristaux fortement corrodés.

Les pyroxènes, assez abondants, dominant largement sur les amphiboles. Tous deux se reconnaissent à leurs sections caractéristiques. Chloritisés, ainsi que c'est toujours le cas à Lessines,

ils sont de plus en grande partie calcifiés. La chlorite, d'un vert très délavé, montre des auréoles pléochroïques autour de petits cristaux de zircon.

L'apatite, en petits prismes nets, se rencontre à la fois dans la pâte et les phénocristaux.

Les minerais sont entièrement limonitisés.

La pâte, microgranulitique à tendance microsphérolithique, renferme quelques microlithes de plagioclase.

L'examen microscopique de cet échantillon indique que les phénomènes de calcification, si développés au voisinage immédiat du contact, sont encore appréciables à plusieurs mètres de celui-ci.

4. *Échantillon n° 8.* — Spécimen de schiste corné, à stratification indistincte, à cassure irrégulière, prélevé à quelques décimètres du contact.

Sous le microscope, cette roche ne présente plus aucun caractère métamorphique. Sur un fond trouble, à granules charbonneux opaques, se détachent de nombreux petits quartz anguleux de 0,02 à 0,05 mm, de nombreuses fibres de séricite, parfois un peu tordues, de 0,05 à 0,1 mm, dont beaucoup sont orientées parallèlement, soulignant la stratification non discernable autrement. On remarque encore quelques écailles de chlorite décolorée ainsi que des écailles formées par l'association à axes parallèles chlorite-muscovite.

Les seules traces d'une action métamorphisante résident dans la présence de rares petits filots irréguliers de calcite et de concentrations locales de pyrite en minuscules petits cubes.

5. *Échantillon n° 9.* — Schiste zonaire prélevé à une distance un peu plus grande que le précédent. Le zonage, souligné par de la pyrite, est dû à la présence d'un mince lit plus grossier, à microstratification oblique. L'échantillon n'a malheureusement pas été orienté sur le terrain.

Sous le microscope on observe que ce lit plus grossier est formé d'un grès très fin, formé de grains de quartz généralement inférieurs à 0,05 mm. Ce lit plus grossier et plus perméable a servi de chemin à la minéralisation qui consiste en pyrite accompagnée d'un peu de carbonates. La pyrite a remplacé métasomatiquement une bonne partie du grès, en respectant toutefois la stratification oblique, plus ou moins discernable encore sous le microscope.

Contact Sud-Est :

On a vu que ce contact se présentait comme une faille contemporaine de la mise en place du magma, mais affectée de faibles rejeux postérieurs. Quittant la masse du porphyre pour se diriger vers le contact, on rencontre successivement :

a) une fissure large de 2 cm environ, remplie de kaolin résultant de l'altération du porphyre;

b) une lame de brèche éruptive de 7 cm d'épaisseur;

c) une nouvelle fissure remplie de kaolin, large de 2 à 3 cm;

d) une lame épaisse de 5 cm environ, formée pour la moitié de brèche éruptive, pour l'autre de cornéenne, étroitement soudées;

e) un nouveau joint rempli de schiste désagrégé, de 2 cm environ d'épaisseur;

f) une lame de cornéenne schisteuse injectée de pyrite lit par lit;

g) un dernier joint rempli de schiste pourri, de 2 cm d'épaisseur;

h) cornéenne schisteuse, encore pyriteuse au début, passant rapidement à une cornéenne non pyriteuse.

Les schistes sont presque verticaux, sans être cependant exactement parallèles au contact qu'ils rencontrent sous un angle faible, à la fois dans le plan vertical et le plan horizontal.

6. *Échantillon n° 1.* — Prélevé à cheval sur le contact, il représente un fragment de la lame décrite ci-dessus sous la lettre *b*. La partie éruptive de l'échantillon est une brèche grise, rugueuse, à cassure irrégulière contournant les éléments de la brèche; ceux-ci sont inférieurs pour la plupart à 0,5 cm. Il convient de noter un fragment de plusieurs centimètres constitué par une brèche plus claire, indiquant que la bréciation s'est produite en plusieurs stades. Le contact avec la cornéenne schisteuse est quasi rectiligne et représente évidemment — ce que confirme l'examen microscopique — un contact éruptif rectifié par glissement lors de la formation de la brèche. Cornéenne et brèche éruptive renferment des mouches et filets de pyrite, abondants surtout au contact des deux roches (fig. 9).

a) Une première lame, taillée dans la brèche éruptive, à 2 cm environ du contact, montre sous le microscope une structure bréchiée typique. On distingue de petits fragments plus ou moins anguleux, de teinte claire, flottant dans une pâte plus sombre; ces éléments de la brèche vont de 0,05 mm pour les plus petits à 1,5 mm pour les plus grands; un fragment exceptionnel atteint 6 mm.

Ce dernier, qui est de forme subcarrée, a conservé sa structure porphyrique. On y voit des phénocristaux de feldspath entièrement séricitisés, avec parfois des granules troubles de carbonates et de petits flots cristallins de pyrite; l'un d'eux est remplacé par un élément monocristallin de calcite. Une section caractéristique de pyroxène a fait place à une gerbe de fines fibres de calcite, rayonnant à partir d'un point de sa bordure; quelques granules de pyrite et une petite masse centrale de chlorite rompent la régularité de cette gerbe. De petits amas de sphène sont la seule trace de l'ilménite.

Ces phénocristaux nagent dans une pâte microgrenue très fine qui paraît uniquement formée de quartz avec de minuscules fibres de séricite interstitielle. Des îlots de pyrite se développent dans la pâte, mordant sur les phénocristaux voisins. Localement enfin s'observent de petits flots granuleux d'un carbonate gris foncé (sidérite?). Cet élément de la brèche est partiellement entouré par un fin ruban de calcite incolore.

Les fragments plus petits sont formés tantôt de pâte seule, tantôt de minéraux isolés, phénocristaux brisés, tantôt de phénocristaux encore enrobés de leur pâte. On note dans cette pâte très peu d'orthose microgranulitique, parfois aussi microlithique, ainsi que de petits prismes d'apatite.

La pâte dans laquelle flottent ces éléments de la brèche est extrêmement fine, plus encore que la pâte de ceux-ci. Elle paraît uniquement formée d'infimes grains de quartz pris dans un enchevêtrement de très fines fibres de séricite, composition qui la rapproche de celle du porphyre rencontré au sondage de Lichtervelde, actuellement à l'étude (4).

(4) I. DE MAGNÉE et P. MICHOT, Le sondage de Lichtervelde (*Ann. Soc. Géol. Belgique*, Liège, 1937, t. LX, n° 7, pp. B 261-264). — A. RENIER, Sur la rencontre d'une masse de roche éruptive par 405 m de profondeur à Lichtervelde (Flandre Occidentale) (*Ann. Soc. scient. Bruxelles*, Louvain, 1939, série II, t. LIX, 2^e fasc., pp. 64-67).

b) Une deuxième lame, taillée à cheval sur le contact, permet les observations suivantes :

À 12 mm environ du contact, la brèche, de même type que celle décrite ci-dessus, est beaucoup plus largement calcifiée et pyritisée. La calcite forme de grandes plages irrégulières prenant la place des éléments et du ciment de la brèche; ses clivages sont un peu tordus et ses extinctions onduleuses, témoignant de faibles efforts postérieurs à sa cristallisation. Elle englobe parfois un peu de quartz de néo-formation; de minces filets de calcite traversent la roche, unissant entre elles les plages de ce minéral.

La pyrite est généralement en plages informes s'étalant en taches d'huile; parfois aussi elle revêt des formes cristallitiques.

L'ilménite, dont les contours sont conservés, est remplacée par de la calcite englobant des grains informes de sphère.

On note encore de petits cristaux d'apatite brisés, ainsi qu'un cristal allongé de zoïsite néogène.

À 6 mm du contact, le remplacement de la roche par la calcite et la pyrite est plus poussé encore; il n'y a guère que le quartz qui résiste. La calcite revêt parfois les formes du prisme.

Çà et là se rencontrent des flots millimétriques formés d'un enchevêtrement d'écaillés de biotite chloritisée; on peut voir dans ces amas de petites enclaves de schistes métamorphisés.

Au contact même, il ne reste plus guère que la pâte de la brèche, dans laquelle nagent de nombreux petits quartz anguleux dont les dimensions sont celles de ceux du schiste. On voit également de petites masses de biotite chloritisée à structure enchevêtrée. Ces observations indiquent des phénomènes d'assimilation des schistes par le porphyre, limités toutefois à l'échelle millimétrique.

Le contact est presque rectiligne et témoigne de glissements contemporains de la formation des brèches éruptives et sédimentaires. En un point, en effet, la préparation montre de petits fragments du premier porphyre enrobés dans un ciment de schiste flué, sans introduction de pâte du second porphyre. Quant au schiste, qui est beaucoup plus riche en quartz détritique que les autres échantillons étudiés, il présente des phénomènes de bréciation analogues à ceux offerts par le porphyre. Cette bréciation est discernable grâce à l'orientation différente des phyllites et des quartz dans chaque élément de la brèche. Le ciment séparant les fragments est formé le plus

souvent de schiste flué, parfois aussi de calcite ou de quartz. Dans ce dernier cas on observe que le quartz, en très petits grains, est parfois accompagné de petites écailles rectangulaires de séricite de néoformation, témoignant d'un faible début de recristallisation des phyllites du schiste. Au contact du schiste et du porphyre s'observent, dans le premier, de petits flots de pyrite et de calcite en association intime.

