

SÉANCE MENSUELLE DU 15 MARS 1955.

Présidence de M. A. LOMBARD, président.

Le Président annonce le décès de M. GEORGES DE GRAND'RY, membre effectif depuis 1931.

Dons et envois reçus :

De la part des auteurs :

- 11228 *Boteiho da Costa, J. V. et Azevedo, A. L.* Solos de Angola. Contribuição para o seu estudo. 1953, 374 pages, 67 figures et 3 cartes.
- 11229 *Cahen, L.* Géologie du Congo Belge. Liège, 1954, 577 pages, 35 photos et 98 figures.
- 11230 *Condon, M. A.* Geological significance of discovery of oil at Rough range, Western Australia. Camberra, 1954, 10 pages.
- 11231 *Fallot, P.* Remarques sur la tectonique de couverture dans les Alpes bergamasques et les Dolomites. Paris, 1950, 13 pages et 1 figure.
- 11232 *Fallot, P.* Sur la partie occidentale de la zone marnoschisteuse du Rif espagnol. Palerme, 1952, 9 pages et 2 figures.
- 11233 *Fallot, P.* Du rôle des décollements en tectonique. Asso (Como), Italie, 6 pages.
- 11234 *Fallot, P.* Rapport sur l'attribution du Prix Léon Bertrand à M. Raymond Lévy. Paris, 1953, 4 pages.
- 11235 *Fallot, P.* Résumé des cours de 1952-1953. Géologie méditerranéenne. Paris, 1953, 14 pages.
- 11236 *Fallot, P.* Résumé des cours de 1953-1954. Géologie méditerranéenne. Paris, 1954, 16 pages.
- 11237 *Fallot, P.* Maurice Lugeon, 1870-1953. Paris, 1954, 37 pages et 1 portrait.
- 11238 *Fallot, P., Solé, L. et Colom, G.* Sur le bassin néogène du Sud de la Sierra Nevada. Paris, 1950, 3 pages.
- 11239 *Fallot, P., Solé, L., Colom, G. et Birot, P.* Sur le Néogène des bassins du Guadiana Menor et de Baza. Paris, 1950, 4 pages.

- 11239 *Fallot, p., Solé, L., Colom, G. et Birot, P.* Sur l'âge des couches de Baza et de la formation de Guadix (province de Grenade). Paris, 1950, 4 pages.
- 11240 *Faure-Muret, A. et Fallot, P.* Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords sud-orientaux du massif de l'Argentera-Mercantour (feuilles de Saint-Martin-Vésubie, Tende et Viève au 50.000^e). Paris, 1955, 37 pages, 17 figures et 1 planche.
- 11241 *Thomas, G. A. et Dickins, J. M.* Correlation and age of the marine Permian formations of Western Australia. Sydney, 1954, 5 pages.
- 11242 *Traves, D. M.* *Collenia frequens* in Upper proterozoic rocks in the Northern territory of Australia. Glèbe-Sydney, 1954, 2 pages et 1 planche.
- 11243 *Tweedale, G. W. et collaborateurs.* Geological map of Queensland. Scale : 40 miles to an Inch. Brisbane, 1953, 1 feuille.
- 11244 *White, D. A.* Observations on laterites in the Northern territory. Glèbe-Sydney, 1954, 4 pages et 2 figures.

Divers :

M. A. LOMBARD présente l'ouvrage de M. L. CAHEN intitulé la *Géologie du Congo* dans les termes suivants :

La *Géologie du Congo belge* ⁽¹⁾, écrite par LUCIEN CAHEN, est un ouvrage qui marque une étape importante dans la connaissance du sous-sol de ce vaste territoire d'Afrique. Ce travail s'inscrit dans la série des synthèses classiques de J. CORNET, de M. ROBERT et de P. FOURMARIER. Toutefois, la tâche se complique singulièrement à mesure que passent les années. Les observateurs se multiplient et les documents paraissent à un rythme accéléré sous les formes diverses de notes, de rapports, de cartes et de mémoires. Le dépouillement et l'analyse critique de ces travaux n'en sont que plus lourds.

Le volume comprend 596 pages in-4^o, avec 98 figures et 35 photographies hors texte dont certaines sont des chefs-d'œuvre, comme par exemple une vue des chutes de la Lofoi et les falaises de sable de Yangambi.

La matière est répartie en quatre parties. Les généralités d'abord comprennent une vue d'ensemble sur la physiographie

(1) L. CAHEN, *Géologie du Congo Belge*. Vol. in-4^o (30 × 22), 596 p., 98 fig. et 20 pl. Éd. Vaillant-Carmanne, S. A., 4, place Saint-Michel, Liège, Belgique. 1.215 francs belges.

et la géologie congolaises. On passe ensuite en revue les méthodes usuelles permettant d'établir les successions et les raccords stratigraphiques. Cette revision est utile dans un domaine où règne souvent une grande subjectivité dans les définitions.

La deuxième partie traite du soubassement, en s'attachant successivement au Katanga, au Congo oriental, au Congo septentrional, au Kasai-Lomami, et s'achève sur une vue d'ensemble de la chronologie et des corrélations des successions régionales.

Ce chapitre est particulièrement intéressant, malgré son caractère plus hypothétique. L'auteur établit des équivalences dont quelques-unes sont sujettes à être modifiées dans la suite, mais elles n'en représentent pas moins une utile mise au point.

La troisième partie est réservée à la couverture du socle. Comme la partie précédente (247 pages), elle occupe une très large proportion du volume (212 pages). Les problèmes sont exposés suivant une ordonnance stratigraphique, laissant ainsi les descriptions locales au second plan, ce dont se féliciteront ceux qui ne connaissent pas particulièrement la géographie congolaise.

Les divers chapitres sont le Paléozoïque, le Mésozoïque, le Cénozoïque et le Tertiaire; ce dernier est divisé en deux parties dont la seconde est réservée au Tertiaire supérieur.

Les régions côtières font l'objet de chapitres spéciaux, ainsi que la question des cycles géographiques, les aplanissements et les réseaux hydrographiques. Passant ensuite à la partie centrale de l'Afrique congolaise, l'auteur s'attache aux fossés tectoniques et au volcanisme récent. L'ensemble est repris dans un ultime chapitre traitant de l'histoire géologique du Congo depuis le Carbonifère supérieur jusqu'à l'époque actuelle.

Enfin, un ouvrage sur le Congo géologique ne pouvait s'achever sans une vue d'ensemble sur les richesses minières de la Colonie. C'est à ce sujet qu'est consacrée la quatrième et dernière partie.

L'ouvrage est complété, chapitre après chapitre, par des listes bibliographiques très complètes. Le nombre des références s'élève à près de 850. Un index géographique, pétrographique, géologique et paléontologique achève le volume et abrège les recherches.

L'auteur a séparé avec une grande clarté ce qui a trait aux faits et aux observations de ce qui se rattache aux interprétations, qu'il s'agisse des siennes propres ou de celles des autres

observateurs. On lui saura gré de cette objectivité et de la simplification qu'il apporte ainsi dans la compréhension des idées générales.

Un des apports les plus intéressants est celui de la chronologie du socle par les données radio-actives. Les venues uranifères katangaises sont d'un âge maintenant reconnu et voisin de 630 millions d'années. Elles sont postérieures au système de Roan. La minéralisation de roches du système du Kundelungu est datée par de la galène. Cette minéralisation est approximativement contemporaine des venues uranifères de Shin-kolobwe. Tout le groupe du Katanga, y compris la série du Kundelungu supérieur, appartient au Précambrien.

Parmi les formations les plus anciennes, on citera une galène provenant de filons aurifères du groupe des Kibali, avec un âge de 1750 m. a. Le groupe de Kibali lui est donc antérieur. Le groupe de la Ruzizi est antérieur à 2275 ± 250 m. a. et les granites d'une partie du soubassement de l'extrême Sud-Est du Katanga, faisant partie de la chaîne des Irumides, remontent à 2620 m. a. La formation de Gangu est encore antérieure et remonte à 3320 m. a. Faut-il rappeler que ces données ne sont que des ordres de grandeur.

La chronologie des couches mésozoïques du Lualaba et de la série du Kwango fait l'objet d'une mise au point complète. Ceux qui ont suivi les travaux récents de R. MARLIÈRE, de L. CAHEN et de J. LEPERSONNE n'y découvriront rien de nouveau, mais le lecteur spécialisé y retrouvera non seulement ces données récentes mais il les situera sur le plan congolais et africain. Je pense en particulier aux nombreux géologues qu'intéresse le problème du pétrole dans la Cuvette centrale.

Chaque fois que paraît un ouvrage de synthèse, il faut adresser une pensée de reconnaissance à son auteur, même si le caractère de quelques chapitres est provisoire, ce qui est inévitable. L. CAHEN reprend de nombreux faits, en expose de nouveaux et rendra à ce titre de grands services en géologie régionale africaine.

Cet ouvrage permet de dresser un bilan des connaissances acquises jusqu'à ce jour par la géologie katangaise. En chronologie absolue, les données sont aussi complètes, ou presque, que celles de la Rhodésie du Sud. Elles font de ces deux grandes contrées des ensembles particulièrement bien étudiés. On regrettera peut-être de ne pas toujours disposer, au Congo Belge, de minéraux de premier ordre en quantités plus grandes. Les besoins économiques ont parfois de dures exigences...

L'analyse orogénétique est également très fouillée et là, la situation privilégiée du Congo a facilité la tâche des analyses de tectonique superposée. La plupart d'entre elles, soulignons-le au passage, sont dues à l'auteur de l'ouvrage.

En matière de fossiles, la région côtière est également privilégiée. La bordure de la Cuvette centrale l'est moins, et ce n'est que lentement que progresse la stratigraphie des formations de couverture. On a récemment démontré leur âge jurassico-crétacé et l'on soupçonne l'existence du véritable Trias-Karoo en dessous.

Les synthèses tectonico-morphologiques sont très neuves et paraissent à beaucoup comme encore hypothétiques. Ce qui frappe, ce sont les dimensions des pénéplaines et de leur prolongation dans les séries stratigraphiques. La position très particulière du Congo, s'étendant de la mer à la dorsale de l'Afrique, a permis de suivre ces formations dans des conditions favorables à une vue d'ensemble.

La lecture de l'ouvrage permet de réaliser à quel point le territoire du Congo représente, dans le bloc africain, une aire de convergence paléogéographique et structurale depuis les phases les plus reculées de l'histoire de la terre.

L'ouvrage reflète la sobriété et la rapidité d'exposé de son auteur. Il y a une concision dans l'énuméré des faits qui facilite la compréhension des grandes lignes. Tout au plus peut-on regretter qu'une part plus large n'ait pas été réservée à des rétrospectives sur l'histoire des découvertes et des établissements de raccords. La stratigraphie et la tectonique de ces immenses territoires se sont construites par approximations successives dont on aimerait reconstituer les étapes avec plus de détails. Quelques cartes synthétiques et de grands profils généraux rendraient plus aisées les vues d'ensemble, telle par exemple une carte réduite en noir et blanc de la carte générale du Congo belge, de l'auteur, avec des raccords aux régions avoisinantes. Les limites politiques cadrent si mal avec les contours géologiques !

Ce bref compte rendu ne serait pas complet si l'on ne relevait avec quel soin l'éditeur a présenté le volume.

Communications des membres :

CH. STEVENS. — *Présentation des cartes hypsométriques : 1^o de l'Entre-Sambre-et-Meuse; 2^o du plateau d'Haversin avec la Famenne.* (Texte ci-après.)

G. MORTELMANS. — *Considérations sur la structure tectonique et la stratigraphie du massif du Brabant* .(Texte ci-après.)

G. MORTELMANS. — *Note sur un exemplaire aberrant de Prodictus pustulosus PHILLIPS provenant de Waulsort*. (Texte ci-après.)

M. GULINCK. — *Coupe géologique des terrains de l'auto-route Bruxelles-Paris dans le secteur Uccle-Nivelles*. (Texte ci-après.)

Les cartes hypsométriques de l'Entre-Sambre-et-Meuse, de Leignon et d'Aye,

par CH. STEVENS.

La Géomorphologie est une science d'observation; elle doit donc se baser sur une connaissance approfondie des faits. A ce point de vue, la Belgique possède un document d'une valeur incontestable : la carte topographique au 20.000^e de l'Institut géographique militaire. Les courbes de niveau en fournissent une représentation scrupuleuse, minutieuse et aussi parfaite que possible, ce qui permet de dire que la carte géomorphologique de la Belgique existe depuis longtemps; il ne reste qu'à l'interpréter.

Pourtant, ceux qui consultent la carte découvrent bien vite que cette consultation est pénible, parce qu'on se perd facilement dans le détail. C'est l'utilité des cartes coloriées en zones hypsométriques de 10 m. Sans doute n'apportent-elles aucun élément nouveau, mais la lecture est rendue plus facile; on distingue mieux l'ensemble et les détails.

Je dépose aujourd'hui les planchettes suivantes :

I. — ENTRE-SAMBRE-ET-MEUSE. — Charleroi, Tamines, Fosse, Malonne, Merbes-le-Château, Thuin, Gozée, Nalinnes, Biesme, Mettet, Bioul, Grandrieu, Beaumont, Silenrieux, Walcourt, Philippeville, Rosée, Hastière-Lavaux, Dinant, Sivry, Rance, Froidchapelle, Senzeille, Sautour, Surice, Agimont, Momignies, Séloignes, Chimay, Couvin, Olloy, Treignes, Macquenoise, Forge-Philippe, Rièzes, Cul-des-Sarts, Moulin-Manteau, Moulin-de-Chestion, soit 38 planchettes. Sauf quel-

ques représentations en bordure de la Meuse (Naninne et Yvoir), c'est toute l'étendue de l'Entre-Sambre-et-Meuse.

II. — LES PLANCHETTES DE LEIGNON ET D'AYE, soit 2 planchettes.

I. — A quelques exceptions près, le sol de l'*Entre-Sambre-et-Meuse* est sculpté dans les terrains primaires. Sur la rive gauche de la Meuse, il prolonge celui du Condroz et il possède les mêmes caractères morphologiques. Cependant, situé plus près de l'ennoyage de l'Ardenne et de la *dépression de l'Escaut*, son altitude moyenne est plus faible et, à cause de cela, il possède un recouvrement moins pauvre en terrains post-primaires.

1° *Les terrains post-primaires :*

a) Le *recouvrement créacé* qui s'étend sur la planchette de Walcourt n'exerce aucune influence sur le relief du sol.

b) Les *lambeaux tertiaires* exigent plus d'attention. Qu'ils soient éocènes ou oligocènes, ils couronnent des hauteurs privilégiées. Bien qu'il s'agisse de roches meubles, l'idée d'en faire des monadnocks devait d'autant mieux venir à l'esprit que ce genre d'hypothèse est adoptée par de nombreuses études géographiques. Malheureusement, ici, cette conception ne résiste pas à l'analyse.

Le fait que ces lambeaux existent sur les hauteurs est conforme au pendage de nos assises tertiaires; mais l'argument se borne à cela. Les lambeaux éocènes sont assez étendus sur la planchette de Naninne. Un examen plus attentif montre qu'il s'agit d'une pénéplaine déformée, sans que la surface soit affectée par le lambeau, ni en relief, ni en creux. En réalité, *le Bruxellien est logé dans des vallons fossiles*. Le lambeau est cisailé par la pénéplaine, dont l'âge est plus récent. C'est la confirmation de ce que M. CAMERMAN a observé dans le Brabant. Il n'y a aucune raison pour qu'au Sud de la Sambre les choses se soient passées autrement (1).

L'examen des lambeaux oligocènes conduit à la même conclusion. On examinera surtout le lambeau de Saint-Héribert (planchette de Malonne). Il se loge dans une cavité du Dévonien

(1) C. CAMERMAN, Commentaires au sujet du relief du socle paléozoïque dans le Brabant oriental et la Hesbaye (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LIX, pp. 61-74); ID., Compte rendu de l'excursion du dimanche 30 avril 1950 dans la vallée du Train (Brabant oriental) (*Ibid.*, pp. 136-153).

inférieur, et la surface topographique qui le cisaille est sensiblement plane. En 1889, ce gisement a été décrit par ERN. VAN DEN BROECK qui l'avait visité avec A. RUTOT (1). Il l'avait attribué erronément au Pliocène supérieur.