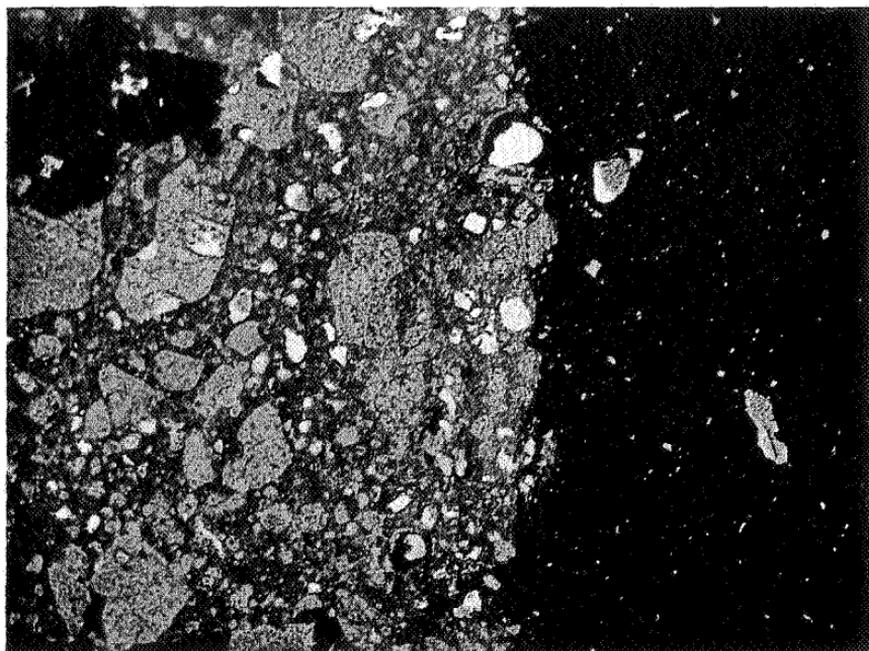
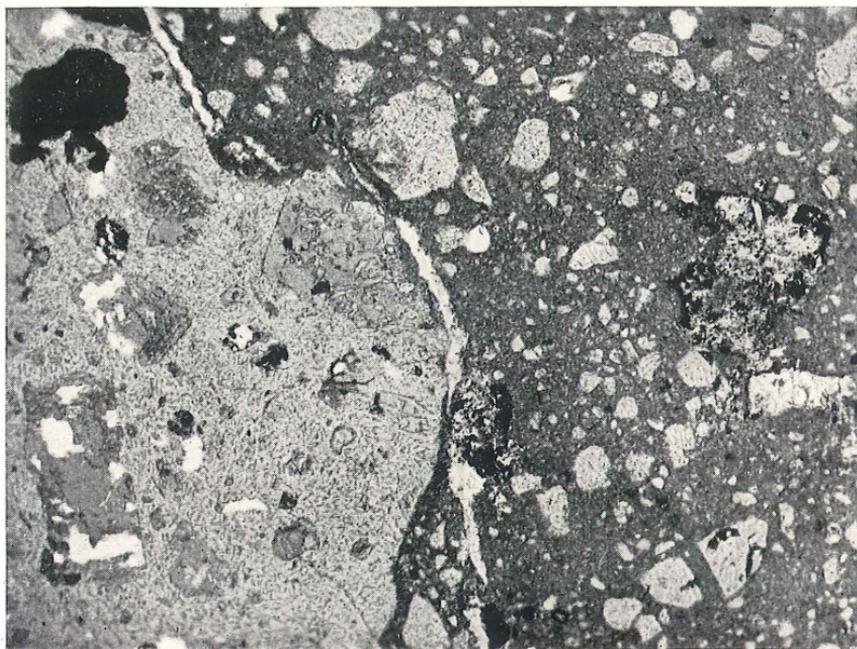


FIG. 8c. — **Contact de la brèche éruptive et du schiste.**

Les parties noires dans la brèche éruptive sont de la pyrite. Les points clairs dans les schistes sont des grains de quartz; les deux éléments plus grands sont des fragments bréchiés de porphyre.

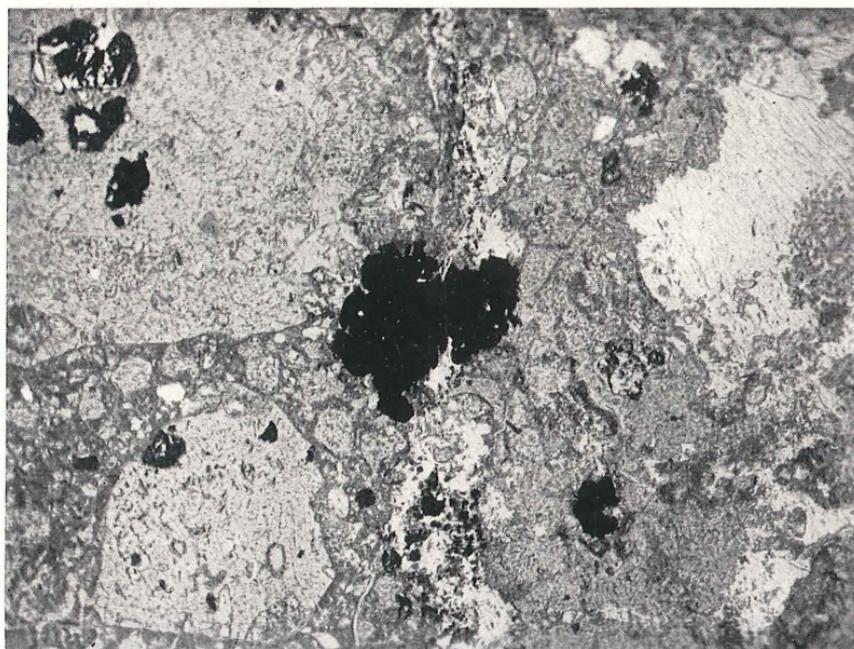
7. *Échantillon n°2.* — Les caractères macroscopiques de cette brèche éruptive prélevée à 12 cm du contact sont ceux de la roche décrite ci-dessus.

Sous le microscope, la brèche revêt des caractères analogues à ceux de l'échantillon n° 1, mais la calcification est encore plus marquée. La moitié environ de la roche a fait place à de grandes plages irrégulières de calcite englobant des résidus incomplètement transformés de la roche magmatique. Ces plages sont connectées entre elles par des filonnets du même minéral (fig. 10).



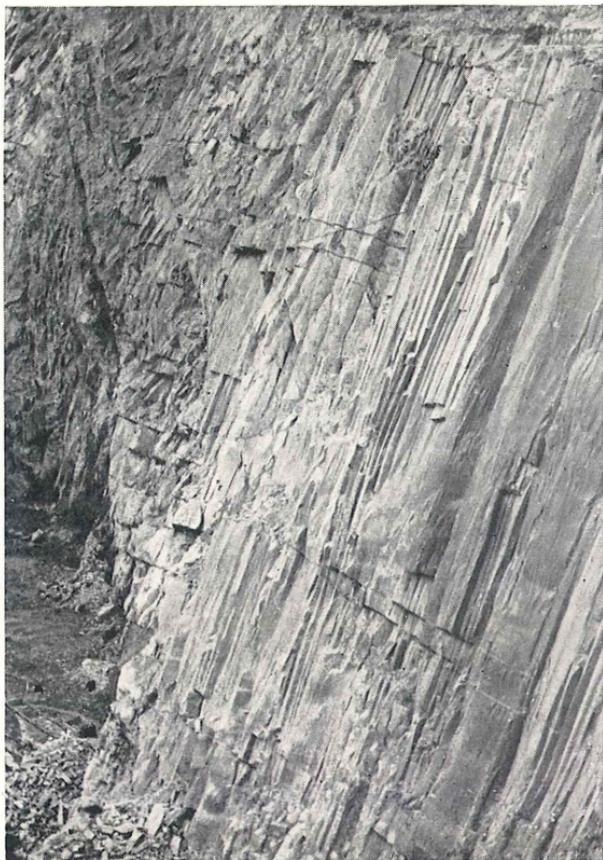
Cliché G. MORTELMANS.

FIG. 9. — **Contact brèche éruptive-cornéenne.** ($\times 22$)



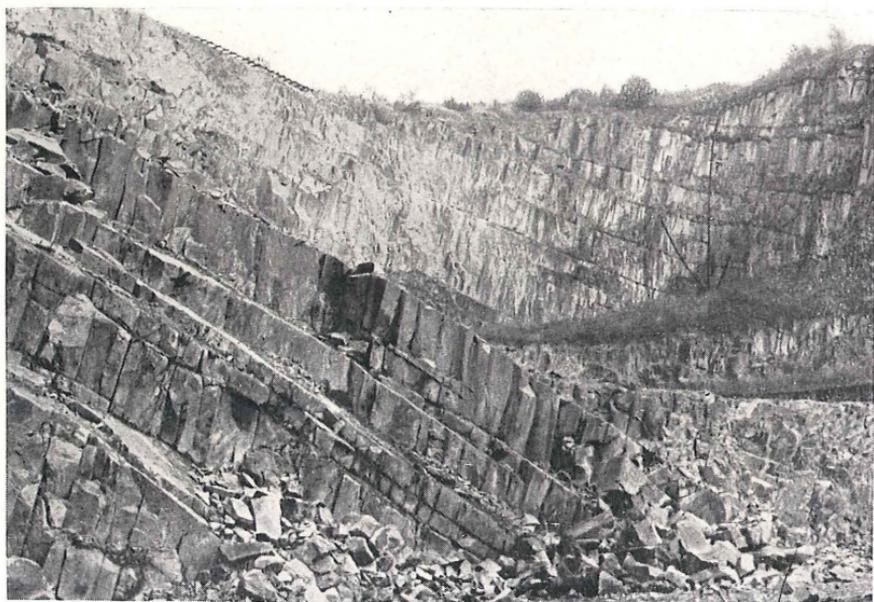
Cliché G. MORTELMANS.

FIG. 10. — **Brèche éruptive, calcifiée et pyritisée.** ($\times 22$)



Cliché G. MORTELMANS.

FIG. 11. — **Carrière de la Dendre, Paroi sud.**



Cliché G. MORTELMANS.

FIG. 12. — **Carrière du Mouplon, Partie est.**

La calcite est tantôt en éléments monocristallins à clivages bien marqués, tantôt en groupements fibro-radiés.

La pyrite, encore abondante, l'est moins pourtant que dans les lames précédentes.

8. *Échantillon n° 4.* — Celui-ci est un morceau de schiste prélevé à quelques centimètres du contact (fig. 8 B), fortement imprégné de pyrite en rubans anastomosés, parallèles au contact et à la stratification de la roche.

Sous le microscope, ce schiste paraît moins riche en matières charbonneuses que les précédents; il pourrait s'agir d'un phénomène secondaire d'oxydation, dû au lessivage par les eaux d'infiltration descendant le long des joints. Dans un fond trouble, nuageux, se retrouvent les habituels quartz et séricite détritiques. La pyrite forme des bandes irrégulières subparallèles, s'anastomosant pour former un réseau dont les mailles enferment la matière schisteuse devenue discontinue. Une veinule plus claire montre la pyrite en minces bandes cristallitiques dans une masse cryptocristalline de calcédonite non fibreuse; de petits rubans de chlorite écaillée (helminthe) sont disséminés dans cette calcédonite. Ça et là se rencontrent des enduits peu développés de limonite salissant la calcédonite.

9. *Échantillon n° 5.* — Échantillon de schiste d'apparence normale, à zonage apparent, à stratification partiellement conservée, prélevé à une dizaine de centimètres du contact.

Sous le microscope, la roche est tout à fait normale et montre, dans un fond trouble, sombre, presque opaque, de nombreux petits grains de quartz anguleux, de 0,02 à 0,05 mm, et d'abondantes fibres de séricite très fines, de l'ordre de 0,05 mm. Quelques paillettes plus grandes et plus larges atteignent 0,1 mm.

Le zonage est produit par une plus ou moins grande concentration du pigment sombre.

EXPLICATION DES FIGURES.

FIG. 11. — On distingue à gauche la faille F 1 séparant le porphyre en colonnes épaisses (à gauche), du porphyre en colonnes minces (à droite); on remarque en outre plusieurs cisages qui traversent indistinctement colonnes et zone failleuse.

FIG. 12. — On distingue de grosses colonnes coupées obliquement par le cisage.

CONCLUSIONS DÉCOULANT DE L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES CONTACTS.

Les observations faites sous le microscope viennent confirmer les données de terrain pour montrer que les phénomènes de contact entre le porphyre de Lessines et les schistes ordoviciens sont limités à fort peu de chose.

On a vu sur le terrain que ces schistes, normalement bien fissiles et salissant les doigts, perdent peu à peu leur fissilité pour passer à des roches massives, cornées, sonores, à cassure subesquilleuse, ne tachant plus au toucher. Le seul changement visible à l'œil consiste en une pyritisation limitée d'abord aux fossiles et aux passées gréseuses, puis, à proximité immédiate du contact, pouvant imprégner toute la roche, soit de façon diffuse, soit en suivant les joints de stratification.

Sous le microscope, on constate que les transformations minérales dues à l'action de la roche éruptive sont limitées à une bande extrêmement étroite, large au plus de quelques millimètres. Ces modifications consistent tantôt en l'injection, à l'échelle microscopique, de pâte de porphyre, tantôt en l'apparition d'îlots de silicification, de calcification et plus rarement de séricitisation, accompagnés ou non de granules pyriteux. Quant aux venues pyriteuses, plus développées, elles sont accompagnées parfois de calcédonite et de chlorite.

La ligne de jonction entre le porphyre et le schiste est, on l'a vu, irrégulière, denticulée et le plus souvent discordante, ainsi que le montre l'alignement des phyllites de la roche sédimentaire.

Les modifications qui ont affecté la roche éruptive sont plus marquées, quoique peu variées. Elles se traduisent essentiellement par une calcification et une pyritisation progressives de celle-ci au fur et à mesure qu'on se rapproche du contact.

On sait que sous son aspect normal la roche éruptive de Lessines est une roche porphyrique comportant une pâte holocristalline et des phénocristaux. Cette pâte très fine, microgranulitique, souvent à tendance microsphérolitique, est très riche en quartz associé à des feldspaths généralement non maclés; elle renferme parfois quelques microlithes de plagioclases, d'albite et d'orthose. Quant aux phénocristaux, ils comportent des plagioclases, andésine ou oligoclase, du quartz fortement corrodé et des pyroxènes et amphiboles toujours

chloritisés. L'ilménite, la magnétite et l'apatite sont les plus courants des minéraux accessoires. Cette roche, tout comme celles de Fauquez, de Bierghes et de Quenast, qui ont la même composition, a été affectée par des phénomènes d'auto-altération, la chlorite, la séricite, l'épidote et le quartz étant parmi les produits d'altération les plus communs.

Si l'on compare cette composition minéralogique normale à celle offerte par les roches voisines du contact, on relève certaines différences dans les modalités de l'auto-altération.

Partant d'une roche dont la composition minéralogique est étroitement comparable à celle donnée ci-dessus, on note qu'à quelques mètres déjà du contact les phénomènes de calcification sont nettement marqués. Si les phénocristaux de feldspaths et d'éléments ferro-magnésiens sont encore bien reconnaissables et partiellement conservés, ils sont cependant en majeure partie calcifiés. En approchant de la bordure du porphyre on voit peu à peu la calcite augmenter, remplacer la pâte aussi bien que les phénocristaux, et arriver dans certains cas à former la moitié environ de la roche. On constate que la calcification se surimpose, en bordure de la roche, à une séricitisation très fine, fort différente de celle, en écailles plus larges, couramment engendrée dans l'auto-altération normale du porphyre.

En même temps que la calcite on voit apparaître la pyrite, qui se concentre surtout dans le dernier décimètre de la roche éruptive et forme généralement un liseré continu en bordure de la cornéenne. Cette apparition de la pyrite est accompagnée d'une disparition concomitante des éléments ferro-magnésiens, pyroxènes et amphiboles chloritisés, et des minerais, ilménite et magnétite, conduisant à la formation d'une roche hololeucocrate, riche en pyrite. A suivre cette évolution, il paraît évident que les solutions magmatiques résiduelles concentrées en bordure de la roche devaient être riches en CO₂ et S et qu'elles ont lessivé tout le fer de la roche pour le bloquer ensuite sous forme de pyrite, conservée pour une part dans le facies de bordure, emportée pour une autre dans les cornéennes voisines. De tels phénomènes n'ont rien d'exceptionnel et ont souvent été décrits.

Un autre point à souligner est le caractère particulier de la pâte, qui, de quartzo-feldspathique dans la roche normale, est devenue ici séricito-quartzitique.

Si l'on cherche, parmi les autres roches porphyriques belges, des termes de comparaison avec Lessines, on n'en trouve que deux dont les contacts soient connus : Quenast et Lichtervelde.

1. Parmi les contacts qui ont été décrits par l'un de nous à Quenast ⁽⁵⁾, il en est un, celui de la carrière du Brabant, qui offre des analogies avec celui de Lessines. Le métamorphisme des schistes est comparable et revêt un aspect à peu près uniquement thermique, consistant en un durcissement de la roche avec disparition de la fissilité. Le porphyre, leucocrate, est moins profondément transformé qu'à la carrière de la Dendre, les modifications consistant surtout dans le développement de calcite, accompagnées ici de chlorite et de dipyre. La pyritisation n'est que très peu marquée; aussi les minéraux ferromagnésiens chloritisés sont-ils partiellement préservés.

D'autres contacts, relevés à la carrière des Blocquiaux, indiquent que cette pyritisation peut être localement aussi intense qu'à Lessines; toutefois la profonde altération des roches ne permet pas de comparaisons plus poussées, notamment en ce qui concerne le lessivage du fer des minéraux ferromagnésiens et des minerais.

2. Les contacts schiste-porphyre rencontrés dans le sondage de Lichtervelde et actuellement à l'étude (I. de Magnée et l'un de nous) se laissent mieux comparer encore à ce que l'on voit à Lessines, bien que le porphyre ait une composition différente. Le métamorphisme des schistes revêt toujours le même caractère purement thermique, avec formation de cornéennes pratiquement non modifiées au point de vue minéralogique, mais ces cornéennes sont fortement pyritisées et souvent aussi calcifiées.

Quant au porphyre, c'est une roche hololeucocrate, riche en pyrite, parfois calcifiée, dépourvue de tout élément ferromagnésien ou minéral autre que la pyrite. Comme à Lessines, c'est apparemment à la concentration de solutions résiduelles riches en CO₂ et S, ayant lessivé tout le fer disponible, qu'est due cette absence. La pâte de ce porphyre est, comme celle du facies de bordure et surtout de la brèche magmatique de Lessines, uniquement formée de quartz et de fibres de séricite, tenant probablement la place de l'orthose; on est conduit à

(5) G. MORTELMANS, Le Métamorphisme de contact à Quenast (*Bull. Soc. belge Géol., Pal. et Hydr.*, t. XLVII, 1937, pp. 164-207).

admettre que dans les deux gisements la concentration périphérique de ces solutions résiduelles a empêché la formation du feldspath et permis seulement celle de la séricite.

En conclusion, les caractères du métamorphisme de contact à Lessines sont en étroit accord avec ceux que présentent les deux autres roches porphyriques du massif cambro-silurien du Brabant, dont les contacts sont connus : Quenast et Lichtervelde. Ils se réduisent à un métamorphisme de contact purement thermique limité à la formation de cornéennes à composition minéralogique non modifiée, suivi d'un métamorphisme hydrothermal amenant la calcification et la pyritisation de la roche éruptive ainsi que la pyritisation des cornéennes.

Parmi les roches éruptives intrusives dans le massif cambro-silurien du Brabant, quatre massifs principaux, situés sur le même alignement, ceux de Fauquez, Bierghes, Quenast et Lessines sont des porphyres. A de petites différences près leur composition minéralogique est la même, leur composition chimique identique, au moins pour les trois derniers, car le porphyre de Fauquez n'a pas encore été analysé.

Selon la classification américaine amendée par A. Lacroix, ce sont des roches leucocrates rentrant dans le groupe des granites calco-alcalins et situées à la limite des granites monzonitiques et des granites akéritiques, avec parfois passage aux granodiorites. Dans la classification de Niggli, ces roches appartiennent au groupe des magmas dioritiques de la série calco-alcaline, où elles viennent se placer au voisinage des magmas tonalitiques et quartzdioritiques.

Si l'on considère la seule composition minéralogique, telle qu'elle découle de l'étude sous le microscope, l'absence ou la rareté de l'orthose exprimée conduit à en faire des microdiorites quartziques plutôt que des microgranites, dénomination peu différente en somme de la microdiorite quartzifère des anciens auteurs.

Le désaccord entre la composition minéralogique réelle et la composition minéralogique virtuelle est dû probablement au fait qu'une bonne partie de l'orthose calculée n'existe pas dans la roche sous forme d'orthose, minéral primaire, mais bien sous celle de séricite, produit de l'auto-altération. Ainsi donc, le magma primaire apparaît comme un magma quartz-

dioritique, transformé secondairement en un magma granitique par auto-métamorphisme et fixation dans la roche même de ses résidus magmatiques.

Quoi qu'il en soit de ces questions de nomenclature et des discussions qu'elles provoquent, elles n'en soulignent pas moins l'étonnante uniformité de ces différentes roches éruptives, tant au point de vue génétique qu'au point de vue évolutif, suggérant une origine commune et une même montée magmatique.

On pourrait donc s'attendre à ce que les conditions de gisement offertes par ces quatre roches soient, sinon identiques, du moins fort semblables. Or il n'en est rien.

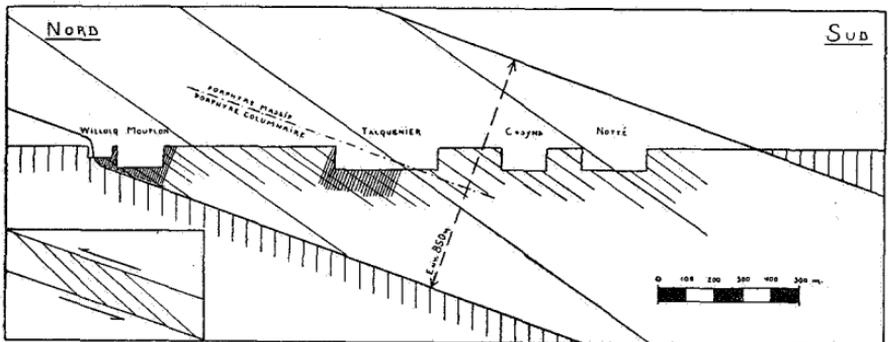


FIG. 13. — Coupe schématique nord-sud dans la partie occidentale des exploitations de Lessines, illustrant la conception du sill.

Les massifs de Fauquez et de Bierghes exposent un porphyre fortement laminé dont l'étude structurale reste à faire.

Celui de Quenast est mieux connu, quoique les études de détail ne soient qu'à peine amorcées. De ce qu'on sait il est évident que la roche éruptive de Quenast constitue un massif circonscrit, en coupole subcirculaire, à limites à peu près verticales. C'est ce qu'indiquent notamment l'allure des alignements minéraux (schlieren), celle des alignements d'enclaves, parfois étirées, de même que la concentration des cavités et remplissages miarolitiques tout autour du massif; c'est ce qu'indiquent encore les différents types de joints, transversaux, horizontaux ou obliques, minéralisés ou non, qui divisent le porphyre en blocs parallépipédiques.