2° *La pénéplaine ardennaise.* — L'Entre-Sambre-et-Meuse est le prolongement du Condroz qui, lui-même, au Sud de la Meuse, prolonge la Hesbaye et la Moyenne Belgique. Le sol forme la même pénéplaine qui date de la fin du Pliocène supérieur et du début du Pléistocène, avec cette différence, vis-à-vis de la Hesbaye, que les altitudes condruziennes croissent plus rapidement sous l'influence de la surélévation de l'Ardenne.

On peut donc penser que le sol de l'Entre-Sambre-et-Meuse correspond à une pénéplaine déformée. Cette conception trouve un encouragement :

a) dans l'extension de la surface pénéplanée, observée dans les zones les moins touchées par les érosions actuelles;

b) dans le fait que toutes les hauteurs, même les plus étroites, se présentent sous la forme de pénéplaines déformées.

3° *Le rôle de la tectonique.* — Le caractère dominant est l'orientation générale des hauteurs selon les directions tectoniques. La région peut être considérée comme classique des orientations intermédiaires, dirigées de l'Est vers l'Ouest. Pourtant, à l'Ouest, les influences armoricaines deviennent très sensibles. Les altitudes dépassant 300 m sont rares, sauf aux abords de Philippeville, où elles dominent le pays.

Enfin, au Sud de Couvin, les altitudes croissent rapidement parce qu'on se trouve dans le prolongement occidental des hauteurs principales de l'Ardenne qui englobent le massif de Rocroi. Dans le détail, l'influence des roches est certaine, surtout dans les affleurements du Dévonien inférieur. Mais ces affleurements eux-mêmes se placent dans des zones orientées tectoniquement. En outre, leur influence est-elle prédominante ? Nous allons le voir dans un instant.

5° Les hauteurs se présentent sous la forme d'une pénéplaine déformée, dont l'érosion n'atteint pas les sommets. C'est le cas général en Ardenne. Partout, l'on rencontre la preuve de la tectonique active, ce qui fait rejeter tout appel à la théorie des hauts niveaux d'aplanissement.

(1) ERN. VAN DEN BROECK, Les cailloux oolithiques des graviers tertiaires des plateaux de la Meuse (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. III, 1889, pp. 404-412).

5° *La bande silurienne.* — De nature essentiellement schisteuse, cisailée par de nombreuses failles, la bande silurienne, dans son affleurement anticlinal, offre un excellent champ d'observations. Très altérable, très attaquable par l'érosion, elle devrait être le domaine tout indiqué de l'inversion du relief. Cette hypothèse se vérifie sur la rive droite de la Meuse, au sein du vallon qui descend de Naninne vers Dave; elle se vérifie encore au Sud de Huy. Mais quand, de Châtelet, on suit vers l'Est l'affleurement de la bande silurienne, on voit que ces coïncidences ne sont pas la règle. La pointe de Puagne n'exerce aucune influence sur le relief; elle est même traversée de part en part par une vallée d'érosion. En outre, la bande silurienne traverse des zones culminantes qui ne sont nullement affectées par elle. On peut donc dire que les inversions de relief ne se produisent que dans des cas favorables et que c'est l'action tectonique qui joue le rôle prépondérant.

6° *L'ennoyage de la Meuse.* — A partir d'une zone médiane et graduellement, de proche en proche, les altitudes décroissent de l'Ouest vers l'Est vers la Meuse dinantaise. C'est l'effet posthume d'un ennoyage inscrit dans la structure hercynienne. Au Sud, ces décroissances ne se manifestent plus car l'ennoyage est clôturé par le massif cambrien de Rocroi. On sait que, postérieurement à la capture de la Meuse de Lorraine, le fleuve a pu franchir le massif par un phénomène d'antécédence.

7° *La surélévation de Beaumont.* — La surélévation de Beaumont s'inscrit également dans la structure hercynienne, où elle interrompt la continuité des synclinaux carbonifères. A la surface du sol, elle sépare les affluents de la Haute-Sambre de ceux de la Meuse; mais sa continuité est mal assurée; il s'agit plutôt de hauteurs se relayant. Elle contribue à la formation de la cluse de Thuin et de la pénéplaine surélevée de Gozée.

8° *Le massif de Rocroi* se manifeste par un accroissement graduel des altitudes. La surélévation s'est accentuée récemment; dans son mouvement, elle a entraîné son recouvrement dévonien et lui a même annexé le coude de capture de l'Eau Noire.

9° *La Fagne de Mariembourg.* — Comme pour son prolongement, la Famenne, il s'agit d'une région exhumée. Les collines coraliennes, dites Tiennes ou Terniats, sont des formes très anciennes qu'un recouvrement a longtemps protégé contre

l'érosion, ce qui a contribué à leur remarquable individualité et à leur conservation.

Comme la Lesse à la traversée de la Famenne et comme l'Amblève en Haute Ardenne, l'Eau Blanche et l'Eau Noire sont des rivières qui ont été surimposées en perçant un recouvrement disparu, ce qui explique le maintien de leurs cours capricieux.

10° *Une terrasse de la Sambre.* — Tout le long de la rive méridionale de la Sambre, on dégage un remarquable niveau de terrasses. C'est celui que j'avais parcouru en 1913 et dont la guerre, m'appelant à d'autres devoirs, ne m'a pas permis de poursuivre l'étude (1).

11° Il y aurait encore beaucoup à dégager. J'espère que ces cartes seront utiles à ceux qui poursuivront ce genre de recherches.

II. — **PLANCHETTES DE LEIGNON ET D'AYE.** — Ces planchettes indiquent le passage de la surélévation du Samson au plateau d'Haversin et la division de la Famenne en deux secteurs. Il y a pourtant déport de la zone axiale. On sait que telle est la règle de nos surélévations transversales.

**Note sur une anomalie
de croissance d'un *Productus* aff. *pustulosus* PHILLIPS
provenant de Waulsort (*),**

par G. MORTELMANS.

Les collections de Paléontologie de l'Université de Bruxelles se sont enrichies, il y a nombre d'années déjà, d'une importante série de fossiles dinantiens récoltés par feu le Professeur X. DE REUL dans les facies d'accumulation (« récifs ») waulsortiens de la région de Dinant et de Waulsort.

(1) CH. STEVENS, Étude des terrasses de la Sambre (1^{re} note) (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 41, 1913-1914, pp. 56-62).

(*) Manuscrit remis à la séance.

Cette collection renferme des Goniatites — *Munsteroceras inflatum* DELÉPINE, *M. inconstans* (DE KONINCK), *M. duponti* DELÉPINE — qui suggèrent qu'elle a été recueillie surtout, sinon uniquement, dans le facies waulsortien d'âge viséen le plus inférieur (*V1a* inférieur = sous-zone C2 = sous-zone II β)⁽¹⁾.

Parmi les Brachiopodes se trouve un exemplaire remarquable de *Productus*, affine sinon identique au *Productus pustulosus* PHILLIPS ⁽²⁾.

Cet exemplaire offre l'intérêt de présenter les deux valves dissociées, ayant glissé l'une par rapport à l'autre dans le sens antéro-postérieur. La valve ventrale est ainsi vue par sa face externe, la valve dorsale par sa face interne. Le test est à peu près complètement détruit, réduisant la première à un moule interne où se distinguent notamment des impressions musculaires flabellées et dendritiques, la seconde à un moule externe où s'aperçoit la trace d'un septum médian peu développé.

Cependant, le trait le plus remarquable de cet exemplaire consiste dans la prolongation latérale et frontale de chaque valve par une « frange » à peu près plane qui déborde largement l'aire occupée par le *Productus* normal (pl. I, fig. 1, $\times 0,6$).

De telles structures semblent très rares et, dans la littérature que nous avons consultée sur les *Productus*, nous n'avons rencontré qu'une seule figuration de *Productus* offrant cette curieuse anomalie de croissance : il s'agit d'un spécimen de *Productus semireticulatus* MARTIN provenant du Dinantien de l'île de Little Island, Cock, et décrit par TH. DAVIDSON ⁽³⁾.

Cet exemplaire, plus complet que le nôtre, montre que la frange plane qui, latéralement et frontalement, borde le *Productus* normal garde partout sensiblement la même largeur (pl. I, fig. 2). Il fait partie d'une série de plusieurs exemplaires présentant le même caractère, décrits comme suit par TH. DAVIDSON : « Several specimens... in which the margins of the shell are bent upwards at right angles to the plane of the shell, and forming, as it were, a fringe or band around it » ⁽³⁾ (p. 307 et pl. XXXVI, fig. 12).

⁽¹⁾ G. MORTELMANS et P. BOURGUIGNON, Le Dinantien (*Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Liège, 1954).

⁽²⁾ F. DEMANET, Le Waulsortien de Sosoye et ses rapports fauniques avec le Waulsortien d'âge tournaisien supérieur (*M.I.G.U.Lv.*, t. II, 1923).

⁽³⁾ TH. DAVIDSON, A Monograph of the British Fossil Brachiopoda. Vol. IV, Part III : Supplement to the Permian and Carboniferous species (*Public. Palaeontographic Soc.*, 1880).

Le nôtre ne conserve malheureusement que des fragments de frange. Ils suffisent pourtant pour tenter de reconstituer l'aspect que pouvait offrir le spécimen complet. La *valve ventrale* montre, au bord latéral droit, un important fragment de frange à peu près plan, limité en arrière par le prolongement de la ligne cardinale; ce fragment se raccorde au *Productus* normal sensiblement à angle droit; un sillon marqué souligne ce raccordement. Il montre une ornementation en plis onduleux d'accroissement, analogues et concentriques à ceux du *Productus* normal mais beaucoup plus effacés et irrégulièrement bosselés; il offre encore un défoncement oblique à l'extérieur duquel ces plis perdent leur allure concentrique : il s'agit sans doute de la régénération d'une partie de la frange, brisée du vivant de l'animal. Cette valve montre encore, au bord frontal gauche, un étroit fragment de frange situé dans le même plan que le précédent et qui se rattache au *Productus* normal par une courbe régulière quoique de pente rapide; il est trop réduit pour permettre d'encore se faire une idée de l'ornementation de la frange dans ce secteur (pl. II, fig. 1, $\times 0,57$).

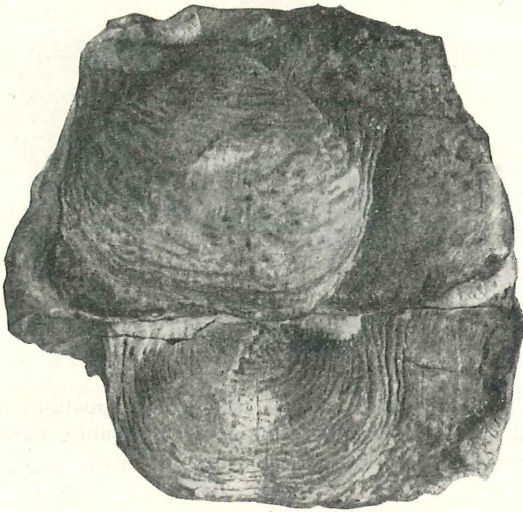
La *valve dorsale* montre au bord latéral droit un fragment de frange qui correspond à celui conservé à la valve ventrale, en deçà du défoncement; comme lui, son raccord au *Productus* normal est souligné par un sillon bien marqué; il se prolonge quelque peu vers l'avant, à la jonction du bord latéral et du bord frontal; son ornementation consiste en plis concentriques irréguliers, plus nets qu'à la valve ventrale, mais qui s'atténuent assez rapidement en s'éloignant du bord cardinal. Un second fragment de frange se situe le long du bord cardinal gauche du fossile (pl. II, fig. 2, $\times 0,8$).

Bien qu'incomplets, ces fragments sont suffisants pour tenter une reconstitution de la coquille (pl. II).

Le *Productus* normal montre une ligne cardinale droite, régulière, large de 68 mm, correspondant à la plus grande largeur de la coquille; sa longueur totale est de 56 mm, la distance entre les bords cardinal et frontal étant de 50 mm. La hauteur des valves est de l'ordre de 27 mm pour la ventrale, de 12 mm pour la dorsale.

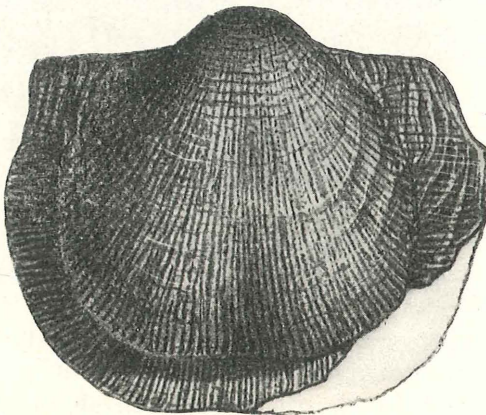
Le fragment de frange qui subsiste au bord postérieur de la coquille montre qu'elle ne s'étendait pas au-delà du prolongement très régulier de la ligne cardinale.

C'est au bord latéral droit de la valve ventrale que cette frange est conservée sur sa plus grande largeur. Elle y atteint

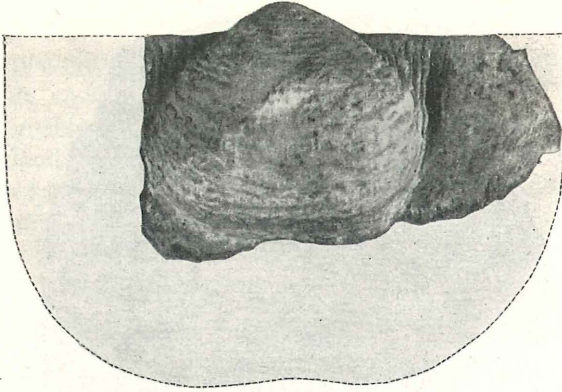


1. **Productus** aff. **pustulosus** PHILLIPS.

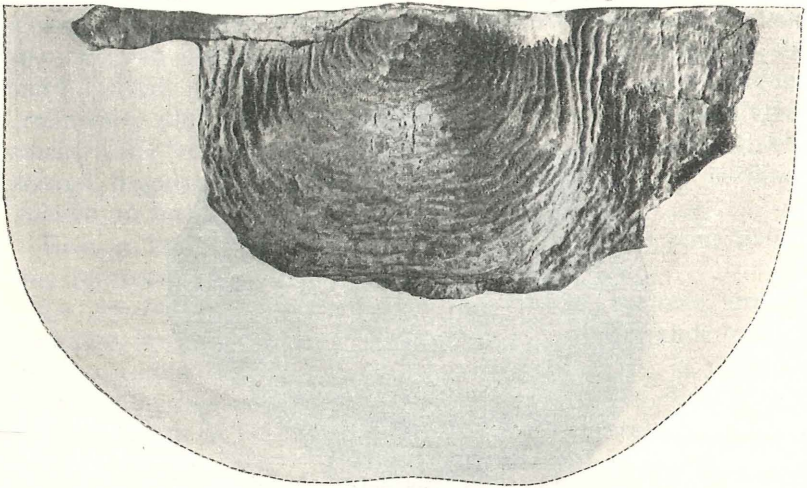
Photo du spécimen complet, montrant les deux valves ayant glissé l'une par rapport à l'autre. Échelle : 9/10.



2. **Productus semireticulatus** MARTIN avec frange.
(Reproduit de TH. DAVIDSON.)



1. Valve ventrale isolée du « *Productus* aff. *pustulosus* » de la planche I, montrant les fragments de frange conservés. Essai de reconstitution du test complet. Grandeur nature.



2. Valve dorsale isolée du « *Productus* aff. *pustulosus* » de la planche I, montrant les fragments de frange conservés. Essai de reconstitution du test complet. Grandeur nature.

33 mm et paraît complète. Elle correspondrait donc à un prolongement, suivant cet axe, égal à la moitié de la largeur du *Productus* normal, portant ainsi la largeur totale de ce spécimen à environ 130 mm. La régularité des plis concentriques, parallèles au bord latéral sur tout le fragment, laisse supposer que la largeur de la frange était constante au moins sur toute l'étendue de son secteur latéral.