Aucun de ces caractères ne se retrouve à Lessines. On n'y voit ni schlieren ni alignements d'enclaves; celles-ci sont plutôt rares et limitées à la portion Sud du massif; il en est de même

des cavités et remplissages miarolitiques. Quant aux joints qui divisent la roche, ils sont à peu près uniquement limités à un cisage souvent fort régulier, à pente modérée vers le S.-S.-W., amenant une division en bancs de la roche éruptive. Enfin, toute la partie Nord du massif est affectée d'une division en colonnes à forte pente vers le Nord-Est, de diamètre variable suivant les régions et étages considérés.

Ces faits d'observations suggèrent que si le porphyre de Quenast constitue un massif circonscrit en coupole, telles ne peuvent être les conditions de gisement de celui de Lessines, et qu'il convient de rechercher pour lui une autre forme d'intrusion.

La seule forme qui rende compte de tous les faits observés est le sill; aussi peut-on émettre l'hypothèse que le gisement de porphyre de Lessines forme un vaste sill ou un laccolithé très aplati, inclinant faiblement au Sud-Ouest. Ce sill se serait mis en place à la faveur d'un décollement, faille ou autre fracture affectant les schistes siluro-cambriens postérieurement à leur plissement.

Les deux arguments le plus en faveur de cette hypothèse sont fournis, d'une part, par la division prismatique de la roche, d'autre part, par sa division en bancs.

On sait que la division prismatique n'est pas rare dans les intrusions mises en place à faible profondeur, qu'il s'agisse de necks, de dykes ou de sills, et l'on observe d'une façon assez générale que les colonnes ont leur grand axe perpendiculaire à la surface de refroidissement, quelle que soit l'allure de celle-ci. Dans la partie occidentale des exploitations de Lessines, seule examinée en détail jusqu'ici, ce grand axe incline en moyenne de 70° vers l'E.-N.-E.; on peut en déduire que les surfaces de refroidissement, à savoir le toit et le mur du sill, inclinent de 20° environ en direction W.-S.-W. (fig. 13).

Quant au cisage, avec sa pente de 35° en moyenne vers le S.-S.-W., il ne s'explique bien que dans l'hypothèse d'un banc cassant compris entre deux masses plus plastiques affectées de mouvement différentiels. Il revêt, dans ce cas, la signification d'une sorte de gigantesque « fracture cleavage » traversant obliquement toute l'épaisseur du sill. Il existe parfois, bien que les surfaces de cisage ne soient pas striées, un léger rejet, conforme au sens des mouvements différentiels exigés par cette hypothèse. Le développement de ce « fracture

cleavage » est plus ou moins contemporain de la phase hydrothermale de la différenciation magmatique, ainsi que l'indique sa minéralisation en quartz, chlorite, calcite et sulfures. Des arguments d'appoint sont fournis par la localisation des enclaves et des cavités et remplissages miarolitiques au Sud des exploitations, c'est-à-dire au toit de l'intrusion dans le cas d'un sill.

La découverte des contacts de la carrière de la Dendre, où l'on voit les schistes ordoviciens s'enfoncer sous le porphyre et présenter avec celui-ci une surface de contact dont l'inclinaison est, en gros, celle du plan perpendiculaire au grand axe des colonnes, apporte pour le moins un début de démonstration à l'hypothèse du sill.

Quant aux contacts d'allure verticale situés dans l'angle Nord-Ouest de l'exploitation, ils permettent de supposer qu'on se trouve là en un point où le sill revêt localement l'allure d'un dyke avant de s'étaler à nouveau, à un niveau quelque peu plus élevé.

Nouvelles données sur les perles fossiles (*),

par EDM. DARTEVELLE, Docteur en Sciences.

RÉSUMÉ. — *Edmond Darteville, auteur d'une revision des découvertes connues de perles fossiles, profite d'une nouvelle découverte, celle faite à Chavençon, dans le Ludien de Seine-et-Oise par MM. Morelet, et de la controverse à laquelle cette trouvaille a donné lieu pour faire une mise au point de la question.*

Il énumère les cas possibles de perles qu'on peut trouver : pseudo-perles, perles fixes « topos » et enfin les perles libres, et en cite des exemples, rappelant notamment des découvertes faites dans le Tertiaire belge par Rutot et lui-même.

Examinant le cas des perles libres trouvées dans des couches fossilifères, il montre les difficultés de l'attribution à tel ou tel mollusque perlifère.

En conclusion, — quoique des cas de perles fossiles aient été cités du Silurien, — il rappelle que les premiers cas certains proviennent du Jurassique.

Si dans la plupart des terrains fossilifères on trouve des restes souvent fort abondants du test de mollusques fort variés, parfois même des coquilles dont la conservation est remarquable, il est bien exceptionnel qu'on y signale « des perles fossiles ».

(*) Manuscrit reçu au Secrétariat le 11 novembre 1948.

J'ai, il y a quelque temps, passé en revue les découvertes de perles et de « pseudo-perles » fossiles et signalé leur présence dans l'Éocène des environs de Bruxelles (1).

Depuis, de nouvelles découvertes et études de T. C. BERRY (2), d'A. ZILCH (3) sont venues compléter nos connaissances au sujet des perles fossiles. Plus récemment encore, en 1941, dans une communication à la Société géologique de France, L. et J. MORELET ont relaté la découverte d'une jolie « perle fine » trouvée dans des couches très fossilifères du Ludien de Chavençon (Oise) (4).

Je crois intéressant de présenter une petite mise au point de cette question, en me limitant ici à ce qui concerne les perles fossiles, et de donner quelques détails qui sont inédits.

J'ai parlé, dans l'introduction, de pseudo-perles; voyons tout d'abord ce que j'entends par là.

Certains auteurs ont attribué à des perles, des creux ou empreintes observés sur des moules internes de mollusques. J'ai, le premier, je pense, signalé combien ces attributions sont sujettes à caution.

Tous les exemples cités le sont sur des moulages de coquilles d'Inocérames, et, quoiqu'on ait parfois trouvé dans des valves appartenant à différentes espèces de ce genre des perles indubitables, tant libres que fixes, la grande majorité de ces cas d'empreintes paraissent, pour le moins, douteux. Souvent la régularité dans la grosseur et l'arrangement de ces empreintes rend improbable qu'il s'agisse de perles.

J'ai eu l'occasion d'examiner au British Museum le spécimen soi-disant perlifère d'*Inoceramus expansus* BAILEY du Pondoland, cité par R. BULLEN NEWTON. A mon avis, il s'agit de simples accidents produits par une Éponge.

Je rappelle la liste de ces cas « douteux » :

Inoceramus goldfussianus D'ORBIGNY. Senonien (Campanien), Westphalie (GOLDFUSS, R. B. NEWTON) (= *I. crispis* GOLDFUSS non MANTELI).

I. sagensis var. *quadrans* WHITFIELD. Sénonien. Burlington, New Jersey, U.S.A. (WHITFIELD, R. B. NEWTON).

I. expansus BAILEY. Senonien. Pondoland, S.E. Afrique (R. B. NEWTON).

Inoceramus sp. Senonien. Urakawa, Japon (YOKOHAMA, R. B. NEWTON).

Le cas d'un autre Lamellibranche fossile de la même famille (*Vulsellidae*), *Perna seeleyi* ZILCH ⁽¹⁾, du Crétacé (Albien) de Cambridge, est différent, car, outre les impressions du moule, on a trouvé à l'intérieur de véritables perles fines.

La première distinction que l'on peut faire, en ce qui concerne les perles authentiques, tant actuelles que fossiles, est celle de perles libres et perles fixées.

Il faut, bien entendu, exclure de cette dernière catégorie les petites irrégularités de la surface nacrée, présentes sur la coquille de presque tous les mollusques. Ce ne sont pas là des accidents, mais de petites anomalies qui n'ont rien à voir avec la production des perles et qu'on ne pouvait songer à mentionner.

Les perles fixées ou perles de nacre, que l'on nomme « topos » ou « chicots », sont des accidents de la surface nacrée des valves causés, soit par l'introduction sous le manteau d'un corps quelconque, soit par réaction contre des perforations de la coquille...

Les vraies perles fines ou perles libres sont formées à l'intérieur des tissus, souvent autour d'un parasite.

Cette distinction entre perles libres et perles fixées n'est cependant pas aussi tranchée qu'on pourrait le croire à première vue; en effet, le corps étranger amenant la formation d'un « topo » peut très bien être une perle fine formée à l'intérieur des tissus et finalement expulsée par le mollusque. Cette perle fine est alors fixée et finalement noyée dans des couches de nacre.

Le cas est bien connu; je le cite parce qu'il est représenté par une jolie perle trouvée par A. ZILCH, fixée sur l'aire ligamentaire d'un *Perna oblonga* RÖMER-BUCHNER (1936, p. 242, pl. I, fig. 34) du Miocène inférieur des « Mainzer Beckens ».

Il peut même arriver qu'une perle ainsi soudée n'ait été fixée que très superficiellement et qu'au cours du dépôt ou de la fossilisation elle se détache. Il reste alors deux pièces: une perle libre, qui ne se distinguera guère que par sa forme un peu plus baroque, et la coquille perlière, à l'intérieur de laquelle on pourra remarquer l'« empreinte » de la perle, due à la croissance de la nacre.

(1) *Perna seeleyi* ZILCH = *Perna oblonga* SEELEY 1861 non *P. oblonga* RÖMER-BUCHNER 1927.

C'est sous le terme *P. oblonga* SEELEY que j'ai mentionné ce cas dans mon tableau des perles fossiles du Crétacé.

Des coquilles montrant de telles empreintes ont été signalées par ZILCH : une valve de *Perna oblonga* du gisement déjà cité (1936, p. 242, pl. X, fig. 3), une valve de *Perna sandbergeri* DESH. de l'Oligocène moyen des « Mainzer Beckens ».

Il peut également arriver que pour un motif quelconque une perle fixée ou « topo » vienne à se détacher et se trouve libre. Son aspect et sa structure les distingueront toujours d'une vraie « perle fine ».

De nombreux exemplaires de « topos » ont été trouvés; on les trouvera mentionnés dans mes tableaux. Je ne rappellerai que le cas de l'*Ostrea cymbula* LAMK de Liancourt, portant une grosse perle fixée.

Des exemplaires de vraies perles « libres » ont également été trouvés et ce, comme on peut s'en rendre compte par l'examen de mes tableaux, depuis le Crétacé. Ces perles ont été trouvées soit à l'intérieur d'un mollusque, en fait jusqu'à présent toujours un mollusque lamelibranche bivalve, soit isolées ou en groupe dans des horizons fossilifères.

Le problème de leur origine, dans le premier cas, ne se pose pas; il est résolu par la découverte. Je puis citer comme exemple la petite perle trouvée par J. W. JACKSON dans une coquille bivalve d'*Ostrea tenera* Sow. des Woodwich beds (Lan-dénien) de Croydon, et, surtout, la magnifique perle trouvée dans une coquille bivalve de *Pteria* des Cowlitz formation (Eocène) de Stillwater creek, S.W. Washington, de la façon pittoresque que RUSSEL a exposée.

Le problème est plus complexe dans le second cas; on en est réduit à des hypothèses quant à l'origine. Pour mes perles du Bruxellien d'Uccle (Saint-Job), pour celles signalées par Rutot dans les sables de Neerrepn (Tongrien) du Limbourg, ces exemplaires ayant été trouvés dans des couches très riches ou constituées presque uniquement de débris d'*Ostrea*, les hypothèses, quant à leur origine, sont faciles à formuler et paraissent très vraisemblables.

Il y a des cas plus douteux, car, en fait, il n'est pas prouvé que l'abondance dans un terrain fossilifère d'un mollusque capable de former des perles soit un argument suffisant pour décréter que des perles trouvées dans la même couche en proviennent. Au contraire, celles-ci peuvent provenir de mollusques plus rares.

Je puis citer comme exemple les perles du Lutétien de Southampton, dont j'ai discuté l'origine.

Quant à la perle du Ludien de Chavençon, elle a été attribuée par L. et J. MORELET, par élimination, à un Avicule.

On connaît suffisamment la minutie et la patience avec lesquelles ces chercheurs faisaient leurs récoltes, pour pouvoir attribuer à cette détermination un haut degré de vraisemblance.

Pour certaines perles fossiles on n'est pas fixé sur leur origine; c'est le cas notamment de celles signalées par L. BOUTAN dans les faluns de Touraine.

Il va de soi que la plupart du temps l'« orient » des perles fossiles est détruit par la fossilisation. Il y a cependant des exceptions, dont la plus remarquable est constituée par la magnifique perle décrite par RUSSEL de l'Éocène des environs de Washington.

La perle du Ludien de Chavençon montrait encore un certain orient; elle était de « couleur crème, légèrement ocracée ».

Les perles du Lutétien d'Uccle (Saint-Job) étaient fort altérées, ne montraient plus aucun orient, et l'exemplaire le mieux conservé offrait une surface craquelée, de même aspect que celle de la perle de *Perna heberti* COSSMAN et LAMBERT (Oligocène moyen) figurée par ZILCH.

Les dimensions des perles libres fossiles varient beaucoup. Des « semences » de perles ont été trouvées par J. F. JACKSON dans l'Yprésien (London Clay) de l'île de Wight. La perle de Chavençon, sensiblement sphérique, mesurait à peine 0,7 mm. Cette dimension est dépassée par celle du plus grand exemplaire trouvé à Uccle (Saint-Job); elle l'est bien davantage par la belle perle décrite par RUSSEL (4 mm).

Quelles sont les plus anciennes perles fossiles connues? Du Wenlockien, R. BULLEN NEWTON a signalé des corps sphériques qui avaient été pris pour des perles, mais leur structure ne les distingue pas de simples oolithes. Les plus anciennes perles sont des perles soudées; elles remontent au Jurassique (*Gryphaea dilatata* Sow.). Quant aux perles libres, nous avons vu qu'on les connaissait aussi à partir du Jurassique.

BIBLIOGRAPHIE.

1. EDM. DARTEVELLE, Les perles fossiles (*Journal de Conchyliologie*, vol. LXXVIII, 1934, pp. 167-175).
2. C. T. BERRY, A Miocen Pearl (*Amer. Midland Nat.*, 17, 1936, pp. 461-470).
3. A. ZILCH, Unsere Kenntnis von fossilen Perlen (*Archiv. Mollusk.*, 68, n° 6, 1936, pp. 238-252).
4. L. et J. MORELET, Découverte d'une perle fossile (*Compte rendu somm. Soc. Géol. France*, 3, p. 9, 3 février 1941).
5. PAUL JODOT, Quelques renseignements sur les perles fossiles (*Ibid.*, 4, pp. 11-13, 17 février 1941).
6. L. et J. MORELET, Réponse à la communication de P. Jodot sur les perles fossiles (*Ibid.*, 5, p. 22, 3 mars 1941).

Je dois la communication du texte des notes de MM. Morelet et P. Jodot à l'obligeance de mon collègue et ami M. M. Nicklès, que j'ai plaisir à remercier ici.

On trouvera d'autres données bibliographiques dans les notes d'A. Zilch et de moi-même, auxquelles je renvoie.

**Considérations historiques
sur la géologie des terrains sédimentaires au Congo (*),**

par M. SLUYS.

I. — AVANT-PROPOS.

La littérature sur la géologie sédimentaire du Congo, qui ne remonte cependant qu'à soixante ans, est extrêmement copieuse. Même en se limitant à l'étude des terrains qui ne participent pas à ce qu'il est convenu d'appeler les socles métamorphiques, caractérisés par des roches généralement très disloquées, c'est par centaines que se comptent les notes, articles et mémoires qu'il est indispensable de consulter. Il faut avouer que cette littérature considérable est encombrée de notions contradictoires, d'hypothèses mal fondées, d'essais de synchronisation périmés, qui rendent sa lecture et son étude très laborieuses. Beaucoup d'auteurs, après avoir mis en avant, par écrit, des observations ou des interprétations qui se sont révélées ultérieurement être erronées ou non fondées, n'ont pas toujours pris la peine de les annuler ou de les modifier en

(*) Manuscrit remis au Secrétariat le 21 janvier 1949.

publiant des informations nouvelles venues à leur connaissance. La trace de ces erreurs est ainsi restée gravée dans la littérature sous des signatures qu'on s'accorde à considérer comme autorisées. Trop de notes aussi ont été écrites, par des géologues jouissant de réputation, qui ne s'appuient que sur des documents obtenus de seconde main. On ne se méfiera jamais assez des observations, faites en Afrique, provenant d'un tiers, mais publiées sous une autre signature, parce que ce tiers n'est pas autorisé à les livrer lui-même à la publication, ou ne se soucie pas de le faire. D'une façon générale, l'utilisation, qui a été fréquente, de documents établis par des prospecteurs a conduit à de graves mécomptes. Très souvent aussi les géologues qui ont fait de la compilation et cherché à tirer des théories générales ou à établir des synchronisations de grande portée, sans avoir fait, eux-mêmes, des travaux de vérification sur le terrain, ont abouti à obscurcir les problèmes qu'ils se proposaient de résoudre ou tout au moins de clarifier.

On trouve également, dans la littérature congolaise, beaucoup trop de déterminations chronologiques et de notions stratigraphiques données sous une forme affirmative, sans que soient publiées, en détail, les observations qui, seules, pourraient emporter la conviction du lecteur ou, éventuellement, lui permettre de faire une critique raisonnée de la valeur de l'affirmation qui est proposée à son jugement.

Je vais passer en revue quelques-unes des erreurs commises dans le domaine de la géologie sédimentaire du centre-Afrique — erreurs d'observation ou erreurs d'interprétation — qui ont entravé et entravent encore le progrès de notre science.

Je n'entends pas faire une critique stérile; je ne cherche surtout pas à diminuer le respect qui est dû aux pionniers de la géologie congolaise; d'ailleurs, je ne fais aucune difficulté à avouer, dès l'abord, que moi-même j'ai versé dans certaines de ces erreurs.

Mon but est essentiellement constructif. Je voudrais mettre en garde mes collègues — et surtout mes jeunes collègues — qui abordent l'étude de la géologie africaine, et leur faciliter leurs travaux de terrain ou de cabinet, en leur faisant toucher du doigt les causes de certaines confusions commises. C'est la meilleure façon, je crois, pour que celles-ci ne soient plus répétées et pour stimuler un essor plus vigoureux et plus objectif de la géologie congolaise.

En un certain sens, ma communication de ce jour n'est pas seulement une mise au point, mais elle vise à être un instrument pédagogique.

Je me propose d'analyser quelques cas concrets de diagnostics géologiques qui furent entachés de graves erreurs. Volontairement j'écarterais les cas difficiles et me bornerai à envisager *les questions les plus simples*, c'est-à-dire celles se rapportant à des terrains sédimentaires peu métamorphisés et se présentant, sur de considérables étendues, en position subhorizontale.

II. — ÉVOLUTION DES IDÉES SUR LE LUALABA-LUBILASH.

Je débiterai par quelques considérations sur l'historique d'un groupe de terrains qui a été connu, pendant un demi-siècle, sous la désignation générique de *Lualaba-Lubilash*.

L'an dernier la Commission de Géologie du Ministère des Colonies a décidé de substituer à l'expression *Système du Lualaba-Lubilash*, celle de *Système du Karroo*. C'est en somme la consécration d'une longue suite d'efforts et de travaux persévérants qui ont abouti, *enfin*, à intégrer un Système important de la stratigraphie congolaise dans une nomenclature stratigraphique de *signification mondiale*. Cependant, pour ne pas laisser tomber en complète désuétude l'expression « Lualaba-Lubilash », qu'on retrouve à tant de pages de la littérature de nos pionniers, il a été convenu que dans la Notice stratigraphique officielle il serait rappelé qu'il y a synonymie entre les deux appellations.

Ainsi on voit apparaître, dans cette Notice, le tableau ci-dessous :

Système du Karroo.

« SYSTÈME DU LUALABA-LUBILASH »

(Rhétien, Triasique, Permien) (1).

Ensemble généralement rouge, parfois vert ou blanchâtre, peu fossilifère, de grès tendres, avec lentilles conglomératiques et niveaux d'argillite. A la base, niveaux conglomératiques plus ou moins continus.

Estheria mangaliensis var. *angolensis*, *Estheria* sp., *Estheriella moutai*, *Cypris*, poissons. *Glossopteris* sp.

Cet ensemble correspond, en tout ou partie, aux couches de Stormberg.

(1) Il se pourrait, étant donné ce qu'on sait d'autres régions, que les couches de base du Système correspondent au Carbonifère supérieur.

SÉRIE DU LUALABA.

Grès et argilites, bariolées ou vertes, bancs calcaires. Intercalations de couches bitumineuses dans les régions de Stanleyville, du Lomami, du Kasai et de la Lukuga. A certains niveaux, abondance de débris de poissons.

Peltopleurus maeseni, *Pholidophorus corneti*, *Lepidotus congo-lensis*, *Colobodus* sp., *Estheriella lualabensis*, *Metacypris passau*, *Darwinula globosa* var. *stricta*.

Glossopteris browniana var. *indica*, *Numulospermum* sp.

Cette série correspond, en tout ou partie, aux couches de Beaufort.

SÉRIE DE LA LUKUGA.

Étage supérieur.

Grès, psammites, schistes et couches de houille.

Glossopteris indica, *G. browniana*, *Phyllothea australis*, *Noeggerathiopsis* (*Cordaites*).

Étage inférieur.

Psammites et schistes noirs fossilifères.

Conglomérats glaciaires (tillites), fluvio-glaciaires, grès feldspathiques, avec schistes et grès.

Gangamopteris cyclopteroides, *Cyclodendron lesliei*, *C. mathieu*, *Noeggerathiopsis* (*Cordaites*) *hislopi*.

La série de la Lukuga correspond, en tout ou partie, aux couches d'Ecça et, peut-être, aux couches de la Dwyka.

Ce document tient en une page de texte. Mais, pour l'établir il a fallu *trente ans* d'études patientes, de discussions, de mises au point renouvelées. *Trente ans* pour se mettre d'accord sur un des Systèmes congolais, et sur un des plus simples !

Quelle leçon d'humilité à proposer à nos successeurs qui auront à débrouiller des questions stratigraphiques infiniment plus compliquées !