Il est plus difficile d'être aussi affirmatif en ce qui concerne le secteur frontal de la frange. Cependant, le peu qui en est conservé à la valve dorsale, à la limite des bords frontaux et latéraux du *Productus* normal montre la même régularité dans le parallélisme des plis d'accroissement. Il est permis, par conséquent, de supposer que cette largeur de la frange se maintenait constante aussi au bord frontal; c'est ce que nous avons admis dans nos essais de reconstitution. C'est ce que montre encore le *Productus semireticulatus* à frange décrit par TH. DAVIDSON et refiguré ici (pl. I, fig. 2). La longueur totale du test pouvait donc atteindre 89 mm, crochet compris, ou 83 mm depuis le bord cardinal.

D'autres types de prolongement du test sont connus chez certains *Productus*; ils affectent toutefois uniquement, ou à peu près, la valve ventrale et ne correspondent pas à un changement dans la direction de la croissance du test; la valve ventrale se contente de poursuivre sa croissance au-delà de sa jonction frontale avec la valve dorsale ⁽¹⁾. D'autres espèces encore, telles certaines formes de Visé, montrent des prolongements d'aspect tubulaire, auxquels participent les deux valves; ici non plus il n'y a pas de changement marqué d'orientation de la croissance du test.

L'exemplaire de *Productus* aff. *pustulosus* PHILLIPS que nous avons examiné nous paraît représenter, avec sa frange plane, développée dans un plan sensiblement orthogonal à ceux où s'opère le développement normal du test des *Productus*, quelque chose de fort différent et d'assez exceptionnel pour mériter figuration et description.

La signification de cette anomalie de croissance nous semble mystérieuse. Peut-être pourrait-on y voir, à un stade géronctique, un rappel de la forme aplatie des *Orthacés* dont on fait

(1) T. G. SARYTCHEVA, Sur les variations de croissance des coquilles de Productidés (*Bull. Acad. Sc. U.R.S.S.*, 1948, série biol., n° 2, pp. 235-259, 18 fig., 1 pl.).

descendre, par l'intermédiaire des *Prostrophoménacés*, les *Strophoménacés* et les *Productacés* (1) (2) (3).

Nous serions très reconnaissant à ceux de nos collègues, belges ou étrangers, qui pourraient nous éclairer sur la distribution de cette anomalie et sur son interprétation.

Université Libre de Bruxelles.
Laboratoire de Géologie,
de Paléontologie et de Géographie physique.
Mars 1955.

DISCUSSION.

M. A. Vandercammen dit qu'il a lui-même observé des phénomènes semblables chez les Spiriferidæ et notamment chez Cyrtospirifer si commun à Barvaux. Les Reticularinæ et les Ambo-coëlinæ lui ont montré des croissances semblables. A Barvaux, les valves « écrasées » sur les bords se brisent et laissent un fossile dont le contour est modifié et différent, ce qui pourrait donner lieu à de fausses déterminations. Le phénomène est donc constaté chez les Télotrémates et les Protrémates. Aucune explication en a été donnée jusqu'ici dans la littérature.

(1) H. et G. TERMIER, Initiation à la Paléontologie, t. 1, p. 150, Coll. Armand Collin, 1952.

(2) J. ROGER, Les Brachiopodes (*Traité de Paléontologie*, publié sous la direction de J. PIVETEAU, t. II, 1952).

(3) MOORE, LALICKER and FISCHER, Invertebrate Fossils, Mc Graw Hill, 1952.

Considérations sur la structure tectonique et la stratigraphie du Massif du Brabant,

par G. MORTELMANS.

I. — INTRODUCTION.

Il y a plus d'un siècle et demi que les géologues se penchent sur les étroites bandes de quartzites, de phyllades, d'arkoses et de tufs volcaniques, localement percées de massifs éruptifs, qui affleurent dans le fond des vallées brabançonnées... « comme les sommités d'un ancien monde enseveli sous des dépôts plus nouveaux », ainsi que les a si heureusement définies d'OMALIUS d'HALLOY en 1828.

Et pourtant, si la stratigraphie générale de ces formations a été établie d'une façon à peu près satisfaisante, si des découvertes paléontologiques ont, à diverses reprises, permis d'y retrouver certaines zones caractéristiques d'autres régions, — lles Britanniques en particulier, — si d'importants traits de structure y ont été décelés, l'accord est loin d'être établi entre les géologues sur nombre de points fondamentaux : l'histoire paléogéographique des couches incorporées au Massif calédonien du Brabant, les influences tectoniques qui ont joué pendant la sédimentation, la structure tectonique d'ensemble, les phases tectoniques successives, l'âge même du plissement du Brabant n'ont que rarement fait l'objet d'examens d'ensemble, limités d'ailleurs, en général, aux seules parties affleurantes du Massif.

Lorsque, désireux à son tour d'intégrer les observations et interprétations anciennes à ses observations et hypothèses personnelles, on se penche sur l'abondante littérature qui a trait au Massif du Brabant, on peut y distinguer deux phases principales : de 1848 à 1920 et de 1920 à 1954.

1. Première période : de 1848 à 1920.

La première période débute, arbitrairement d'ailleurs, en 1848, année de la parution du Mémoire d'A. DUMONT sur le terrain ardennais suivi, en 1849, de celui sur le terrain rhénan.

Avant lui déjà des acquisitions importantes avaient été apportées concernant le Massif du Brabant, notamment par D'OMALIUS D'HALLOY (1828) et GALEOTTI (1837).

A. DUMONT regardait toutes les formations anciennes du Brabant comme appartenant à son terrain rhénan du Brabant et du Condroz, assimilé au Gedinnien et au Coblencien. Pour lui, les couches étaient d'autant plus anciennes qu'elles étaient situées plus au Nord. A partir de 1860, à la suite des recherches de J. GOSSELET, le terrain ardoisier du Brabant et du Condroz est rattaché au terrain silurien. C. MALAISE, un peu plus tard, le divise, en s'inspirant des vues de DUMONT, en quatre assises qui sont, de la plus ancienne à la plus récente, les assises de Blanmont, de Tubize, d'Oisquercq et de Gembloux.

Cette stratigraphie est reprise par M. MOURLON en 1880 dans sa *Géologie de la Belgique*. Il remarque toutefois que : « Le groupement stratigraphique des différentes roches dont se compose le terrain silurien du Brabant, n'a pu se faire encore que d'après les caractères minéralogiques de ces roches. On ne trouve nulle part, en effet, ces différentes roches superposées et l'on n'a pour ainsi dire encore rencontré de fossiles qu'à un seul niveau. Il n'est donc pas possible d'établir avec certitude, au moins quant à présent, l'ordre chronologique des roches siluriennes du Brabant ».

Constatant par ailleurs que ce seul horizon paléontologique se situe au Sud du Massif et, par conséquent, haut dans la série des couches, il émet l'hypothèse que celles situées plus au Nord pourraient bien être cambriennes, ce que suggère leur analogie lithologique avec le Cambrien du Pays de Galles.

En 1888, J. GOSSELET reconnaît l'âge cambrien des trois premiers termes de cette légende.

Ultérieurement C. MALAISE s'attache à détailler celle-ci et notamment le terme supérieur où, grâce à des découvertes paléontologiques, il arrive, en 1910, à établir cinq subdivisions en assises, deux pour l'Ordovicien, trois pour le Silurien. Malheureusement il ne s'attache guère aux problèmes structuraux, et les cartes géologiques, largement inspirées par sa conception tectonique, héritée d'A. DUMONT, renferment des erreurs fondamentales.

Jusqu'ici donc, si l'on a localement noté l'allure des couches et même tenté de raccorder certains massifs, on n'a jamais « cherché à déterminer la structure d'ensemble des roches anciennes du Brabant sous les dépôts plus récents qui les recouvrent » (P. FOURMARIER, 1920).

Ce pas décisif va être franchi en 1920 par P. FOURMARIER dans son Mémoire sur la tectonique du Brabant et des régions voisines, rédigé en réponse à une question posée par l'Académie. Partant d'un examen critique de la carte géologique, P. FOURMARIER souligne l'existence, dans les tracés de celle-ci, d'anomalies qui ne peuvent s'expliquer que par la présence d'une discordance majeure ou d'une grande faille de charriage : c'est à cette dernière hypothèse qu'il s'arrête. En même temps, la conception des âges progressivement plus anciens vers le Nord prend un aspect plus nuancé : il démontre en effet l'existence de synclinaux et d'anticlinaux qui ramènent tour à tour en surface des formations plus récentes ou plus anciennes, synclinal de Quenast par exemple. Malheureusement, lié à la cartographie et à la stratigraphie de MALAISE et n'ayant pas encore acquis cette grande maîtrise qui est sienne dans l'utilisation de la schistosité, il ne peut pousser jusqu'à leur conclusion logique certaines hypothèses et intuitions remarquables.

Ce Mémoire et la carte qui l'accompagne constituent néanmoins une étape fondamentale dans l'histoire de nos connaissances sur la géologie structurale du Massif du Brabant : pour la première fois on voit apparaître la conception d'un charriage du noyau cambro-ordovicien sur sa bordure silurienne méridionale par l'intermédiaire d'un grand accident, la faille de Fauquez. C'est pourquoi il nous a paru logique de clore sur ce Mémoire le premier chapitre de l'exploration géologique du Massif du Brabant.

2. Deuxième période : de 1920 à 1954.

Le second chapitre de l'histoire des recherches sur le Massif du Brabant, ouvert en 1920, s'achève en 1954 par la parution du Prologue d'une description géologique de la Belgique.

Cette période a vu s'élaborer de nombreux travaux régionaux ou locaux sur les aspects les plus variés de la géologie du Massif du Brabant. Il est impossible d'en faire la critique ou même simplement l'inventaire dans une note comme celle-ci. On citera, pour la paléontologie, les découvertes et les études de C. MALAISE, de M. LERICHE, de E. MAILLIEUX, de M. LECOMTE et de G. REGNELL; pour la stratigraphie et la géologie structurale, les importants Mémoires de J. DE LA VALLÉE-POUSSIN, de R. et P. ANTHOINE, de J. RAYNAUD; pour les applications du géomagnétisme aux problèmes structuraux et sédimentaires, les travaux d'I. DE MAGNÉE et J. RAYNAUD; pour la pétrographie, le niveau et l'âge de mise

en place des roches éruptives, ceux de G. MORTELMANS et R. LEGRAND; pour l'étude des relations entre la schistosité oblique et le plissement, ainsi que sur l'interférence de la tectonique hercynienne sur les traits structuraux calédoniens, les recherches de G. MORTELMANS.

A côté de ces travaux, qui résultent de contacts directs et fréquents avec le terrain, se rencontrent diverses notes de synthèse parmi lesquelles on citera d'abord une importante contribution de G. WATERLOT sur les phases successives des orogénèses calédonienne et hercynienne, ensuite les chapitres sur le Cambrien-Trémadocien (J. M. GRAULICH), sur le Silurien (P. MICHOT), sur les roches éruptives (M. E. DENAEYER et G. MORTELMANS) et sur la tectonique (P. FOURMARIER) du Prologue d'une description géologique de la Belgique sur lequel s'achève, fin 1954, cette seconde phase des recherches sur le Massif du Brabant.

Il faut ajouter à cette littérature les résultats fournis par les sondages déjà nombreux qui ont pénétré dans le Massif du Brabant en dehors de ses étroites bandes d'affleurement. Ceux-ci, conservés dans les archives du Service géologique de Belgique, constituent une richesse potentielle exceptionnelle dont on montrera plus loin tout le parti qu'on en peut tirer.

II. — NOS RECHERCHES PERSONNELLES.

A. — GÉNÉRALITÉS.

Depuis plusieurs années nous nous penchons sur les problèmes que soulève l'étude stratigraphique et tectonique du Massif du Brabant, tant dans ses parties accessibles à l'observation que dans ses parties cachées d'où de nombreux sondages ont ramené des types de roches bien connus en affleurement et caractéristiques de l'une ou l'autre assise.

Ces recherches, bien qu'encore incomplètes, nous ont conduit à une conception structurale originale que nous nous proposons de contrôler et de préciser au cours des années à venir, nos travaux sur le terrain n'ayant pas partout une densité suffisante et l'examen des matériaux de sondages n'étant pas terminé. Nous avons pourtant eu l'occasion d'exposer l'essentiel de cette conception, sur le terrain, lors de l'excursion dirigée, il y a quelques mois, dans la région de l'Orneau.

Un départ très prochain en Afrique centrale, le fait que pendant plusieurs années peut-être nous serons engagé dans l'étude et la publication des matériaux récoltés en cours de mission, nous obligent à suspendre, pendant un temps peut-être long, la rédaction du Mémoire d'ensemble que nous nous proposons de consacrer au Massif du Brabant et à ses problèmes.

Cette interruption dans nos recherches nous fait un devoir de présenter aujourd'hui, sous une forme préliminaire, incomplète et imparfaite, l'essentiel de nos conceptions actuelles sur la structure tectonique, la stratigraphie et l'histoire paléogéographique du Massif du Brabant.

Avant de le faire, nous tenons à exprimer publiquement tout ce que l'idée même de ce mémoire doit aux discussions, fructueuses autant qu'amicales, que nous avons eues avec R. LEGRAND, alors que celui-ci élaborait sa carte hypsométrique et géologique du socle paléozoïque. Nous avons également profité des critiques précieuses formulées par J. M. GRAULICH à l'égard d'une première esquisse de notre carte structurale.

B. — LE MASSIF DU BRABANT.

DÉFINITION, SITUATION ET RÔLE PALÉOGÉOGRAPHIQUE.

Le Massif du Brabant est cette partie du socle paléozoïque formée de terrains du groupe calédonien qui constitue l'ossature même de la Basse-Belgique et de la partie septentrionale de la Moyenne-Belgique.

C'est un segment des chaînes calédoniennes nées, à diverses époques, dans la branche méridionale du Géosynclinal de l'Europe du Nord. Cette branche méridionale était bordée au Nord par le bouclier fennoscandien, couvert sur sa bordure par des mers épicontinentales; au Sud, elle s'appuyait sur l'aire géanticlinale de l'Europe moyenne, à caractère tantôt épicon-tinental, tantôt géosynclinal. Vers le Nord-Ouest, cette aire géanticlinale présentait une digitation importante, le Massif de l'Angleterre méridionale, émergé à l'Ordovicien. Déviée vers le Nord-Ouest par cette terre, la branche méridionale du Géosynclinal de l'Europe du Nord s'incurvait pour rejoindre la branche nord-occidentale du Géosynclinal, de direction générale NE-SW, limitée à son tour, vers l'Ouest, par le Continent Nord-Atlantique.

La portion de la branche méridionale qui passait à l'emplacement futur de la Belgique revêtait un caractère géosynclinal franc. Ce caractère est particulièrement sensible pendant le dépôt des séries ordovicienne et silurienne où la sédimentation est à peu près uniquement pélitique, avec quelques intercalations temporaires de psammoquartzites très fins et des apports carbonatés extrêmement réduits. C'est ce qu'a clairement fait ressortir P. MICHOT (Prodrome, 1954).

Après son plissement, dont l'âge reste incertain, — Éodévonien selon nous, — le Massif du Brabant a joué un rôle paléogéographique considérable. D'abord chaîne liminaire du Continent des Vieux Grès Rouges, il a, au Paléozoïque supérieur, Dinantien et Namurien en tout cas, formé, avec la Terre de Saint-Georges, la Grande Ile Gallo-Brabançonne entourée mais non recouverte par les mers dinantiennes et namuriennes où elle détermine la répartition des facies (G. MORTELMANS, Prodrome, 1954). Il est possible, par contre, que cette Terre ait été finalement immergée au Westphalien.

Après l'orogénèse hercynienne, qui l'incorpore définitivement au bâti de l'Europe occidentale, le Massif brabançon continue à jouer, dans les paléogéographies du Permo-Trias, du Jurassique et de l'Éocrétacé, le rôle d'aire continentale. Ce n'est qu'au Crétacé supérieur, et à diverses époques du Cénozoïque, que le Massif du Brabant sera recouvert par les eaux marines, mais même alors son rôle restera sensible, jouant surtout sur la répartition des facies. Depuis son émergence, pendant le Néogène, il a repris son caractère d'aire continentale, soumise à l'érosion et génératrice de sédiments. Hors d'équilibre isostatique, ce vieux bourrelet plissé continue à monter lentement, et cette lente montée influence d'une façon non négligeable l'évolution des réseaux hydrographiques et de la morphologie. Ses structures profondes, de leur côté, jouent un rôle déterminant dans la répartition des anomalies de la pesanteur et du magnétisme terrestre, ainsi que dans la localisation des séismes et la forme des isoséistes (CH. CHARLIER et L. JONES, 1951).

C. — LE MASSIF DU BRABANT

ET LES AUTRES MASSIFS CALÉDONIENS EN BELGIQUE.

Le Massif du Brabant est la plus importante des six bou tonnières où sont exposés des terrains du groupe calédonien. Afin de préciser sa position et son rôle exacts dans la paléo-

géographie calédonienne, nous rappellerons les caractères essentiels de ces différents massifs :

1. Les massifs de la Haute Ardenne, — Rocroi, Serpont, Givonne et Stavelot, — correspondent à des anticlinaux hercyniens de premier ordre.

Celui de *Rocroi* se superpose à un flanc nord de synclinorium calédonien, régulièrement déversé au Nord, affecté d'une schistosité oblique à pente sud et recoupé par une série de grands charriages à faible pente sud; il comporte du Devillien et du Revinien avec un étroit lambeau de Salmien inférieur (Trémadocien inférieur) (G. WATERLOT); plusieurs bandes éruptives (sills) sont injectées à des niveaux divers : leur présence et leurs caractères structuraux suggèrent que le plissement de cette partie de la chaîne est d'âge taconique (fin-Ordovicien) (M.-E. DENAEYER et G. MORTELMANS, Prodrôme...). Ceux de *Serpont et de Givonne* appartiennent à la même grande unité structurale calédonienne; ils sont formés de roches rapportées au Revinien. Quant au *Massif de Stavelot*, formé de Devillien, de Revinien et de Salmien, il comporte une portion méridionale correspondant à la bordure nord du synclinorium de la Haute Ardenne, à plis déversés vers le Nord et charriages à pente sud, plus atténués toutefois que dans le Massif de Rocroi, et une portion septentrionale peu touchée par l'orogénèse calédonienne et devant l'essentiel de ses caractères structuraux aux poussées hercyniennes. Cette partie nord appartient, semble-t-il, à la limite méridionale d'une vaste aire géantyclinale à noyau précambrien granitisé, cachée sous le synclinorium de Dinant par les charriages hercyniens (P. FOURMARIER), et s'étendant vers le Nord jusqu'à la bande de Sambret-Meuse qui en forme la bordure septentrionale. On a des raisons de penser que le plissement calédonien du Massif de Stavelot pourrait également être d'âge taconique, mais comme pour celui de Rocroi il s'agit là d'une possibilité et non d'une certitude. Ce qui paraît certain, c'est qu'au-dessus du Salmien ont existé de puissantes séries de couches, comportant au moins l'Ordovicien. P. MICROT a montré qu'il était indispensable de faire appel à une telle surcharge pour expliquer la genèse épizonale du grenat spessartine des coticules salmiens, déjà remaniés sous cet état dans les conglomérats de base du Dévonien (Prodrôme...).

Le synclinorium calédonien de la Haute Ardenne paraît

ainsi avoir correspondu à une zone de subsidence à maximum sédimentaire, bordée au Nord par une aire géantyclinale condrusienne.

2. La bande ordovicienne et silurienne de *Sambre-et-Meuse* revêt, comme l'a montré P. MICHOT, le caractère d'une aire anticlinale de fond, à sédimentation minimum, évoluant au Caradocien en cordillère géantyclinale tantôt émergée et jalonnée de volcans, tantôt formant des hauts-fonds à dépôts carbonatés (phase taconique de l'orogénèse calédonienne); après le Caradocien elle reprend le caractère d'un anticlinal de fond finalement effacé au Silurien supérieur (Prodrome...).

Nous y voyons la bordure nord de la zone géantyclinale du Condroz. Elle comporte la totalité de l'Ordovicien et du Silurien, avec de faibles lacunes et discordances locales dans le Caradocien; le Trémadocien, inconnu en affleurements, a été retrouvé, parfaitement caractérisé paléontologiquement, dans le sondage de Wépion (renseignement inédit de J. M. GRAULICH). Les plis sont modérés et la schistosité oblique généralement absente; par contre la tectonique cassante hercynienne a joué un rôle très grand.

3. Le *Massif du Brabant* appartient, au Nord de l'anticlinal de fond condrusien, à une nouvelle aire de subsidence à sédimentation maximum. Nos observations retrouvent ici entièrement les conceptions de P. MICHOT (Prodrome...). Il comporte une succession plus complète qu'ailleurs de terrains cambriens, suivis d'un Ordovicien où se marque, comme dans la Bande de Sambre-et-Meuse, l'influence des efforts taconiques, — tendances locales à l'émersion, lacunes (?) locales, volcanisme de cordillères, etc. Le Silurien y est tronqué au sommet par la transgression mésodévonienne; contrairement à certaines hypothèses (G. WATERLOT) nous pensons qu'il était complet ⁽¹⁾ et qu'il a même, comme le propose P. FOURMARIER, pu être suivi d'une puissante série de couches éodévoniennes, apportant la charge statique indispensable à la genèse d'une schistosité oblique développée jusque dans les termes les plus élevés du Silurien connu en affleurement. Contrairement aux terrains calédoniens de la Haute Ardenne, ceux du Massif du Brabant sont plissés par poussées venant du secteur nord, et réguliè-

(1) Ceci est d'ailleurs prouvé par les sondages du Sud des Flandres, où le Ludlow supérieur est connu.

rement déjetés, plus rarement déversés, au Sud; ces plis sont accompagnés par une schistosité oblique à pente nord et recoupés, comme on le montrera plus loin, par de grands charriages à pente nord. Nous pensons, avec P. FOURMARIER, que le plissement du Brabant pourrait être d'âge néocalédonien, Emsien moyen sans doute.

Si l'on tente d'ordonner les données résultant de l'étude des différentes boutonnières calédoniennes, on est conduit à la conception de deux grandes aires de subsidence, les bassins du Brabant et de la Haute Ardenne, à sédimentation maximum, séparées par une aire géantyclinale condrusienne à sédimentation minimum : le plissement dans chacun de ces bassins sédimentaires s'est fait vers l'aire géantyclinale du Condroz, à des époques sans doute différentes, taconique pour le bassin ardennais, néocalédonienne pour le bassin brabançon.

D'autre part, les Massifs de la Haute Ardenne et de la Bande de Sambre-et-Meuse portent la marque d'une évolution structurale polycyclique, ayant subi successivement l'action des efforts calédoniens et hercyniens, tandis que celui du Brabant serait monocyclique (P. MICHOT). Nous avons montré récemment que cette dernière opinion devait être nuancée, la bordure sud du Massif du Brabant, au voisinage de la discordance hercynienne, portant la marque des deux orogénèses calédonienne et hercynienne.

LE MASSIF DU BRABANT : STRUCTURE TECTONIQUE ET STRATIGRAPHIE.

Nous rappellerons très sommairement ce que nous avons dit dans l'introduction au sujet des deux conceptions structurales successives du Massif du Brabant :

1. La première, proposée par A. DUMONT (1848), est conservée sans modifications jusqu'à la synthèse de P. FOURMARIER (1920) : le Massif du Brabant se présente comme un grand pli anticlinal, à noyau cambrien, bordé d'auréoles de terrains ordoviciens puis siluriens; les couches ont, par conséquent, un âge de plus en plus ancien, en suivant les vallées brabançonnes du Sud au Nord.

2. La seconde, résultant de la synthèse de P. FOURMARIER (1920), conserve cette même idée générale d'un grand pli anticlinal à noyau cambrien, mais fait apparaître que des charriages

venus du secteur nord ont fait chevaucher la bordure ordovicienne et silurienne par ce noyau; en même temps, la découverte de plis secondaires dans ces deux grandes unités structurales fait apparaître que le concept des âges régulièrement croissants vers le Nord, exact à l'échelle du Massif, ne l'était plus dans le détail, des bandes de couches alternativement plus récentes ou plus anciennes pouvant se présenter.

3. Notre conception générale, qui résulte d'un examen approfondi des faits de terrains, d'une analyse critique de la littérature et, enfin, de la mise en œuvre des données des sondages pour la partie cachée du Massif, est plus complexe encore : nous voyons dans le Massif du Brabant un segment des chaînes calédoniennes consistant en l'empilement de quatre unités ou massifs tectoniques, séparés par de grandes failles de charriage, du type cisailant, d'extension et de rejet comparables à ceux des grands accidents hercyniens, faille du Midi par exemple. Cette structure impose que la stratigraphie de chacune de ces unités soit étudiée pour elle-même, avant qu'un essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique, ou même plus simplement, qu'une légende générale soit proposée pour ces formations.

Du Nord au Sud, ces massifs sont les suivants :

- D. — Massif septentrional (du Sud de la Campine au Nord de la Hesbaye)
 _____ faille de Tirlemont _____
- C. — Massif central brabançon (du Nord des Flandres au Nord-Ouest de Liège)
 _____ faille de Virginal et de l'Orne _____
- B. — Massif de Fauquez et de Villers-la-Ville (de Grammont à Gembloux)
 _____ faille de Virginal et de l'Orne; faille de Fauquez _____
- A. — Massif méridional (du Sud des Flandres au Sud de la Hesbaye)
 ===== couverture dévono-carbonifère =====

A. — LE MASSIF MÉRIDIONAL.

Le massif méridional, que l'on peut considérer comme autochtone ou parautochtone, s'étend des Flandres méridionales à la Hesbaye méridionale, jusqu'à une dizaine de kilomètres à l'Ouest de Liège.

Sa limite sud est constituée par le front actuel des transgressions dévono-carbonifères sous lequel il s'enfonce.

Sa limite nord correspond à un grand charriage dont la trace court approximativement de Middelkerke, à la côte, jusque Hognoul, au Nord-Ouest de Liège, en passant par Audenarde, Grammont, Virginal-Samme, Genappe, Ottignies, le Nord de

Gembloux : c'est la *faille de Virginal et de l'Orne*, déjà reconnue en affleurement.

Toutefois de Grammont à Villers-la-Ville s'intercale, entre les deux massifs que sépare cette faille, une vaste écaille, longue de plus de 60 km, le *Massif de Fauquez et de Villers-la-Ville*, limité au Sud par la *Faille de Fauquez*.

Au point de vue stratigraphique, le Massif méridional comporte essentiellement de l'Ordovicien, y compris le Trémadocien, et du Silurien, complet dans les Flandres.

Ces formations sont connues en affleurements discontinus dans la vallée de la Dendre, entre Lessines et Ath, dans les vallées de la Senne, de la Sennette et de la Samme, dans celle de la Dyle, où la bande d'affleurements est très rétrécie, dans celle de l'Orneau où elle s'élargit à nouveau, puis dans la vallée de la Méhaigne.

A l'Est de la Méhaigne elles disparaissent sous les dépôts de couverture mais ont été reconnues sous ceux-ci, notamment près de Voroux-Goreux, Hanefte, Jeneffe, etc.

Il en est de même à l'Ouest de la Dendre où l'enfoncement progressif de la surface du socle paléozoïque provoque leur disparition sous un biseau de terrains crétacés et cénozoïques.

La ligne de la Dendre correspond, à peu de chose près, à une division du Massif méridional en deux grands ensembles structuraux occidental et oriental, possédant chacun son style tectonique propre.

1. LE MASSIF MÉRIDIONAL DANS LES FLANDRES. — De la côte à la Dendre, le Massif méridional est formé d'assises tabulaires, subhorizontales ou peu inclinées, peu évoluées, sans schistosité oblique. Il consiste essentiellement en dépôts d'âge silurien, où tout le système est représenté; du Llandovérien inférieur au Ludlow le plus supérieur; diverses zones paléontologiques ont été reconnues, qui permettent ces assimilations.

Deux noyaux anticlinaux formés d'Ordovicien supérieur, également caractérisé paléontologiquement, apparaissent au sein de ce Silurien. Le premier est l'anticlinal de Roulers, formé de Caradocien-Ashgillien avec intercalations de produits volcaniques microlithiques ou porphyriques (Roulers, Pittem, Meulebeke); sous son auréole llandovérienne, le sondage de Lichtervelde a retrouvé l'Ashgillien et le Caradocien avec, dans ce dernier, une venue de porphyre albitique qui pourrait revêtir la forme d'un sill.

Le second est l'*anticlinal de Lessines et de Gembloux*, dont la pointe occidentale atteint presque l'Escaut et qui, à l'Est, disparaît sous les massifs charriés pour se rattacher à la structure anticlinale ordovicienne de Nivelles et de Gembloux dont seule la bordure sud est exposée. La mise en évidence de ce trait structural conduit à modifier profondément la carte géologique de la Dendre, au Sud de Lessines : celle-ci montre en effet une large plage de Devillien supérieur dont la présence restait difficile à expliquer sans faire intervenir de grands accidents; cette assimilation était justifiée, à l'époque, par la découverte dans des puits, au Sud du porphyre, de roches arénacées rapprochées des « arkoses » devilliennes. La reconnaissance du mode de gisement en sill du porphyre de Lessines, reposant sur un mur de schistes caradociens à graptolithes, nous ont conduit à modifier cette conception : les roches arénacées sont l'équivalent des « porphyroïdes » caradociens, tufs et tuffites volcaniques (R. LEGRAND et G. MORTELMANS). Ces roches forment d'ailleurs un banc, transformé en cornéennes partiellement régénérées en porphyre, séparant deux venues successives de porphyre (Prodrome...). Toutes ces roches, sédimentaires et magmatiques, sont à pente modérée, 20 à 30° vers le Sud. A l'extrémité occidentale de l'anticlinal, à Berchem-lez-Audenaerde, un sondage a rencontré d'autres arènes qui peuvent résulter de l'altération d'un porphyre ou d'un « porphyroïde ».

1. LE MASSIF MÉRIDIONAL A L'EST DE LA DENDRE :

a) A l'Est de la Dendre, le Massif méridional reparait en affleurement dans le bassin de la Senne, de Braine-le-Comte à Nivelles. Il comporte du Wenlockien et du Ludlowien inférieur et, près de Nivelles, le Llandovérien. Celui-ci montre, de Monstreux à Nivelles, un niveau interstratifié de brèches rhyolitiques qui se retrouvera plus à l'Est, sur l'Orneau (« eurites » de la Carte géologique). Un peu plus haut stratigraphiquement existe, à Monstreux, un second horizon de « porphyroïdes » que nous avons supposé d'âge wenlockien inférieur. Au point de vue structural, le massif méridional apparaît, dans le bassin de la Senne, comme formant le flanc sud d'un anticlinal ordovicien caché sous le charriage; dans la vallée de la Senne ce flanc sud montre des plis secondaires déjetés au Sud, avec des pentes faibles qui font transition aux plateaux des Flandres. Sur la Sennette et la Samme les pentes sont plus fortes, de l'ordre de 60° vers le Sud. La schistosité oblique, à forte pente nord, apparaît entre la Dendre et la Senne.

b) De Nivelles à Gembloux, on se trouve sur la partie ordovicienne de l'anticlinal généralement mal exposée. Dans le bassin de la Dyle, il n'est connu que des vallées de la Thyle et du ruisseau de Tilly, où il est séparé du Massif de Fauquez et de Villers-la-Ville par la faille de Tilly de R. et P. ANTHOINE dont nous faisons le prolongement de notre faille de Fauquez. Ces auteurs ont admis, sans démonstration formelle, une pente sud pour cette faille. Une telle pente ne nous paraît pas justifiée lorsqu'on tente, comme nous l'avons fait, d'unir les affleurements de la Thyle à ceux de la Senne et de l'Orneau. Ils ont décelé, et avant eux J. DE LA VALLÉE-POUSSIN, des traits structuraux — schistosité à pente sud, plis déversés au Nord — indiquant des poussées venant du Sud, tant au Nord qu'au Sud de la faille de Fauquez-Tilly. Cette observation les a conduit à distinguer deux phases calédoniennes, l'une venant du Sud, l'autre du Nord. Cette hypothèse a été reprise par G. WATERLOT qui place les poussées méridionales antérieurement aux autres. A la suite de nos observations sur la Samme et dans l'Orneau, où nous avons pu démontrer que ces traits structuraux résultaient d'une déformation secondaire de structures calédoniennes par les efforts hercyniens, nous pensons qu'il pourrait en être de même ici, avec toutefois une intensité plus grande; nous n'avons pas, jusqu'ici, eu l'occasion de vérifier cette hypothèse sur le terrain.