Ce Karroo constitue une puissante série compréhensive qui va du permo-carbonifère au Rhétien (Jurassique inf.) inclusivement. Son intérêt est considérable, puisque c'est dans ces formations du Karroo qu'ont été trouvés, au Congo, les premiers fossiles, chronologiquement parlant, ayant une signification stratigraphique indiscutable.

Des restes organiques ont été découverts, il est vrai, dans les calcaires anciens pré-Karroo, notamment les *Collenia* et d'autres formes rapportées à des algues atteignant des dimensions considérables. Mais quel que soit l'intérêt de ces documents, qui jettent quelque clarté sur le gouffre de l'inconnu des temps antécarbonifères et, vraisemblablement, antécambriens du

Congo, on ne peut encore parler, sans de très expresses réserves, de ces algues comme fossiles déterminatifs de périodes stratigraphiquement connues.

Le Karroo a une autre caractéristique remarquable : il débute par des dépôts glaciaires d'une envergure mondiale, base du recouvrement du Gondwana, retrouvé dans l'Inde péninsulaire, en Afrique, en Australie, en Amérique du Sud.

*
* *

Au moment où je commençais ma carrière coloniale — il y a 37 ans ! — on ne connaissait que très peu de chose sur la paléontologie de l'intérieur congolais. CORNET avait annoncé, en 1908, la découverte de poissons ganoïdes près de Stanleyville, et LERICHE, bientôt, posait un jalon-repère en publiant sa première note africaine : « Sur les premiers poissons fossiles rencontrés au Congo belge, dans le Système du Lualaba » (2).

Nous savions aussi, mais simplement par oui-dire, que deux ou trois géologues venaient de découvrir des échantillons fossilifères. On citait MATHIEU et MERCENIER, qui, l'un et l'autre, disaient avoir mis la main, au Katanga, sur des restes paléobotaniques probablement permien. Comme seule documentation géologique nous avions les premiers travaux de JULES CORNET, écrits entre 1893 et 1910, qui, très heureusement, contenaient un résumé très objectif de tout ce qui avait été publié avant lui. Ce résumé très complet tenait en quelque cinquante lignes de texte, c'est-à-dire que CORNET était parti en 1891 en Afrique centrale avec un bagage bibliographique bien mince...

Le géologue qui s'embarque aujourd'hui pour le Congo a une tâche préliminaire, pour se mettre au courant des antécédents bibliographiques, d'une ampleur certainement plusieurs fois centuplée !

Mon premier départ pour le Congo avait donc lieu exactement au moment où les premières découvertes paléontologiques, suivies de déterminations sûres, étaient annoncées... Le Karroo est connu au Congo ! On en tient la preuve, pour le trias-rhétien, par des restes de poissons; pour le permien, par un matériel paléobotanique... Telle était la grande nouvelle !

J'ai suivi pas à pas l'évolution de cette question et j'y ai quelque peu participé. Aussi, pour vous parler des vicissitudes

(2) *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CLI, 1910.

de l'historique du Lualaba-Lubilash, alias le Karroo, je n'ai qu'à égrener des souvenirs personnels de travaux sur le terrain, de lectures et de discussions, qui s'étalent sur de nombreuses années, discussions qui, en réalité, ne sont pas encore clôturées après plus d'un tiers de siècle, comme nous allons le voir tout à l'heure.

Un bref historique éclairera les causes des erreurs de diagnostic qui ont persisté durant de longues années au sujet du Karroo congolais.

1. CORNET rapportait de ses expéditions célèbres une notion générale très simple.

Sur un socle de roches généralement métamorphiques et dérangées reposaient, en discordance, des sédiments d'allure générale horizontale :

2. le Système du Lualaba-Lubilash;
1. le Système du Kundelungu.

Le Kundelungu de CORNET est essentiellement la formation gréseuse rouge subhorizontale qu'il avait observée au Katanga en 1891-1892 et le groupe des grès rouges avec base schisteuse du Bas-Congo qui lui était apparu (1895) également en position subhorizontale.

Comme CORNET n'avait trouvé aucun fossile au cours de ses explorations, il considéra l'ensemble des deux systèmes horizontaux : Kundelungu et Lualaba-Lubilash, comme représentant le Karroo du Sud-Afrique.

2. M. LERICHE, à qui furent soumises des collectes paléontologiques faites dans le Lualaba-Lubilash de la région de Stanleyville, commença, dès 1910, à publier ses remarquables déterminations.

Il identifia ces premiers fossiles comme triaso-jurassiques, — probablement rhétiens. Ce sont des poissons et des crustacés d'origine lacustre.

3. CORNET se sentit épaulé par ces déterminations et considéra dès lors (1910-1913) que :

le Lualaba-Lubilash représente les séries de Beaufort et de Stormberg;

le Kundelungu représente le Dwyka-Ecca, c'est-à-dire le Karroo inférieur.

4. La détermination d'autres fossiles trouvés dans le Lualaba-Lubilash de Stanleyville (PASSAU et HUSSAKOFF) ⁽³⁾ vint confirmer les vues antérieures.

5. Au Katanga (1910-1911), M. ROBERT démontra que le Système du Kundelungu à grès rouges dominants de CORNET devait être considérablement amplifié et se prolongeait vers le bas par des calcaires et un conglomérat-base glaciaire (Grand-Conglomérat ou Tillite du Katanga).

DELHAYE et GROSSE arrivèrent à la même conclusion.

Il s'avéra que ces dépôts glaciaires ont une puissance et une amplitude latérale considérables.

Dès lors ces géologues confirment que le Kundelungu serait bien du Karroo sud-africain, car celui-ci débute aussi par une tillite très importante : la Tillite de Dwyka associée à des sédiments carbonifères.

Nul à cette époque, à l'exception cependant de deux géologues allemands ⁽⁴⁾, ne songea à la possibilité que la Tillite du Katanga pût être plus ancienne que celle de Dwyka, — ce qu'elle est cependant en réalité.

6. C. HORNEMAN fit une constatation troublante en 1912. Il avait étudié le bassin du « Lualaba » de Stanleyville à schistes bitumineux fossilifères (triasique-rhétien), dont les facies lui étaient familiers. En allant vers le Sud, il aborda le Manyema septentrional (basse Lowa) et trouva des sédiments horizontaux reposant sur un conglomérat important. Il détermina ce conglomérat comme une moraine reposant sur un socle quartzitique à stries glaciaires caractéristiques.

Il décrivit ces sédiments et les assimila aux sédiments glaciaires du Carbonifère supérieur connus aux Indes, en Australie du Sud, en Sud-Afrique.

Pour lui la Tillite du Manyema était l'homologue de la Tillite

⁽³⁾ L. HOUSSAKOFF, Fossil Fishes collected by the American Museum Congo Expedition (*Bull. Am. Mus. of Nat. History*, 1917, t. 37).

⁽⁴⁾ Il s'agit de O. STÜTZER et de F. BEHREND. L'un et l'autre considérèrent le conglomérat glaciaire de base du Kundelungu comme antérieur au Karroo. Cf. *Zeitsch. Deut. Geol. Gess.*, Bd 63, 1911, pour le premier et *Beitrag zur Geol. Erforschung*, Berlin, Heft 9, 1914, pour le second.

de Dwyka. Et ainsi pour HORNEMAN, le Lualaba de l'Est congolais comprenait deux termes :

- le Lualaba triasique de Stanleyville, recouvrant
- le Lualaba permo-carbonifère du Manyema.

Dans cette conception, les formations gréseuses et calcaires de l'Est congolais, qui étaient assimilées au Kundelungu, étaient donc rejetées *au-dessous* du Lualaba, c'est-à-dire au-dessous du Karroo.

7. Déjà, quelques années auparavant, BALL et SHALER avaient décrit une moraine fossile dans l'Est congolais, mais ils la considérèrent comme triasique (1910), entraînant la conviction de spécialistes allemands, tels TH. ARLDT (1912) et E. HENNIG (1915) ⁽⁵⁾.

8. Les rapports HORNEMAN n'ont pas été publiés sous sa signature mais ont été incorporés dans des articles publiés par G. PASSAU ⁽⁶⁾.

Celui-ci combattit dès 1913 l'opinion de HORNEMAN et soutint avec persistance que les dépôts glaciaires du Manyema n'étaient qu'un facies des dépôts lagunaires du Lualaba triasique de Stanleyville.

On retrouve cette opinion développée par lui pendant plus de 15 ans. M. ROBERT adopta le même point de vue, qui est reproduit dans son livre, *Le Congo Physique*, de 1927. Il publiait à cette époque que le Kundelungu faisait partie intégrante du Karroo congolais.

⁽⁵⁾ BALL et SHALER, A central glacier of triassic age (*Journal of Geology*, vol. 17, n° 8, 1910). — TH. ARLDT, Ein zentralafrikanischer Gletscher von triassischem Alter (*Petermann Mitteil.*, 1912). — E. HENNIG, Die Glazialerscheinungen in Aequatorial und Sudafrica (*Geol. Rundschau*, vol. 6, fasc. 3, 1915).

⁽⁶⁾ Voir notamment : G. PASSAU, Note sur les dépôts triasiques d'origine glaciaire dans la Province Orientale (Congo belge) (*Ann. Soc. géol. Belg.*, Publ. rel. au Congo, t. XL, fasc. I, 1912-1913). On y trouvera un extrait du rapport de C. Horneman, dans lequel est signalée l'existence d'une moraine de l'époque « supracarbonifère » dans la région de la Lowa.

9. De son côté, P. FOURMARIER (7), qui, avant 1914, avait étudié sur place les dépôts de la vallée de la Lukuga, où des sédiments glaciaires sont recouverts par des couches à charbon, les considéra comme d'âge triasique ou rhétien (Stormberg); il envisagea cependant la possibilité d'un âge permien supérieur (Beaufort) pour la tillite de base.

F. DELHAYE, jusqu'en 1932, continua également à penser que le Lualaba-Lubilash était triasique et rhétien.

10. L'opinion de HORNEMAN rencontra donc un unanime scepticisme et de vives controverses eurent lieu jusqu'en 1930 environ.

Au Congrès International de Géologie, tenu à Prétoria en 1929, il est encore exposé que le Karroo inférieur (Dwyka et Ecca) ne serait pas représenté au Congo et que le Karroo congolais débiterait, tout au plus, au Permien supérieur (Beaufort) (8).

11. En bref, les synchronisations proposées entre le Lualaba-Lubilash et le Karroo sud-africain furent nombreuses et diverses.

La plupart des auteurs crurent que l'entièreté du Karroo congolais était triasique-rhétien.

Quelques-uns indiquèrent, qu'à leur avis, il pourrait débiter au Permien supérieur.

12. C'est en 1929 que les premières découvertes paléontologiques, dans l'étage de la Lukuga, furent faites par A. JAMOTTE. Elles furent publiées, la même année, sous le titre : « Sur la découverte d'une flore à *Glossopteris* dans le bassin charbonnier de la Lukuga » (*Ac. R. de Belg.*, Cl. Sc. t. XV, n° 7, 1929).

(7) P. FOURMARIER, Le bassin charbonnier d'âge permo-triasique de la Lukuga [*Ann. Soc. géol. Belg.*, Annexe t. XLI (Congo), année 1913-1914].