Les dépôts affleurant au Sud de la faille de Tilly (faille de Fauquez) sont rangés par R. et P. ANTHOINE dans l'assise de Gembloux, c'est-à-dire dans l'Ordovicien supérieur, Caradocien et Ashgillien.

c) Dans la vallée de l'Orneau se retrouve une coupe plus complète, par suite de la terminaison, avant l'Orneau, du Massif de Fauquez-Villers-la-Ville. Cette coupe comporte, cachée, une succession qui doit comprendre l'Ordovicien, moyen et inférieur, y compris le Trémadocien-Salmien et peut-être même, tout au Nord, du Revinien terminal à facies quartzophylladeux. Au Sud de Gembloux elle expose du Caradocien supérieur sous le célèbre facies des schistes grauwackeux de Grand-Manil. Ces schistes renferment vers leur sommet de minces horizons de « porphyroïdes », étudiés par E. MATHIEU, qui sont, on le verra plus loin, plus récents que ceux de la bande de Fauquez. Nous ne sommes pas convaincu de l'existence à Grand-Manil de l'Ashgillien au-dessus du Caradocien; une lacune, conséquence des déformations taconiques, pourrait

exister ici. Immédiatement au Sud de ce Caradocien apparaît le Silurien, avec à la base du Llandovérien, l'horizon interstratifié des « eurites » ou brèches rhyolitiques. Cet horizon s'étendrait ainsi, en direction de Monstreux à Grand-Manil, sur plus de 40 km, témoignage d'un très important épisode volcanique à cette époque; exploité uniquement dans les vallées, comme matériau réfractaire, il constitue une richesse potentielle non négligeable. Au-dessus du Llandovérien apparaît le Wenlockien puis, à Vichenet, des schistes rapportés au Ludlowien inférieur, mais dont P. MICHOT a récemment mis l'âge en doute (Prodrome...). Tout cet ensemble incline vers le Sud, avec de fortes pentes, et montre un certain nombre de plis secondaires primitivement déjetés au Sud; nous avons montré récemment, par l'étude et la correction des anomalies de la schistosité oblique, normalement à forte pente nord, qu'une large bande de terrains siluriens, au Nord de la discordance mésodévonienne, avait été déformée secondairement par la tectonique hercynienne. Cet ensemble appartient donc clairement au flanc sud du grand anticlinal chevauché, reconnu déjà à Lessines, et réapparaissant à l'Est de Nivelles.

d) A l'Est de l'Orneau, le Massif méridional s'élargit à nouveau, notamment dans l'anse d'Andenne. Les affleurements toutefois sont mauvais et ne permettent guère que d'affirmer l'existence d'un Silurien affecté de plis modérés analogues à ceux existant plus à l'Ouest et aussi plus à l'Est, sur la Méhaigne.

e) Sur la Méhaigne, le sommet de l'Ordovicien existe probablement, mal exposé, tandis que le Silurien inférieur et moyen forme le reste des affleurements calédoniens. Un horizon de tufs kératophyriques existe au Pitet; leur âge est très probablement pré-wenlockien. P. FOURMARIER a montré que ce Silurien est affecté de plis secondaires, faiblement déjetés au SSE; près de la limite de la couverture hercynienne existe une petite faille inverse à pente sud, attribuable sans doute aux actions tectoniques hercyniennes.

f) A l'Est de la Méhaigne, le Silurien n'est plus connu en affleurement que par l'étroit lambeau d'Horion-Hozémont, chevauché par le Dévono-Carbonifère. Il montre une intrusion de gabbro à bordure trachytique mis en place, selon P. MICHOT, sous une faible épaisseur de sédiments (Prodrome...). Plus au Nord, le prolongement de la bande d'Horion-Hozémont a été

reconnu souterrainement, notamment par les galeries d'adduction d'eau de l'agglomération liégeoise qui ont recoupé des épisodes volcaniques interstratifiés, — tufs kératophyriques et laves en coussins, — d'âge approximativement voisin de celui des roches du Pitet : pré-wenlockien ou wenlockien inférieur.

En résumé, le Massif méridional se présente, à l'Ouest de la Dendre, comme une vaste aire tabulaire peu déformée et peu évoluée, formée de Silurien avec noyaux anticlinaux ordoviciens. A l'Est de la Dendre et jusqu'à la Méhaigne, il se présente comme un flanc sud d'anticlinal, à pente forte, — en moyenne 60° Sud, — affecté de plis secondaires normalement déjetés au Sud. A partir de la Méhaigne, la présence du noyau anticlinal devient moins sensible.

La direction des plis secondaires décrit un arc à large concavité vers le Nord, conforme à leur position sur le flanc sud d'un grand anticlinal.

De la Senne à l'Orneau, toutes les couches, même les plus récentes, — Ludlow inférieur, — sont affectées par une schistosité oblique à forte pente nord, montrant également, quoique à un degré beaucoup moindre, cette allure arquée.

Enfin, au voisinage de la couverture dévono-carbonifère, des sollicitations tectoniques hercyniennes sont venues modifier, à des degrés divers, la régularité des traits structuraux calédoniens.

Ce massif se caractérise encore par l'abondance des phénomènes volcaniques contemporains de la sédimentation; quelques intrusions, mises en place sous faible couverture sédimentaire, font partie de ce volcanisme géosynclinal. Seul le sill de Lessines semble pouvoir être considéré comme post-tectonique.

B. — LE MASSIF DE FAUQUEZ ET DE VILLERS-LA-VILLE.

Le Massif de Fauquez et de Villers-la-Ville forme une étroite écaille, longue de plus de 60 km mais large seulement de 4 à 5 km, coincée entre le Massif méridional et le Massif central. Il est limité à la base par la faille de Fauquez, au sommet par la faille de Virginal et de l'Orne. Ce n'est qu'entre Ottignies et Villers-la-Ville que l'écaille s'élargit au point d'atteindre une dizaine de kilomètres, grâce à l'existence d'un anticlinal transverse ayant provoqué par érosion la formation d'une

demi-fenêtre dans le Massif central : c'est dans cette demi-fenêtre, ou « anse d'Ottignies », que se rencontrent les formations les plus anciennes de l'écaille.

1. A l'Ouest de la Senne, la stratigraphie et la structure de l'écaille sont encore mal connues.

On sait que de Deffinge à Grammont s'étend un important massif éruptif, formé de dolérites et diorites quartziques revêtant peut-être la forme d'un sill intraformationnel, injecté entre les deux surfaces de charriage, là où elles se rejoignent.

Un peu plus à l'Est se rencontrent les affleurements d'Enghien, peu clairs, avec la rhyolite de Marcq où nous verrions volontiers l'équivalent des brèches rhyolitiques llandovériennes du Massif méridional. Dans la même région se voit un porphyre intrusif, celui de Bierghes, affecté par des zones de broyage parallèles en direction et en inclinaison avec la schistosité oblique environnante : cette intrusion pourrait, par conséquent, être syntectonique ou post-tectonique précoce, et antérieure à celles de Lessines et de Quenast. En arrivant sur la Senne, les affleurements sont meilleurs, quoique discontinus et affectés par des failles transverses en échelon, à lèvre occidentale déplacée vers le Sud par rapport à l'orientale. Les couches forment un synclinal déjà reconnu par P. FOURMARIER, le *synclinal de Quenast*, à flanc nord caché sous le Massif central charrié. Ce demi synclinal s'appuie au Sud sur des couches ordoviciennes peu inclinées au Nord, — 20 à 30° en moyenne, — affectées de petits plis secondaires à fort déversement vers le Sud. La schistosité oblique est elle-même couchée à 40° environ, indiquant l'allure couchée du synclinal de Quenast. On peut se demander si cette allure couchée est originelle ou si elle a été accentuée par le laminage de l'écaille sous le Massif central brabançon en voie de translation vers le Sud; il nous semble plus vraisemblable qu'elle est originelle, car immédiatement sous la faille de Fauquez, dans le Massif méridional, la schistosité oblique a sa valeur normale de 80° vers le Nord. Si cette schistosité avait été laminée dans le massif immédiatement sus-jacent à la faille, elle devrait l'être aussi en dessous. Le synclinal de Quenast pose un autre problème, celui de l'âge de son remplissage sédimentaire : au-dessus des schistes grauwackeux du Caradocien inférieur apparaissent des schistes verts massifs, puis des schistes bleus luisants. Il se pourrait que les premiers représentent l'Ashgillien connu sous un facies analogue dans la Bande de Sambre-et-Meuse, les seconds la base du Silurien.

Des formations analogues se rencontrent, discontinues, dans la vallée du ruisseau de Coercq et dans celle de la Samme.

Il importe de souligner les différences de facies sensibles apparaissant dans la stratigraphie du Caradocien des deux Massifs méridional et de Fauquez. Les schistes grauwackeux de Fauquez, puissants et riches en épais horizons d'origine volcanique : tufs, tuffites et brèches dacitiques et dellénitiques, se situent vers le bas du Caradocien, sous les schistes à graptolithes de Fauquez, conformément à ce qu'avait déjà vu A. DUMONT puis plus récemment R. COUNTRY, mais en opposition avec l'opinion d'E. MAILLIEUX qui les parallélisait avec ceux de Grand-Manil. Ces derniers, au contraire, apparaissent au sommet de la coupe de l'Orneau, de même qu'à Lessines pour les porphyroïdes. Cette différence de position stratigraphique est soulignée par celle des faunes de Cystoïdes, comme l'a mis récemment en relief G. REGNELL.

Nous rappellerons encore l'observation que nous avons faite à Hennuyères, dans les schistes surmontant les schistes grauwackeux à porphyroïdes, d'un horizon de calcaire à éléments volcaniques témoignant de l'existence d'un haut-fond au Caradocien supérieur, fait que nous avons rapproché de l'existence, dans la Bande de Sambre-et-Meuse, d'un calcaire conglomératique à éléments volcaniques soulignant localement la base de la discordance du Caradocien supérieur sur l'inférieur (P. MICHOT). Quant au matériel volcanique, son origine est méridionale, peu lointaine. Structurellement le Massif de Fauquez et de Villers-la-Ville nous paraît correspondre à un copeau détaché sur le flanc nord du grand anticlinal de Lessines-Gembloux, largement caché sous les charriages. On aurait donc, à Gembloux, son flanc sud avec produits volcaniques pré-caradociens, à Fauquez et Hennuyères, son flanc nord avec produits volcaniques analogues, mais plus anciens; ces deux groupes volcaniques proviendraient d'une cordillère émergée du Caradocien et jalonnée de volcans, première ébauche dans le géosynclinal du futur anticlinal de Lessines-Gembloux. On aurait là un équivalent, plus modeste sans doute, de l'anticlinal de fond condrusien dont P. MICHOT a si bien mis en évidence le rôle à la même époque (Prodrome...).

La coupe de la Samme pose encore un problème stratigraphique, celui de l'âge des microquartzites avec phyllades de l'écluse d'Hasquemont : peut-être s'agit-il de Silurien inférieur appartenant au noyau du synclinal de Quenast. C'est l'hypothèse que nous avons admise sur notre esquisse structurale.

Quant à l'intrusion de Quenast, nous avons montré récemment qu'elle était post-tectonique puisqu'elle effaçait la schistosité oblique à son contact, mais qu'elle ne l'était que de peu puisque dans sa partie nord le porphyre était recoupé par des joints parallèles en direction à cette schistosité oblique, respectivement parallèles et perpendiculaires à la pente de celle-ci (Prodrome...).

2. Il existe un grand hiatus entre les affleurements de la Samme et ceux de la demi-fenêtre de la Dyle. Cet hiatus paraît occupé, sous les terrains de couverture, par une bande de terrains ordoviciens formant le flanc nord du synclinal de Quenast en même temps que le flanc sud des allures anticlinales à ennoyage WNW du « Massif de la Dyle ». C'est là en tout cas l'hypothèse la plus simple et la plus conforme aux données structurales.

3. Le « Massif de la Dyle » est une des parties du Massif du Brabant qui a été et est encore la plus discutée, tant sur le plan stratigraphique que tectonique. Il doit son existence, on l'a vu, à la présence d'un anticlinal transversal calédonien qui, en déformant la surface de la faille de Virginal et de l'Orne, a permis à l'érosion d'entamer largement le massif sous-jacent. Ce fait explique la forme curieuse, en demi-fenêtre, des affleurements du Massif de Fauquez dans le bassin de la Haute Dyle.

La stratigraphie de l'« anse d'Ottignies », comme l'ont dénommée R. et P. ANTHOINE, est longtemps restée incertaine, non seulement au point de vue de l'âge des couches, mais aussi en ce qui concerne leur ordre même de superposition.

C. MALAISE, en 1910, y voyait deux assises, celle de Villers-la-Ville, attribuée au Salmien inférieur, et celle de Mousty, considérée comme plus ancienne et d'âge revinien, en faisant appel à des comparaisons extérieures à la Belgique; dans ces attributions, il se souciait fort peu de l'argument structural.

P. FOURMARIER, en 1920, a accepté cette légende tout en émettant de sérieuses réserves sur sa validité.

Par la suite l'assimilation de l'Assise de Villers-la-Ville au Salmien inférieur est mise en doute et, en 1930, J. DE LA VALLÉE-POUSSIN la fait rentrer dans l'Ordovicien.

Il faut arriver au mémoire de R. et P. ANTHOINE (1942), remarquable à bien des égards, pour voir enfin s'édifier une légende stratigraphique qui soit en accord avec les caractères

structuraux du terrain. Ce mémoire consacre la superposition de l'assise de Mousty, subdivisée en quatre horizons lithologiques, à celle de Villers-la-Ville, qui en comprend trois. L'assise de Mousty est assimilée au Llandeilien, celle de Villers-la-Ville à l'Arenig.

La parution de ce mémoire provoque un regain d'intérêt pour le « Massif de la Dyle » auquel sont consacrées des recherches géomagnétiques (I. DE MAGNÉE et J. RAYNAUD), des études pétrographiques (I. DE MAGNÉE et P. ANCIAUX) et, tout récemment, des recherches paléontologiques couronnées de succès (M. LECOMPTE, 1948). Par la découverte de *Dictyonema* et de restes de tribolites, celui-ci montre que les « quartzophyllades de Chevlipont », base de l'assise de Mousty, appartiennent au Trémadocien inférieur (Salmien inférieur). Cette découverte conduit à modifier considérablement les attributions stratigraphiques de R. et P. ANTHOINE. M. LECOMPTE met même en doute l'ordre stratigraphique des subdivisions proposées par ces auteurs.

Plus récemment J. RAYNAUD (1952), rappelant la présence de manganèse dans les couches superposées à ce Salmien inférieur, en tirait argument pour les rapprocher du Salmien supérieur de la Lienne.

A l'heure actuelle, si l'on se réfère aux arguments structuraux, on est conduit à admettre l'exactitude générale de la légende proposée par R. et P. ANTHOINE, mais à rejeter les assimilations stratigraphiques qu'ils avaient proposées. Cette légende, modifiée pour tenir compte des découvertes paléontologiques et des similitudes lithologiques, pourrait s'établir comme suit :

ARENIGIEN	}	(Ll4) Schiste noir zoné du Glory.
		(Ll3) Schiste noir de Faux : <i>Ostracodes</i> .
SALMIEN SUP.	}	(Ll2) Grès et schiste manganésifère.
SALMIEN INF.		(Ll1) Quartzophyllades de Chevlipont : <i>Dictyonema flabelliforme</i> et <i>Trilobites</i> .
REVIGNIEN	}	(Rv3) Quartzophyllade siliceux de Villers-la Ville.
		(Rv2) Psammite de Tribotte.
		(Rv1) Grès et psammite de Strichon.

L'âge précis des couches de Villers-la-Ville, sous-jacentes au Salmien inférieur à *Dictyonema* reste incertain : Font-elles

déjà partie du Salmien ? Appartiennent-elles encore au Revinién ? C'est là chose impossible à dire pour l'instant.

Ces couches de Villers-la-Ville semblent bien se paralléliser avec les « quartzophyllades de Virginal » du Massif central brabançon. Par contre, le parallélisme des couches reviniennes sous-jacentes de part et d'autre est beaucoup moins évident et suggère, d'un massif tectonique à l'autre, de rapides variations de facies.

A Court-Saint-Étienne une klippe minuscule de phyllades à facies d'Oisquercq repose sur le Salmien et l'Arenigien : elle pourrait représenter des couches reviniennes inférieures encore aux précédentes.

Au point de vue structural R. et P. ANTHOINE ont fait ressortir la grande complexité tectonique de l'anse d'Ottignies, recoupée par des failles à pendage tantôt nord, tantôt sud, entre lesquelles les directions des plis et leur déversement sont différents.

La partie située au Nord de leur faille de Villers se présente comme une aire anticlinale surbaissée s'ennoyant au Nord-Ouest, vers l'axe synclinal transversal où se loge le synclinal de Quenast. Au Sud de cette aire anticlinale les plis sous-jacents à la faille de Villers montrent un déversement marqué vers le Nord, suggérant un entraînement sous des poussées méridionales; plus au Nord par contre, le déversement est normal vers le SSW. Au Sud de la faille de Villers les directions des plis sont Est-Ouest et ceux-ci se présentent comme de larges ondulations déversées vers le Nord et recoupées par une schistosité à pente sud.

Ces observations ont conduit les auteurs à voir dans le Massif de la Dyle une structure complexe, à double déversement affronté, résultant de deux phases successives d'efforts calédoniens, l'une du secteur NNE, l'autre du secteur Sud, sans qu'ils puissent préciser l'âge relatif de ces deux phases.

Cette conception a conduit G. WATERLOT à repenser le problème dans le cadre plus général de l'évolution de l'ensemble des massifs calédoniens franco-belges : il a admis que les poussées méridionales étaient les premières et d'âge taconique (fin ordovicien), les secondes d'âge ludlow inférieur (fin silurien).

Nous avons montré plus haut qu'une troisième hypothèse pouvait être formulée, renversant l'ordre des deux phases : une

première, venant du Nord, d'âge probablement néocalédonien; une seconde, d'âge hercynien, venant du Sud. Le contrôle de cette hypothèse, réalisé sur l'Orneau et la Samme, c'est-à-dire de part et d'autre de l'anse d'Ottignies, n'a pas encore été effectué pour celle-ci : nous pensons néanmoins qu'elle doit être retenue pour le Massif de la Dyle.

En résumé, le Massif de Fauquez et de Villers-la-Ville se présente comme une grande écaille coincée entre le Massif central brabançon au Nord et le Massif méridional au Sud. Au point de vue structural il semble détaché du bord nord de la grande allure anticlinale Lessines-Gembloux et correspondre à un paquet plissé s'envoyant vers l'WNW à partir d'un faite tectonique situé à l'Est de la Dyle; cet envoi se poursuit jusqu'à la Seine au-delà de laquelle un nouveau relèvement d'axe paraît se produire. Par suite de cette allure générale, le Massif de Fauquez et de Villers-la-Ville expose des couches qui vont du Revinien (assise de Villers-la-Ville) au Silurien inférieur; les seuls étages déterminés paléontologiquement sont le Trémadocien inférieur (Salmien inférieur) et le Caradocien. Chacune des subdivisions de la légende laisse apparaître de considérables différences de facies avec les subdivisions correspondantes des autres massifs brabançons.

Dans le détail, les structures tectoniques sont complexes, témoignant selon nous d'une superposition des poussées hercyniennes aux efforts calédoniens.

C. — LE MASSIF CENTRAL BRABANÇON.

Le Massif central brabançon constitue la partie la plus importante de tout le Massif du Brabant. Il est limité au Sud par le grand charriage de la faille de Virginal et de l'Orne, au Nord par un accident analogue de tracé beaucoup plus incertain, la « faille de Tirlemont », dont la trace à la surface du socle primaire pourrait courir de Saint-Nicolas à Fexhe en passant par Vilvorde, Louvain et Tirlemont.

Ce massif comporte les terrains les plus anciens du Massif du Brabant et aussi de Belgique. Pris dans son ensemble il correspond à la retombée occidentale d'un anticlinorium dont la surélévation principale se situe dans la région de Jodoigne. De ce fait, tous les plis secondaires s'envoient progressivement vers l'WNW, faisant apparaître des roches progressivement

plus récentes dans cette direction. Localement des plis transverses viennent compliquer cette structure d'ensemble.

Le Massif central brabançon n'affleure que dans les vallées de la Senne et de la Sennette, de la Dyle et de la Gette, de Hal à Jodoigne. Entre ces points et au-delà il n'est plus accessible que par sondages; ceux-ci commencent à être suffisamment nombreux pour permettre un tracé, au moins approximatif, des limites géologiques sous les terrains de couverture.

Contrairement aux autres unités tectoniques qui ont été examinées d'Ouest en Est, nous examinerons les problèmes stratigraphiques et structuraux que pose le Massif central brabançon en procédant du plus ancien au plus récent, c'est-à-dire en partant du faite tectonique de Jodoigne.

1. Assise de Jodoigne. (Dv 0.)

Les roches noires, phyllado-gréseuses, de la région de Jodoigne ont longtemps constitué un des problèmes cruciaux de la stratigraphie du Cambrien du Massif du Brabant. Considérées par A. DUMONT (1848) comme sous-jacentes aux quartzites de Dongelberg et plus anciennes qu'eux, elles sont attribuées par C. MALAISE (1910) au Revinien, sur la base de comparaisons lithologiques à grande distance; le problème structural posé par l'absence entre les quartzites de Dongelberg (*Dv1*) et ces roches supposées reviniennes des phyllades à magnétite et arkoses de l'Assise de Tubize (*Dv2*), ne semble pas avoir inquiété cet auteur.

En 1920, P. FOURMARIER admet les assimilations stratigraphiques de C. MALAISE mais, conscient de ce problème structural, fait appel, pour rendre compte de l'absence du *Dv2*, soit à une faille, soit à une variation de facies.

La position d'A. DUMONT est retrouvée en 1930 par J. DE LA VALLÉE-POUSSIN qui crée, pour ces roches noires, le terme d'*Assise de Jodoigne* (*Dv0*), considérant celles-ci comme les plus anciennes affleurant en Belgique.

En 1952 enfin, J. RAYNAUD se livre à un levé géomagnétique de la bande située entre les affleurements de roches noires et les quartzites *Dv1*. Ce levé lui démontre l'absence des roches à magnétite du *Dv2*; sans écarter totalement la possibilité d'une faille au contact des deux formations, il se montre plus favorable à l'hypothèse qui fait des roches noires de Jodoigne, dont le degré d'évolution est supérieur à celui du Revinien, les roches les plus vieilles de Belgique (*Dv0*).

Nos tracés, qui utilisent les données structurales fournies par le terrain et les renseignements des sondages, confirment cette conception d'un noyau anticlinal en montrant qu'au Sud, à l'Ouest et au Nord-Ouest ces roches noires sont entourées par les quartzites du *Dv1*; plus à l'Est les données sont encore imprécises.

2. Assise de Blanmont. (*Dv 1.*)

Le deuxième terme de la légende stratigraphique du Cambrien du Brabant est constitué par une série probablement puissante de quartzites gris, vitreux, blanchissant à l'affleurement. Il s'y rencontre des ripple-marks, du « graded bedding » normal ou inverse, et même vers le sommet, dans la vallée du Nil, un niveau de minerai de fer sédimentaire chloriteux (I. DE MAGNÉE et G. MORTELMANS, inédit).

De Wavre à Jodoigne et au Sud de cette localité les directions structurales enveloppent le *Dv0*. Plus au Sud-Ouest, entre Ottignies et Nil-Saint-Vincent, les directions sont méridiennes, les couches étant recoupées par une schistosité Est-Ouest subverticale. L'observation de ces directions aberrantes, retrouvées aussi dans le *Dv2* à l'Est de l'Assise d'Ottignies ont conduit certains auteurs étrangers à voir dans le Devillien une formation précambrienne discordante sous le Revinien. C'est là une position indéfendable à la lumière des levés effectués dans la vallée de la Senne où toutes ces formations sont concordantes et montrent des termes de passage de l'une à l'autre.

Au-delà de Wavre le prolongement axial de l'anticlinal de Jodoigne fait disparaître les quartzites du *Dv1* sous le *Dv2*.

Le *Dv1* fait pourtant une dernière apparition à l'Est de la Senne, entre Braine-l'Alleud et Hal, dans l'« anticlinal de Tourneppe ».

3. Assise de Tubize. (*Dv 2.*)

Dans le bassin de la Dyle et de la Senne affleurent, au-dessus des quartzites *Dv1*, un complexe de phyllades verts, avec des quartzites et des « arkoses ». Ces arkoses sont en fait des grès impurs, riches en matériel d'origine granitique et métamorphique, parfois reconnaissable dans de petits galets; elles montrent du « graded bedding » normal, déjà utilisé par CH. DE LA VALLÉE-POUSSIN et A. RENARD (1876) pour déterminer l'ordre de succession des couches; elles montrent aussi, quoique plus rarement, des ripple-marks et des stratifications obliques ou

entrecroisées indiquant une origine septentrionale du matériel sédimentaire. Les phyllades, gris ou verts, offrent des horizons riches en magnétite dont I. DE MAGNÉE et ses collaborateurs ont, à diverses reprises, montré tout le parti qu'on en pouvait tirer pour contrôler les structures tectoniques par la méthode géomagnétique. Entre les bancs d'arkoses ou de quartzite, les passées phylladeuses ont développé un clivage oblique à forte pente nord, utile pour contrôler l'allure des plis.

Ces formations hétérogènes de l'Assise de Tubize montrent d'ailleurs un comportement disharmonique : elles sont intensément plissées et même plissotées entre les deux masses plus rigides des quartzites de Blanmont et des phyllades de l'assise d'Oisquercq : ce plissement intense doit conduire, selon toute vraisemblance, à réduire fortement les puissances estimées sur les trop rares affleurements.

Vers le haut elles passent par alternance de roches vertes et de phyllades gris, bleus ou violets aux formations de l'assise d'Oisquercq. Cette zone de passage, puissante de quelque 200 m, comporte des bancs de quartzite contournés par glissement sous-aquatique et des lignes de pseudo-nodules formés de matériel arkosique descendu dans la vase des phyllades.

Le *Dv2* typique et les couches de transition renferment les mêmes fossiles : *Oldhamia antiqua* et *Oldhamia radiata*, pistes d'organismes limivores. C'est pourquoi on pourrait diviser l'assise de Tubize en deux sous-assises *Dv2a* et *Dv2b*, le *Dv2b* correspondant aux couches de passage.

Nous considérons que l'arrivée, dans le bassin de subsidence du Brabant, du matériel grossier provenant d'un socle granité pré-cambrien, témoigne du rajeunissement de celui-ci et, par conséquent, de mouvements tectoniques intracambriens. Ces mouvements se rattachent sans doute à l'une des phases qui commencent à être distinguées au sein de ce système.

4. Assise d'Oisquercq. (*Dvm* = *Rv*.)

Les séries sédimentaires qui surmontent le *Dv2* ne sont connues en affleurement que dans la vallée de la Senne et de ses affluents, ainsi que dans la minuscule « klippe » de Court-Saint-Étienne dans l'anse d'Ottignies.

Au-dessus des couches de passage au *Dv2* se rencontre, dans

le bassin de la Senne, une succession assez continue offrant les termes suivants : de haut en bas :

————— faille de Virginal —————

5. Quartzophyllades gris zonaires.
4. Phyllades gréseux massifs, gris clair à gris-vert.
3. Phyllades bleus satinés.
2. Phyllades zonaires ou versicolores, gris-bleu, gris-vert, gris-noir rougeâtre.
1. Couches de transition (*Dv2b*).

L'élément le plus caractéristique de cette succession, qui a d'ailleurs donné son nom à l'assise, est le terme 2, formé d'alternances de phyllades de teinte variée, souvent grise, parfois rouge et témoignant alors de la proximité d'un socle émergé; ces roches, les « Phyllades d'Oisquercq et de Ripain », ont vu également leur position stratigraphique discutée : elles ont été assimilées tantôt au Revinien, tantôt au Devillien, position récemment adoptée par J. M. GRAULICH (Prodrome). Elles renferment encore, çà et là, des pseudo-nodules à matériel arkosique (Ripain par exemple). Leur partie supérieure consiste en roches plus massives, donnant des dalles et des pierres à morfiler (Ripain, etc.).

La coupe de la vallée de la Senne est interrompue à la fois par des chevauchements secondaires et par des décrochements transverses en chevron, de sorte que pour trouver les termes suivants en succession régulière et complète il faut la prendre dans la vallée de la Samme.

Le terme 3 consiste en phyllades bleus satinés qui ont donné lieu anciennement, au Nord de Virginal, à des recherches pour ardoises.

Il est suivi de roches plus massives, phyllado-gréseuses, gris clair à gris-vert (terme 4), qui passent très rapidement aux quartzophyllades zonaires gris clair affleurant au Nord de la station de Virginal. Ces roches reposent à leur tour, par l'intermédiaire de la faille de Virginal et de l'Orne, sur des couches à style tectonique différent appartenant au Massif de Fauquez et de Villers-la-Ville.

Les quartzophyllades de Virginal sont extraordinairement plissotés et recoupés par une schistosité à pente nord très serrée qui rend illusoire toute recherche paléontologique.

Nous sommes d'accord avec l'assimilation de ces quartzophyllades à ceux de Villers-la-Ville, ce qui pose par conséquent

le problème de leur âge, base du Trémadocien-Salmien ou sommet du Revinien : sur notre esquisse structurale nous avons admis la première hypothèse.

La stratigraphie du Cambro-Ordovicien des deux massifs s'établirait alors comme suit :

Massif central brabançon.	Anse d'Ottignies.
<p>5. Quartzophyllades siliceux de Virginal : <i>Sm1</i> ou <i>Rv.</i></p> <p>4. Phyllades gréseux massifs gris clair à gris-vert : <i>Rv.</i></p> <p>3. Phyllades bleus satinés : <i>Rv.</i></p> <p>2. Phyllades bigarrés et versicolores d'Oisquercq : <i>Rv.</i></p> <p>1. Couches de passage : <i>Dv2b.</i></p>	<p>Grès et schistes manganésifères : <i>Sm2.</i></p> <p>Quartzophyllades de Chevlipont : <i>Sm1.</i></p> <p>Quartzophyllades siliceux de Villers-la-Ville : <i>Sm1</i> ou <i>Rv.</i></p> <p>Psammitte de Tribotte : <i>Rv.</i></p> <p>Grès et psammitte de Strichon : <i>Rv.</i></p> <p style="text-align: center;">————— faille —————</p> <p>Phyllades bigarrées de Court-Saint-Étienne : <i>Rv.</i></p> <p style="text-align: center;">?</p>

En dehors de ces affleurements classiques, nous avons retrouvé un synclinal à roches d'Oisquercq, non figuré sur la carte, entre Tubize et Lembecq : il n'est représenté sur le terrain que par un minuscule affleurement, mais les déblais du canal au Sud de Lembecq, formés uniquement de Revinien, rendent sa présence très vraisemblable. Son existence est encore rendue probable par les allures tectoniques du Devillien au Nord et au Sud. Il y a là un joli problème à élucider par les méthodes géomagnétiques.

Au Nord de Hal et à l'Ouest de la Senne, le Massif central brabançon disparaît sous les terrains de couverture crétacés et cénozoïques. Des sondages, localement nombreux, permettent d'esquisser, sous cette couverture, la distribution des types caractéristiques de roches reconnus en affleurement. P. FOURMARIER avait déjà tenté un tel essai en 1920, sur le petit nombre de sondages alors utilisables.

Notre essai montre l'ennoyage relativement rapide des phyllades à magnétite, « arkoses » et quartzites de l'assise de Tubize à l'Ouest de la Dendre, au-delà de laquelle ne se rencontrent plus que des roches à facies revinien, exception faite de deux anticlinaux devilliens, le premier sur l'Escaut, le second sur la Lys.

Dans le Nord du Massif, une longue bande anticlinale de *Dv2* part de Bruxelles pour atteindre Wingene en passant par Alost et Gand.

Le Revinien paraît atteindre la côte au Sud d'Ostende, où le sondage de Leffinge a rencontré des roches noires le rappelant, avec épisode volcanique interstratifié (J. M. GRAULICH, inédit); ces roches, comme celles de la plupart des sondages effectués dans le Massif central brabançon, sont recoupées par une schistosité oblique bien développée. La connaissance de l'inclinaison vers le Nord de cette schistosité, et celle de sa direction en large concavité vers le Nord, fournit un critère permettant d'orienter les carottes de sondage et de déterminer sur celles-ci la direction et l'inclinaison probables des couches : nous n'avons pas jusqu'ici eu l'occasion d'appliquer systématiquement cette méthode, mais d'après les quelques essais effectués elle semble devoir être fructueuse.