(8) P. FOURMARIER, Le Système du Karroo au Congo belge (*C. R. XV. Int. Geol. Congress*, Pretoria, 1929, vol. II).

N. B. — Un livre tout récent : R. L. SHERLOCK, *The Permo-Triassic Formations (A World Review)*, London, Hutchinson, 1948, 367 p., reprend encore cette même thèse, cependant périmée depuis près de vingt ans. Il faut beaucoup d'efforts, beaucoup de temps, pour rectifier les erreurs qui ont filtré dans la presse scientifique !

En 1930, N. BOUTAKOFF découvrit de nombreux gîtes fossilifères dans le Karroo du Kivu (environs de Walikale). Mais cette trouvaille ne fut rendue publique qu'en 1933 ⁽⁹⁾.

Il s'avère, dès lors, que le Karroo congolais débute par une formation glaciaire recouverte par des sédiments à *Gangamopteris*, au Kivu, et par des dépôts contenant une flore à *Glossopteris*, au Katanga.

Ainsi les grands glaciers qui ont laissé d'imposants témoins sur d'immenses territoires de l'Est congolais ne sont nullement triasiques, comme il le fut soutenu durant tant d'années par la plupart des géologues, ni Permien supérieur, comme le suggérèrent quelques autres, mais ils sont d'âge carbonifère supérieur ou tout au plus Permien inférieur.

Les découvertes de 1929 et 1930 vinrent prouver que les essais de synchronisation antérieurs — tous basés sur l'argument lithologique — *étaient faux*. La paléontologie venait de trancher la question péremptoirement.

Seul contre tous, HORNEMAN avait eu raison dès 1912.

C'est une des raisons — parmi d'autres — pour que le nom de ce géologue, bien qu'absent de la bibliographie, trouve une place de choix parmi ceux des pionniers de la géologie congolaise ⁽¹⁰⁾.

Il convient de citer également F.-F. MATHIEU, qui avait récolté en 1910, à Kongolo, Nord-Katanga, une flore qu'il rapportait, à première vue, au Permien inférieur. Il confia son matériel à A.-C. SEWARD, qui, malheureusement, ne publia ses déterminations qu'en 1931, c'est-à-dire 20 ans plus tard !

SEWARD confirma qu'il s'agissait bien d'une flore Ecca, c'est-à-dire du Permien inférieur ⁽¹¹⁾.

⁽⁹⁾ N. BOUTAKOFF, Sur la découverte au Kivu d'un complexe fossilifère lacustre et fluvi-glaciaire (*Soc. belge de Géol.*, t. XLIII, fasc. 1; 21 février 1933). — A. RENIER, Sur la flore à *Glossopteris* de la région de Walikale (Kivu) (*Ibid.*, p. 65).

⁽¹⁰⁾ C. HORNEMAN était diplômé de l'Université de Christiana (Oslo). Il fut géologue attaché à l'expédition au Spitzberg du Prince de Monaco. La découverte du vaste bassin à schistes bitumineux triasiques de Stanleyville-Ponthierville est à porter à son actif.

⁽¹¹⁾ SEWARD, A. C., Some late palaeozoic plants of the Belgian Congo (*Bull. Acad. roy. Belg.*, Cl. des Sc., t. XVII, n° 4, 1931).

MERCENIER fut aussi un précurseur, puisqu'il annonça avoir trouvé, en 1910, une flore permienne au Katanga. Mais ses déterminations étaient confuses et n'emportèrent pas la conviction.

13. Enfin il est intéressant de signaler que dès 1907, L.-A. WALLACE ⁽¹²⁾ signalait que les couches du Karroo permo-carbonifère tapissaient le plancher d'une vallée de la Rhodésie du Nord, proche de la frontière du Katanga, encadrée de plateaux cristallins précambriens.

Peu après, en 1909, A.-J.-C. MOLYNEUX ⁽¹³⁾ présentait un travail très documenté à la Geological Society of London, dans lequel il montrait que des couches permo-carbonifères ayant livré une flore à *Gangamopteris* et à *Glossopteris* occupaient les dépressions du Zambèze et le fond des vallées affluentes profondément encaissées (trench-like valleys). Ces couches reposaient sur un conglomérat de base qui, d'après la description qui en est donnée, est typiquement un dépôt glaciaire plus ou moins remanié. MOLYNEUX donne au surplus l'indication que de telles dépressions, dont le fond plat est tapissé des couches du Karroo, sont entaillées sous le niveau du plateau formé de roches anciennes pré-Karroo et sont bordées d'impressionnants escarpements atteignant de 600 à 900 m; il ajoute qu'il a été frappé du fait que jamais aucun vestige du Karroo n'a été trouvé dans les hautes régions du plateau et que cette absence est d'autant plus étonnante que le conglomérat de base est souvent d'une résistance extrême à l'érosion ⁽¹⁴⁾.

Ainsi MOLYNEUX préfigurait des observations qui se sont répétées depuis dans tout l'Est congolais, depuis le Katanga jusqu'à l'Ituri. Au Kasai et au Kwango les couches de base glaciaires du Karroo se retrouvent aussi au creux des vallées.

⁽¹²⁾ WALLACE, L. A., North-Eastern Rhodesia (*Geogr. Journal*, vol. 29, 1907).

⁽¹³⁾ MOLYNEUX, A. J. C., On the Karroo System in Northern Rhodesia (*Quarterly Journal of the Geological Society of London*, vol. 65, 1909).

⁽¹⁴⁾ Cette remarque de MOLYNEUX prouve qu'il cherchait, sur le plateau, des témoins du Karroo qu'il avait trouvé, en tapis horizontaux, au fond des vallées, qui lui eussent fourni la preuve géologique que des failles encadraient ces vallées encaissées. Il n'en trouva pas et pour cause : ces vallées à fond plat et bords escarpés sont, en effet, des vallées glaciaires fossiles exhumées et leur morphologie très spéciale n'a rien de commun avec des fossés tectoniques.

BAILEY WILLIS a conclu que ces dépressions rhodésiennes apparaissaient entre des plateaux soulevés. Comme VEATCH ⁽¹⁵⁾ il envisage une explication structurale et écrit : « it is clear that these valleys are structural depressions, downwarps or fault throughs or a combinaison of the two ».

L'hypothèse d'une topographie glaciaire fossile remise à jour et d'une surimposition hydrographique, — que N. BOUTAKOFF et moi-même avons soutenue — qui est celle qui s'impose au Congo oriental, n'a pas été envisagée par ces géologues de l'Afrique britannique.

Mais l'existence du Karroo permo-carbonifère, avec conglomérat glaciaire de base, était bien établie dès 1907-1909 en Rhodésie du Nord, et les charbonnages de cette Colonie étaient indiqués comme en faisant partie.

Il est assez surprenant que ces observations n'aient pas plus frappé les géologues du Congo et qu'ils n'aient pas accepté, pendant tant d'années, d'envisager la possibilité que notre Lualaba-Lubilash, à couches de charbon et à conglomérat glaciaire de base, puisse appartenir au Karroo inférieur, comme le soutenait C. HORNEMAN.

*
* *

Reprenons la situation au moment où DELHAYE et moi-même abordâmes l'étude du Congo occidental, c'est-à-dire en 1913-1914.

Nous savions que ROBERT avait montré qu'à la base du Kundelungu existait un niveau très puissant et très étendu de tillite et que le Kundelungu, supposé précédemment sub-horizontale, se montrait vigoureusement plissé dans certaines zones du Katanga.

ROBERT considérait, comme CORNET, et comme DELHAYE, que l'ensemble des sédiments Kundelungu et Lualaba-Lubilash formaient le Karroo.

Au cours de nos travaux de terrain au Bas-Congo et au Niari français, DELHAYE et moi-même démontrions que le conglomérat, trouvé sous le schisto-calcaire, est une tillite.

(15) VEATCH, A. C., The evolution of the Congo Basin (*Geol. Soc. of America*, 1935). Il convient de dire que ni VEATCH, ni BAILEY WILLIS ne firent d'observations personnelles dans l'Est congolais et en Rhodésie du Nord.

Nous montrions aussi que le groupe du Congo occidental, formé par le schisto-calcaire et le schisto-gréseux qui le surmonte, s'il est subhorizontal vers l'Est, est plissé vers l'Ouest.

Nous n'avions aucun fossile nous permettant d'établir l'âge de ce groupe du Congo occidental.

Mais notre tendance fut, naturellement, d'assimiler la tillite de base, très puissante et très étendue, à la tillite du Katanga, et de synchroniser par conséquent : *groupe du Congo occidental* = *Kundelungu*.

Comme une seule glaciation ancienne, en Afrique du Sud, nous était connue, nous admîmes, comme ROBERT, la concordance générale :

Tillite de Dwyka = tillite du Katanga = tillite du Bas-Congo.
(Base du Karroo.)

Et ainsi nous admettions que tout le groupe du Congo occidental était du Karroo !

Et même si nous avions conservé un doute quant à la valeur de cette conclusion, il se produisit alors un incident qui vint asseoir notre conviction.

Ce fut la note de M. MERCENIER parue en 1913 : « Le bassin permien de la Lukuga. » (*Ann. Soc. Géol. Belgique, Publ. relat. au Congo, 1912-1913.*)

Singulièrement elle mariait le vrai et le faux !

Elle nous apporta l'argument paléontologique qui nous manquait et que nous considérâmes comme décisif. Mais cet argument fut précisément la cause d'une erreur essentielle, car son encadrement était défectueux.

Je m'explique.

MERCENIER annonçait avoir trouvé, au Katanga, une flore permienne. Et cela était vrai.

Malheureusement, dans la même note, MERCENIER publiait des coupes qui allaient jeter le plus grand trouble dans les esprits.

En effet, il plaçait, immédiatement au-dessus des couches horizontales à flore permienne, c'est-à-dire du véritable Karroo inférieur, les couches horizontales de grès rouges, calcaires et conglomérats du Système du Kundelungu. Et cela était faux.

Sa coupe schématique est typique. Elle est reproduite à la figure 1.

Dès lors nous en inférons, logiquement, que le Kundelungu faisait partie intégrante du Karroo et, par assimilation, que tout le complexe du groupe du Congo occidental était également du Karroo.



FIG. 1. — Coupe schématique de M. Mercenier (1912-1913).

3. Couches horizontales du Système du Kundelungu :
Grès et schistes rouges, calcaires;
Conglomérat à ciment feldspathique.
2. Couches horizontales de schistes, psammites, calcschistes à charbon (permien).
1. Socle. Roches plissées : quartzites, schistes métamorphiques; calcaires cristallins, etc.
Roches cristallines acides; Roches basiques.



FIG. 2. — Coupe de M. Mercenier rectifiée.

En réalité les couches du Kundelungu 3 sont antérieures aux couches permiennees 2 de la Lukuga.

Les couches du Kundelungu 3 appartiennent au vieux socle pré-Karroo. Les couches de la Lukuga 2 comblent des sillons glaciaires de ce socle.

C'est ce que nous avons annoncé dans nos publications de l'époque, qui parurent à partir de 1917.

Ainsi MERCENIER accrédita que le Kundelungu était du Karroo, ce qui fut l'erreur stratigraphique fondamentale qui allait persister pendant de longues années. Cette erreur faussait aussi l'interprétation de toute l'orogénie congolaise : puisque

le Kundelungu s'était révélé fortement plissé dans une partie du Katanga, on concluait, logiquement, que le Karroo permocarbonifère avait connu une période de violence orogénique. La stabilité du continent africain depuis le Carbonifère, qui est un trait essentiel de l'orogénie mondiale, était donc détruite dans cette conception, acceptée, cependant, par la quasi-totalité des géologues du Congo.

Il est curieux de constater que l'erreur d'interprétation que révèle la coupe de MERCENIER, levée en 1910, se reproduit encore aujourd'hui, puisque des coupes publiées en 1948 introduisent, comme celle de MERCENIER une confusion entre les couches du Kundelungu et celles du Karroo !

La figure 2 donne la coupe MERCENIER rectifiée.

Une telle persistance dans l'erreur — près de 40 ans ! — a une raison sur laquelle j'insisterai plus loin, car c'est là précisément un des buts de la communication que je fais aujourd'hui : MERCENIER ne s'est pas rendu compte que les dépôts de son Permien apparaissaient dans des sillons glaciaires creusés dans un socle dont les couches du Kundelungu font partie intégrante.

Ce n'est que par une lente évolution de la question, après bien des confusions qui durèrent de 20 à 25 ans, que, définitivement, le Kundelungu du Katanga et, du même coup, le groupe du Congo occidental, furent détachés du Karroo et relégués parmi les formations, beaucoup plus anciennes, appartenant à un socle dans lequel aucune récolte paléontologique ayant une signification stratigraphique sûre n'a jamais été faite jusqu'à ce jour.

Au tableau de ces vicissitudes du Lualaba-Lubilash, il convient d'ajouter d'autres avatars qui lui advinrent dans l'Ouest du Congo, au Kasai et au Katanga. Ceci est de l'histoire récente sur laquelle je ne m'appesantirai pas, car elle fut longuement développée, en 1947, à cette même tribune.

Il fut démontré que le Lualaba-Lubilash devait être amputé de sa partie supérieure et qu'il fallait l'incorporer au Système du Kalahari. Les noms de LEPERSONNE, POLINARD et de JAMOTTE sont liés à cette question. Le Kalahari s'étendrait de l'Infra-crétacé jusqu'au Pléistocène.

Ainsi donc le Lualaba-Lubilash, c'est-à-dire le Karroo, que nous supposâmes jadis d'une extraordinaire épaisseur et d'une immense variété lithologique, fut victime d'une opération chirurgicale qui lui enleva d'abord à sa partie inférieure,

des milliers de mètres de sédiments représentant tout le Kundelungu du Katanga et le groupe du Congo occidental, puis, par après, l'amputa de ses couches supérieures qu'il fallut restituer au Kalahari, auquel elles appartiennent par droit de détermination paléontologique...

Il reste vraiment peu de chose de notre fier et puissant Karroo de nos débuts dans la carrière de géologue colonial !

Le Karroo congolais a fait sa maladie. Après avoir été malmené par beaucoup de médecins — c'est-à-dire avoir été ausculté par d'innombrables géologues — il a enfin pris une physionomie plus saine et sa stratigraphie actuelle serre la réalité d'assez près, quoiqu'en bien des points elle connaitra encore de nécessaires remaniements, au fur et à mesure que s'accumuleront des documents de terrain de plus en plus précis.

Cependant la bataille qui s'est livrée autour du Kundelungu, du groupe du Congo occidental, du groupe de la Lindi et du Lualaba-Lubilash avait comme sujet des terrains sédimentaires peu dérangés sur d'immenses espaces, peu métamorphiques, donc dont des coupes sûres étaient faciles à lever et à interpréter.

Des erreurs grossières d'interprétation chronologique ont cependant été commises à leur égard par les géologues les plus en renom, et elles ont persisté pendant plus de 20 ans !

III. — DES DIFFICULTÉS D'INTERPRÉTATION DU SOCLE PRÉ-KARROO.

Si des questions relativement simples à débrouiller, comme celle du Karroo, ont amené tant de méprises, — jusqu'au moment où la paléontologie a parlé en maître indiscutable, — nous devons être très attentifs à ne pas recommencer les mêmes erreurs au sujet de terrains infiniment plus difficiles à étudier.

Je fais allusion ici d'abord aux roches du vieux socle. Dislocations violentes, tectonique de charriages, turbulence éruptive en cycles répétés, métamorphisme de contact et régional, phénomènes de migmatisation et d'anatexie, font de ce socle congolais — comme de tous les boucliers anciens d'ailleurs — un sujet infiniment compliqué et, en tout cas, incomparablement plus long et plus ingrat à mettre au point que la question des formations calmes et peu évoluées du Karroo. Méfions-nous de la trop grande hâte à établir des propositions

de synchronisations entre les membres épars de ce socle ancien. N'oublions pas la leçon que nous valurent les vicissitudes de ce naïf Lualaba-Lubilash.

J'en dirai autant en ce qui regarde la controverse qui a surgi à propos des synchronisations proposées entre le groupe du Katanga (Kundelungu et schisto-dolomitique), d'une part, et le groupe du Bas-Congo (schisto-calcaire et schisto-gréseux), d'autre part, en y ajoutant le groupe de la Lindi de l'Ituri (formations calcaire et gréseuse). Les conceptions qui s'opposent aujourd'hui ont, les unes et les autres de chauds partisans. Toutes, cependant, sont entachées de points faibles, et la paléontologie n'est malheureusement d'aucun secours. Il y a bien des questions à élucider avant que l'unanimité puisse se faire. Ici aussi la plus grande circonspection est de rigueur.

J'ouvrirai ici une autre parenthèse.

Certains auteurs ⁽¹⁶⁾ ont placé devant les formations sédimentaires azoïques anté-Karoo du Katanga, des désignations tirées de la chronologie mondiale. On y trouve le Dévonien, le Silurien, le Cambrien...

Tout cela procède d'un esprit généralisateur qui s'écarte des voies scientifiques.

Il n'y a, aujourd'hui, aucun argument positif permettant de mettre en avant de telles déterminations. Même si, dans le texte, on les entoure de réserves, la publication de tableaux où elles apparaissent ne peut que jeter de la confusion *et faire penser qu'un problème non résolu a cependant une probabilité de solution préférentielle. Or tel n'est pas le cas, dans l'état actuel de nos connaissances.*

Il est d'ailleurs bien d'autres régions dans le monde où, comme au Congo, d'immenses formations sédimentaires attendent encore un classement stratigraphique.

Je n'en veux prendre qu'un seul exemple aujourd'hui : celui des puissants dépôts des Vindhyan et de leurs associés des Indes, ou Groupe de Purana ⁽¹⁷⁾.

(16) M. ROBERT, Le Congo Physique, édition 1946.

(17) Cf. J. B. AUDEN (*Geol. Survey of India*), Paleoclimates during the deposition of the Vindhyan and related systems (*Intern. Geol. Congress. Report of XVII Session, 1937, Vol. 6, Moscow*).

Ce Groupe de Purana comprend une succession de grès, de schistes, de calcaires, avec de très rares apparitions, localisées, de roches d'injection. Il atteint 3.000 m de puissance. Il y a prédominance de grès et schistes rouges, avec abondance de la stratification entrecroisée, et ce faciès donne des massifs tabulaires avec escarpements marginaux. Les calcaires sont certainement marins.

Jamais un fossile n'a été trouvé dans ce groupe, qui, cependant, s'étend sur d'immenses territoires et qui a dû couvrir 750.000 km², c'est-à-dire 22 fois la superficie de la Belgique, ou le $\frac{1}{4}$ de celle du Congo ! Ce groupe puissant repose directement sur l'Archéen érodé et disloqué. On a pu démontrer, par des contacts sûrs, que le Groupe de Purana est certainement plus ancien que la base permo-carbonifère du Gondwana, c'est-à-dire du Karroo. Mais, comme au Congo, c'est là la seule indication chronologique que l'on possède.

Les géologues de l'Inde supposent que l'ensemble du groupe est pré-Cambrien où partiellement Cambrien, et ils indiquent :

Groupe de Purana : position stratigraphique indéterminée, certainement pré-Gondwana et possiblement pré-Cambrien.

Imitons la sagesse et la prudence de nos confrères du Geological Survey des Indes.

Il est frappant de constater que les formations de Purana ont des affinités marquées avec les groupes sédimentaires anciens congolais (Groupes du Katanga, du Congo occidental, de la Lindi) dans lesquels les grès et schistes rouges jouent aussi un rôle dominant. L'immensité des aires d'affleurements est du même ordre et les puissances maxima sont comparables. En outre, aux Indes, comme au Congo, le seul fait de chronologie établi c'est qu'on a affaire à des dépôts anté-Karroo. De part et d'autre, l'absence de fossiles, dans des sédiments cependant favorables à la conservation d'un matériel paléontologique, suggère un âge probable pré-Cambrien et peut-être Cambrien pour une partie de ces sédiments. J'ajouterai que la découverte des algues *Collenia* dans les calcaires congolais anciens ne vient pas détruire cette suggestion.

Notre regretté confrère MAURICE LERICHE, dont l'ombre hante encore cet auditoire, avait pris une position en 1939, qui est toujours d'intérêt actuel.

En parlant des formations sédimentaires congolaises, sous-jacentes au Karroo, il écrivait ⁽¹⁸⁾ :

« En l'absence de fossiles ayant une signification stratigraphique, il est difficile d'établir des concordances entre les diverses échelles régionales qui ont été dressées (Katanga, Kasai, Bas-Congo, Ituri), et il est impossible de faire entrer les divisions de ces échelles dans la classification générale des terrains. Les tentatives qui ont été faites dans cette voie n'ont aucune valeur scientifique ou ne reposent que sur des données fort fragiles. »

Et il ajoutait :

« Aucun fossile présentant une valeur chronologique n'a été trouvé jusqu'ici dans ces formations antérieures à la série du Karroo. Il n'est plus possible d'attribuer à l'insuffisance des recherches cette absence ou l'extrême rareté des organismes. Ces formations — calcaires, schistes et grès — sont peu métamorphosées et, cependant, d'une pauvreté originelle de la vie tout à fait extraordinaire.

» Cette pauvreté est comparable à celle que l'on constate partout dans le pré-Cambrien et, dans certaines régions, dans le Cambrien. »

Et M. LERICHE concluait :

« On peut penser qu'aucune des formations congolaises antérieures à la série du Karroo n'est plus récente que le Cambrien. »

Une présomption identique avait déjà été émise en 1931 par un autre éminent paléontologiste, feu l'Abbé SALEE.

Elle rejoint exactement celle des géologues du Service des Indes, à propos de sédiments comparables du Groupe de Purana.

Il convient de s'y tenir jusqu'à plus ample informé.

(A suivre.)

(18) M. LERICHE, L'état actuel de nos connaissances sur la Paléontologie du Congo (*Ann. Soc. roy. zoologique de Belg.*, t. LXIX, année 1938, Bruxelles, 1939, pp. 139-156).