Dans les régions Nord-Ouest du Massif pourrait se développer le Salmien, sinon l'Ordovicien inférieur : les données actuelles sont toutefois insuffisantes pour conclure avec certitude.

Les phénomènes d'origine magmatique, si abondants dans les deux massifs précédents, semblent très rares dans cette zone axiale du Massif : on ne connaît en affleurement que le dike de diorite quartzique de Lembecq et, dans les sondages, que les intercalations volcaniques de Leffinge; la possibilité d'une intrusion encore inconnue a été avancée pour le sondage d'Idegem au Nord-Est de Grammont (Prodrome...).

En résumé, le Massif central brabançon se présente comme la partie axiale d'un vaste anticlinorium à ennoyage WNW se développant à partir d'un faite tectonique situé dans la région de Jodoigne. Les séries sédimentaires qui le constituent, parmi lesquelles se trouvent les roches les plus anciennes de la Belgique, celles de l'assise de Jodoigne (*Dv0*), sont déformées en plis uniformément mais modérément déjetés vers le Sud. Ces plis déterminent, comme pour les unités tectoniques plus méridionales, une large concavité ouverte vers le Nord. La schistosité oblique, à forte pente nord, offre également cette allure concave en grand.

Des formations incorporées à ces plis, deux, celles de l'assise de Tubize (*Dv2*) et celles des quartzophyllades de Virginal et de Quenast (limite Revinien-Salmien), se comportent dishar-

moniquement dans le plissement : elles sont infiniment plus plissées, voire plissotées, que celles qui les encadrent.

Le développement de la schistosité oblique dans la totalité du Massif central brabançon contraste singulièrement avec son développement beaucoup plus localisé dans le Massif méridional : ce fait témoigne de l'importance du charriage du premier massif sur le second, importance comparable, tant en longueur qu'en largeur, avec le grand charriage hercynien. C'est en dizaines de kilomètres qu'il faut estimer, pensons-nous, le déplacement relatif des deux massifs, hypothèse que semblent confirmer les variations de facies rencontrées dans le Massif méridional et l'écaïlle de Fauquez et de Villers-la-Ville, primitivement situés aux deux flancs d'un grand anticlinal de fond.

Le Massif central brabançon se caractérise enfin par la rareté des phénomènes d'origine magmatique.

D. — LE MASSIF SEPTENTRIONAL.

Le Massif septentrional est le plus mal connu des quatre grandes unités tectoniques que nous avons reconnues dans le Massif du Brabant. C'est par conséquent celui dont les tracés, encore largement hypothétiques, prêtent le plus à discussion.

Son existence nous paraît indiscutable et reposer sur le fait suivant : à partir de Louvain et vers l'ESE, toutes les données fournies par les sondages font apparaître des roches noires à facies revinien qui semblent venir en contact successivement avec toutes les subdivisions du Devillien du faite tectonique de Jodoigne : *Dv2* puis *Dv1*, enfin *Dv0*.

Ce biseutage nous paraît l'indice du passage d'un grand charriage, comparable en importance à ceux observés ou déduits plus au Sud. Sa trace, à la surface du socle paléozoïque, irait de la région de Saint-Nicolas à celle de Fexhe, entre Liège et Tongres, en passant près de Vilvorde, de Louvain et de Tirlemont; nous proposons de dénommer cet accident « faille de Tirlemont ».

Plus au Nord, les rares sondages ayant touché le socle ont ramené des roches dont le facies rappelle, selon R. LEGRAND (1950), le Salmien et l'Ordovicien.

On pourrait émettre également l'hypothèse qu'il s'agirait de roches beaucoup plus anciennes, comparables aux roches noires de l'assise de Jodoigne. Nous avons conservé pour nos tracés

les assimilations de R. LEGRAND, car elles nous paraissent plus conformes sur le plan structural : le Massif septentrional représenterait un vaste copeau appartenant à une aire synclinoriale située au Nord de l'anticlinorium central brabançon. Les roches formant ce copeau doivent, dans ce cas, être plus récentes que celles de l'anticlinorium.

Elles montrent, comme celles-ci, un développement marqué de la schistosité oblique.

CONCLUSIONS, ENSEIGNEMENTS ET PROBLÈMES.

L'ensemble des faits et des hypothèses repris dans cette note, malgré le caractère encore sommaire qu'en revêtent certaines parties, autorise pourtant à tirer certaines conclusions et certains enseignements en ce qui concerne l'histoire géologique du Massif du Brabant. En cours de route se sont présentés certains problèmes dont la solution reste, sinon complètement en suspens, du moins hésitante.

C'est par ces conclusions, ces problèmes et ces enseignements que nous nous proposons de terminer cette note.

1^o Le Massif du Brabant est un segment des chaînes calédoniennes de forme arquée, concave vers le Nord, formé de l'empilement de quatre massifs tectoniques. La constitution stratigraphique, les variations de facies, le style tectonique, le développement inégal de la schistosité oblique dans chacun de ces massifs montrent qu'ils occupaient primitivement des positions fort éloignées de leur situation actuelle. Ces faits témoignent de l'ampleur des charriages cisailants qui ont juxtaposé ces massifs, ampleur qui peut se comparer, tant en extension latérale qu'en transport, avec les grands charriages hercyniens.

2^o Les formations sédimentaires et volcaniques incorporées à ce segment de chaîne se sont déposées dans un bassin subsident séparé de celui de la Haute Ardenne par un grand anticlinal de fond, acquérant au Caradocien le caractère d'un géant-clinal porteur de volcans, l'anticlinal de fond condrusien. Les puissances relevées dans le Massif du Brabant pour les formations ordoviciennes et siluriennes sont systématiquement plus fortes que sur l'anticlinal condrusien ainsi que l'a montré P. MICHOT.

3° Le bassin de subsidence brabançon apparaît plus complexe que supposé; au moins un anticlinal de fond, évoluant lui aussi en cordillère volcanique au Caradocien, en rompt la continuité. C'est l'anticlinal de Lessines-Gembloux, dont les deux flancs sont actuellement juxtaposés par les charriages. Ce pli de fond paraît relayé par l'anticlinal de Roulers, lui aussi volcanisé.

4° Ce bassin a connu pendant le Cambrien une sédimentation terrigène, alternativement arénacée, grossière ou fine, et argileuse. Seuls les termes supérieurs de cette succession sont connus : tous témoignent de conditions d'eau peu profonde, modérément agitée, peu favorables au développement de la vie, qui ne sont pas sans analogie avec celles de la paléogéographie de l'Ardenne éodévonienne. L'enchaînement de ces dépôts paraît avoir été contrôlé plus ou moins étroitement par la tectonique : après la formation des phyllades quartzeux noirs de l'assise de Jodoigne (*Dv0*), les dépôts terrigènes plus grossiers du *Dv1* et du *Dv2* témoignent d'un rajeunissement considérable du socle générateur de sédiments sous l'effet d'une surélévation tectonique. Ce sont d'abord des sables mal classés, riches en albite détritique (P. MICHOT, Prodrôme...) qui se déposent (assise de Blanmont, *Dv1*) suivis de sédiments impurs, originaires d'un socle granitisé, arrivant dans le bassin sédimentaire par pulsations successives (« arkoses » à graded bedding normal de l'assise de Tubize *Dv2*). Ces derniers dépôts intercalent des vases riches en fer, évoluées en phyllades à magnétite. La mobilité du fond est encore attestée, vers le sommet de l'assise, par l'abondance relative des déformations sous-aquatiques par plissement ou séparation de pseudo-nodules.

Nous sommes d'avis qu'il faut voir dans ces phénomènes sédimentaires l'inscription de mouvements tectoniques précoces, fin Cambrien moyen peut-être, qu'il sera sans doute possible de rattacher, dans un avenir prochain, à l'une des phases intracambriennes.

Au Cambrien supérieur (1), les dépôts du Revinien témoignent d'une période de calme tectonique et d'aplanissement du massif générateur de sédiments, massif que nous plaçons au Nord du Bassin brabançon. Une sédimentation à prédominance argileuse reprend, salie de grandes flammes rouges

(1) Au sens belge du terme.

d'oxyde de fer provenant du lessivage du massif générateur en voie de latéritisation. A la limite Cambrien-Ordovicien, un nouvel épisode grossier se marque, correspondant aux émer-sions et régressions connues ailleurs. Ce rajeunissement reste modéré, n'apportant guère que du sable fin et de l'argile, déposés sous la forme de quartzophyllades zonaires, facies qui semble chevaucher la limite Cambrien-Ordovicien.

5° Si l'on cherche des termes de comparaison en dehors de la Belgique, termes susceptibles d'amener à une datation hypothétique du Cambrien belge, c'est à la région au Sud de Dublin (Irlande), avec ses facies terrigènes sans fossiles, à part les *Oldhamia*, et à celle du dôme de Harlech (Pays de Galles), avec ses alternances grossières et fines, parfois fossilifères, qu'il faut s'adresser.

Les facies sont analogues, témoignant de conditions de dépôt fort semblables. Leur enchaînement toutefois n'est pas identique, ce qui rend délicat, sinon illusoire, tout essai plus précis de corrélation.

La seule chose que l'on puisse tenter avec quelque chance de succès, c'est de paralléliser notre Revinien avec le complexe des *Lingula Flags* dont l'ensemble représente le Cambrien supérieur. Le terme supérieur, les *Dolgelley Beds*, est assimilable au Revinien supérieur, au-dessus des roches à facies d'Oisquercq proprement dit.

Cette assimilation aux *Dolgelley Beds* gallois, équivalents eux-mêmes du Cambrien terminal de Suède, est intéressante : ce sont en effet ces dépôts qui recèlent les richesses en uranium et vanadium sédimentaires de ces régions. Malheureusement le facies franchement terrigène du Revinien supérieur, opposé au facies argilo-sapropélique du Cambrien terminal de ces régions, rend extrêmement douteuse la découverte de telles richesses minérales chez nous.

6° L'histoire du bassin de subsidence brabançon pendant l'Ordovicien et le Silurien est celle du « domaine de la sédimentation terrigène, de type pélitique, à partir duquel ne se jouent que de très faibles variations soit dans le sens psammitique, soit dans le sens calcaire » (P. MICHOT, Prodrôme...).

Cette uniformité dans la sédimentation a fait que les subdivisions apportées dans cet ensemble l'ont été sur de trop rares découvertes paléontologiques, témoignant de l'existence,

chez nous, de zones paléontologiques définies ailleurs (C. MALAISE, E. MAILLIEUX, etc.), et non sur une analyse séquentielle de cette sédimentation. Le temps approche pourtant où, grâce à une meilleure connaissance structurale du Massif, cette analyse deviendra possible.

7° Dans ses grandes lignes cette histoire sédimentaire peut, dès à présent, se scinder en deux grands chapitres correspondant chacun à un cycle sédimentaire, contrôlés par la tectonique : le premier de ces cycles correspond en gros à l'Ordovicien, le second au Silurien.

8° Le cycle ordovicien montre, dans le Massif du Brabant, la succession suivante, déchiffirable sur les deux flancs actuellement juxtaposés d'un anticlinal de fond, l'anticlinal de Lessines et de Gembloux. Après le dépôt des quartzophyllades du Salmien inférieur (Trémadocien inférieur), se forment des phyllades et des grès manganésifères, assimilables au Salmien supérieur (Trémadocien supérieur). Ceux-ci sont suivis de roches plus fines, ampélitiques, à nodules de calcaire à ostracodes, parfois silicifiés, qui correspondent au maximum de pureté atteint par les eaux dans le bassin. A ces roches qui doivent correspondre à l'Ordovicien moyen, Arenigien et Llandeilien, succèdent des roches plus grossières, coquillères, les « schistes grauwackeux de Grand-Manil et de Fauquez » ; ce faciès occupe des niveaux variables et peut reposer sur des schistes à graptolithes ou être interrompu par eux. Il correspond à la transformation, pendant l'Ordovicien supérieur, Caradocien et Ashgillien, de l'anticlinal de fond de Lessines-Gembloux, en une cordillère localement émergée, formant un archipel parsemé de volcans dacitiques et dellénitiques : leurs produits, érodés et mélangés aux sédiments marins fossilifères, conduisent à la formation de tufs et de tuffites (« porphyroïdes » de la Carte géologique), plus rarement de conglomérats (Rebecq-Rognon) ou de brèches (Fauquez, Bois des Rocs). Dans certaines parties de l'anticlinal, l'Ashgillien pourrait faire défaut (Gembloux), dans d'autres il semble représenté par des schistes gris-vert massifs (Quenast), dont le grain plus fin témoigne d'un retour vers des conditions plus normales.

C'est donc vers le Caradocien supérieur (*sensu stricto*) que l'émersion et les influences continentales ont été le plus marquées, permettant le développement local (Hennuyères) de

calcaires conglomératiques. Il y a là un parallélisme exact avec l'évolution en géanticlinal volcanique de l'anticlinal de fond condrusien, telle que l'a fait connaître P. MICHOT.

La même phase tectonique, qui est peut-être responsable du plissement de la Haute Ardenne (G. WATERLOT), s'est fait sentir au même moment sur les deux plis de fond. Elle rentre dans la *phase taconique* des plissements calédoniens.

9° Le cycle silurien ne semble pas débiter partout au même moment; là où, comme dans le synclinal de Quenast, il semble y avoir continuité de sédimentation, il s'amorce par les schistes massifs gris-vert, rapproché de l'Ashgillien; ailleurs, comme à Grand-Manil, où cet étage pourrait faire défaut, le cycle débiterait par les phyllades de Gembloux, d'âge llandovérien inférieur.

Ces phyllades marquent le début du dépôt d'une puissante série de roches foncées, à caractère argileux prédominant, faiblement calcaires d'abord, puis intercalant des bancs psammitiques et quartzitiques. Le dépôt de ces formations llandovériennes s'effectue pendant que la cordillère s'affaisse, reprenant son rôle d'anticlinal de fond. Le volcanisme se poursuit avec, vers la base de l'étage, la formation de brèches rhyolitiques (« eurites » de la Carte géologique) et plus haut, vers la limite llandovérien-Wenlockien, de « porphyroïdes » plus localisés que les premiers.

Le Wenlockien est formé (P. MICHOT, Prodrôme...) de phyllades foncés et de calcaréophyllades dolomitifères qui représentent la partie médiane du cycle.

Le Ludlowien inférieur (assise de Vichenet) revient à des conditions un peu plus grossières, quartzophyllades et psammites assez fins.

Le Ludlowien moyen et supérieur, reconnus dans les sondages du Sud des Flandres, poursuivent le même type de sédimentation.

Tels sont les enseignements à retirer du Massif du Brabant proprement dit.

10° On a soulevé, dans le corps de cette note, le problème de l'âge du remplissage final de la fosse brabançonne, de son émergence et de son plissement. Pour G. WATERLOT, on l'a vu, ces phénomènes se passent au Ludlowien inférieur, époque du plissement brabançon, et seule la région de la bande de

Sambre-et-Meuse, en continuité avec la mer d'Artois, reste bassin sédimentaire jusqu'à la fin du Silurien, époque où elle émergerait à son tour.

Nous avons cité les raisons structurales — schistosité oblique, enfoncement du Ludlowien sous la couverture hercynienne — qui s'opposent selon nous à ce que le bassin brabançon ait été plissé à cette époque.

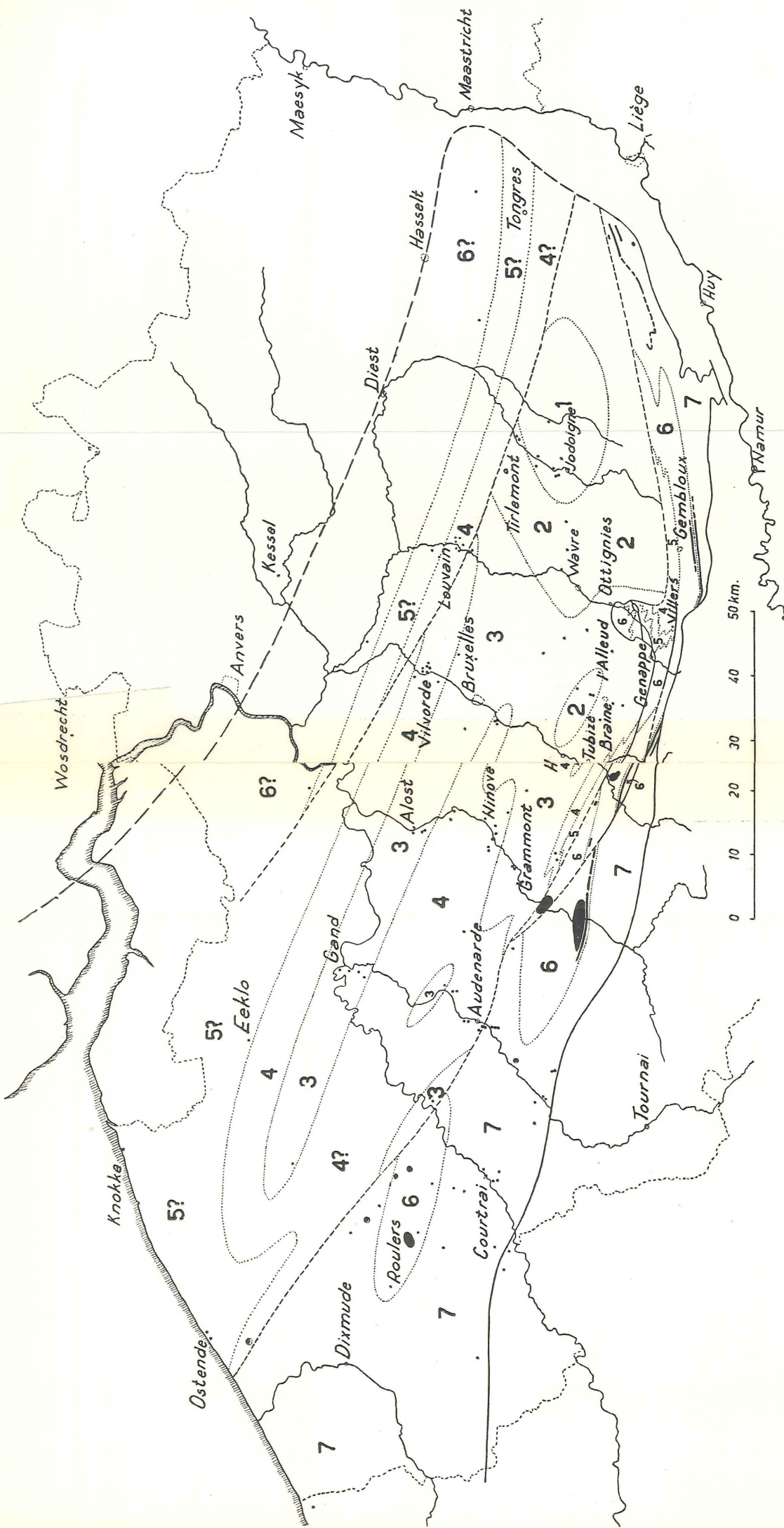
Nous avons fait nôtre l'hypothèse de P. FOURMARIER suivant laquelle la fosse brabançonne aurait poursuivi son existence pendant l'Éodévonien, accumulant de puissantes séries sédimentaires, marines ou continentales, apportant la surcharge réclamée par le développement de la schistosité oblique jusque dans le Ludlowien inférieur.

Nous pensons qu'un témoin de cet Éodévonien peut être retrouvé dans les couches qui, en Artois, suivent en continuité de sédimentation, le Ludlowien moyen et supérieur de facies « lagune galloise ». On objectera peut-être que cet ensemble fait partie du bord nord du Bassin de Dinant, mais, si ceci est vrai de la paléogéographie hercynienne, ce ne l'est plus de la paléogéographie calédonienne, cet ensemble se plaçant sur le flanc nord du pli de fond condrusien, définitivement émergé à la fin du Silurien : la distribution de l'arkose de Bois-Robert à la base du Gedinnien de l'Artois en est une preuve. Comme l'arkose d'Haybes elle représente les produits de l'érosion du cœur de ce pli de fond, formé de roches granitisées, sans doute précambriennes.

Nous considérons comme vraisemblable que ce pli de fond, à présent émergé, au moins au Gedinnien, a joué le même rôle pendant l'Éodévonien qu'avant, en séparant deux grands bassins sédimentaires, brabançon d'une part, ardennais d'autre part.

Ce n'est qu'à l'Emsien moyen que se serait produit le plissement du matériel sédimentaire brabançon, incorporant celui-ci à une chaîne liminaire du Continent des Vieux Grès Rouges, chaîne dont les racines non encore érodées sont la cause d'importantes anomalies isostatiques tout au long de l'axe du Massif du Brabant.

Ce plissement brabançon serait l'équivalent des phases néocalédoniennes qui interrompent la formation des Vieux Grès Rouges inférieurs, modifient profondément la paléogéographie du Continent et provoquent la montée, syntectonique tardive



LÉGENDE DE LA PLANCHE I.

Essai de carte structural du Massif du Brabant.

1. Devillien inférieur (*Dv0*) : Assise de Jodoigne.
2. Devillien moyen (*Dv1*) : Assise de Blannont.
3. Devillien supérieur (*Dv2*) : Assise de Tubize.
4. Revinien (*Rv = Dv3*) : Assises d'Oisquereq et de Villers-la-Ville.
5. OrdoVICIEN inférieur. Trémadocien (Salmien).
6. OrdoVICIEN moyen et supérieur.
7. Silurien.

En noir : intrusions, coulées et produits pyroclastiques.
 En fin pointillé : limites stratigraphiques.
 En trait continu ou tiré fin : failles de charriage.
 En trait continu ou tiré long : limites du Massif du Brabant sous la couverture hercynienne.
 Points : principaux sondages ou groupes de sondages.
 Points avec demi-cercle noir : sondages ayant rencontré des roches magmatiques sous ou dans une série sédimentaire.

ou post-tectonique des « Younger Granites » des Iles Britanniques.

Les intrusions de Quenast, de Bierghes, de Lessines, etc. appartiendraient à ce cortège intrusif. Des analyses de galènes, dont l'âge conventionnel permettra peut-être de préciser ce point de vue, sont en cours.

11° Un autre point à faire ressortir est le parallélisme étroit existant, tant au point de vue sédimentologique que magmatique, entre les anticlinaux de fond du Brabant (Roulers, Lessines, Gembloux) et l'anticlinal de fond condrusien.

Tous deux connaissent une phase magmatique initiale pendant leur transformation en géanticlinaux partiellement émergés : c'est la *phase d'activation magmatique du pli de fond* de P. MICHOR (Prodrome...). Mais le volcanisme le plus intense se produit au début du Silurien, pendant le Llandovérien et peut-être la base du Wenlockien, alors que le géanticlinal reprend son caractère d'anticlinal de fond : c'est la *phase de déflation magmatique du pli de fond*. Ce volcanisme s'accompagne, de part et d'autre, de la mise en place, sous une faible couverture sédimentaire, de petits corps intrusifs.

Ces faits, remarquablement mis en évidence par notre savant confrère pour la Bande de Sambre-et-Meuse, se retrouvent ici sensiblement identiques, apportant une confirmation éclatante de cette analyse si pénétrante.

12° Si l'on se tourne vers l'étranger, c'est avec la branche nord-ouest du géosynclinal de l'Europe du Nord, en Irlande et au Pays de Galles, que l'histoire calédonienne de la Belgique montre le plus d'affinités. Il y a pourtant une différence : le volcanisme géosynclinal gallois se place surtout dans l'Ordovicien inférieur et moyen, correspondant à la phase de déflation magmatique des plis de fond émergés à la fin du Cambrien et au Trémadocien.

13° Par ses caractères sédimentologiques, par ses caractères structuraux, par son magmatisme, le Massif du Brabant apparaît donc comme ayant eu une histoire très complexe, dont les chapitres toutefois s'accordent bien à ce qui est connu des autres massifs calédoniens belges ou étrangers. Cette histoire est contrôlée, d'un bout à l'autre, par une tectonique sans cesse en action. Cette tectonique se contente d'influencer la sédimentation au Cambrien et à la limite Cambrien-Ordovicien.

Pendant l'Ordovicien elle fait naître un pli de fond qui se transforme au Caradocien en Cordillère volcanique (phase d'activation magmatique) pour reprendre son rôle de pli de fond dès le début du Silurien (phase de déflation magmatique). Vers la fin du Silurien, l'apparition de facies moins purement argileux, de même que l'effacement du pli de fond témoignent d'une tendance générale à l'émerision.

A partir de ce stade l'histoire du massif devient conjecturale : pour nous, après une phase peut-être continentale (Gedinnien), elle se poursuit par une reprise de la subsidence pendant le Siegenien et l'Emsien inférieur. Ce ne serait qu'à l'Emsien moyen que se terminerait l'histoire de ce bassin sédimentaire par son plissement et son incorporation définitive au bâti de l'Europe occidentale.

D'autres opinions ont été avancées, qui font appel à une première phase de plissement d'origine méridionale et d'âge taconique. Nous avons exprimé l'avis que les seuls effets des phases taconiques se traduisaient par l'émerision temporaire du pli de fond de Lessines-Gembloux, et nous avons montré, par l'exemple de la Samme et de l'Orneau, que les poussées méridionales étaient d'âge hercynien, transformant le bord sud du Massif du Brabant en un socle polycyclique.

Université libre de Belgique.
Laboratoire de Géologie, de Paléontologie
et de Géographie physique.
Mars 1955.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES SÉLECTIONNÉES.

- ANTHOINE, R. et P., 1942, Les assises de Mousty et de Villers-la-Ville du bassin supérieur de la Dyle (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 66, pp. M. 53-180).
- CHARLIER, CH. et JONES, L., 1951, L'apport de la séismologie, de la gravimétrie et de la géodésie dans les connaissances actuelles de l'écorce terrestre en Belgique. Concordance remarquable des résultats (*Bull. Cl. Sci. Acad. roy. de Belgique*, 1951, 5^e série, t. 37, p. 780, 1c.).
- COUSTRY, R., 1930, Note sur la tectonique du Silurien aux environs de Fauquez (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. LIV, p. B. 23).
- DE LA VALLÉE-POUSSIN, CH. et RENARD, A., 1876, Mémoire sur les caractères minéralogiques et stratigraphiques des roches dites plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne française (*Mém. Acad. roy. de Belgique*, t. 40).
- DE LA VALLÉE-POUSSIN, J., 1930, Contribution à l'étude du Massif cambrien dans les vallées de la Dyle et de la Gette (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. VI, fasc. 3).

- DE MAGNÉE, I. et ANCIAUX, P., 1945, Note préliminaire sur le métamorphisme à grenats du Brabant (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LIV, pp. 77-84).
- DE MAGNÉE, I. et RAYNAUD, J., 1944, Étude magnétique de la tectonique du Cambrien du Brabant à l'Est de Court-Saint-Étienne (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. LXVII, Mém. pp. 495-546).
- DENAEYER, M.-E. et MORTELMANS, G., 1954, Les roches éruptives, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Troisième partie*, pp. 749-773.
- D'OMALIUS D'HALLOY, J.-J., 1828, Mémoire pour servir à la description géologique des Pays-Bas, de la France et de quelques régions voisines. Namur, 1828.
- DUMONT, A. H., 1848-1849, Mémoire sur les terrains ardennais et rhénans de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz (*Mém. Acad. roy. de Belgique*, t. XX, 1847 et t. XXII, 1848).
- FOURMARIER, P., 1920, La tectonique du Brabant et des régions voisines (*Mém. Acad. roy. de Belgique, Cl. des Sci.*, 2^e série, t. IV, fasc. VI).
- 1954, La tectonique, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Deuxième partie*, pp. 609-714.
- GALEOTTI, H. G., 1837, Mémoire sur la constitution géognostique de la province du Brabant. (*Mém. Acad. roy. de Belgique*, t. XII, 1837, 192 p., 6 pl.).
- GOSSELET, J., 1860, Mémoire sur les terrains primaires de la Belgique, des environs d'Avesnes et du Boulonnais. Paris, 1860.
- 1888, L'Ardenne. Mémoire pour servir à l'explication de la Carte géologique de France. Paris.
- GRAULICH, J. M., 1954, Le Cambrien-Trémadocien, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Chapitre I*, pp. 21-38, Liège, 1954.
- LECOMPTE, M., 1948, Existence du Trémadocien dans le Massif du Brabant (*Bull. Acad. roy. Sci.*, 5^e série, t. 34, pp. 677-687).
- 1949, Découverte de nouveaux gîtes à *Dictyonema* dans le Trémadocien du Massif du Brabant (*Bull. Inst. roy. Sci. nat. de Belgique*, t. 25, n° 45).
- LEGRAND, R., 1950, Carte géologique et hypsométrique du socle paléozoïque de la Belgique (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LIX, pp. 318-341).
- LEGRAND, R. et MORTELMANS, G., 1948, Un contact de la diorite quartzifère de Lessines et de l'Ordovicien (*Ibid.*, t. LVII, pp. 642-673).
- LERICHE, M., 1912, Sur la découverte de graptolites dans les quartzo-phyllades de Ronquières (*Ibid.*, t. 26, pp. 133-136).
- 1920, L'étage de Caradoc dans la vallée de la Sennette (*Ibid.*, t. 30, pp. 56-59).
- MAILLIEUX, E., 1926, Remarques sur l'Ordovicien de la Belgique (*Ibid.*, t. 36, pp. 77-85).
- 1926, Remarques sur le Gothlandien de la Belgique (*Ibid.*, t. 36, pp. 175-180).
- 1930, Nouvelles observations sur le Silurien de la Belgique (*Congrès Nat. Sci.*, Bruxelles, 1930, pp. 590-592).
- 1930, Observations nouvelles sur le Silurien de la Belgique (*Bull. Mus. roy. Hist. nat. de Belgique*, t. VI, n° 15).

- 1938, Observations nouvelles sur l'Ordovicien de la Belgique (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. 48, pp. 22-23).
- 1939, L'Ordovicien de Sart-Bernard (*Mém. Mus. roy. Hist. nat. de Belgique*, n° 88).
- MALAISE, C., 1873, Description du terrain silurien du centre de la Belgique (*Mém. Acad. roy. de Belgique*, t. 37).
- 1890, Sur les graptolites de Belgique (*Bull. Acad. roy. de Belgique*, 3^e série t. 20, pp. 440-452).
- 1899, État actuel de nos connaissances sur le Silurien de la Belgique (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XXVbis, pp. 181-216).
- 1910, Sur l'évolution de l'échelle stratigraphique du Siluro-Cambrien de Belgique, in Texte explicatif du levé géologique de la planchette de Genappe (*Serv. géol.*, pp. 22-44; reproduit dans *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. 24, pp. 415-437, 1910).
- MATHIEU, E., 1905, La tuffoïde kéraatophyrique de Grand-Manil (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XIX, pp. 499-525).
- MICHOT, P., 1954, Le Silurien, in Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Chapitre II, pp. 39-82.
- MORTELMANS, G., 1937, Le métamorphisme de contact à Quenast (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLVII, pp. 164-207).
- 1952, Observations nouvelles sur les « porphyroïdes » caradociens de la gare d'Hennuyères (*Ibid.*, t. LXI, pp. 176-197).
- 1953, Efforts calédoniens et efforts hercyniens dans le Silurien de la vallée de l'Orneau (*Ibid.*, t. LXII, pp. 143-163).
- MOURLON M., 1881, Géologie de la Belgique. Bruxelles, 1881.
- RAYNAUD, J., 1952, Contribution magnétique à la connaissance géologique du Massif de la Gette (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 75, pp. B. 283-291).
- REGNELL, G., 1951, Revision of the Caradocian-Ashgillian Cystoid fauna of Belgium with notes on isolated pelmatozoan stem fragments (*Mém. Mus. roy. Hist. nat. de Belgique*, n° 120, 1951).
- WATERLOT, G., 1937, Sur la stratigraphie et la tectonique du Massif cambrien de Rocroi (*Bull. Serv. Carte géol. de France*, t. 39, n° 195).
- 1945, L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases des plissements calédoniens et hercyniens (*Bull. Soc. géol. de France*, t. XV, pp. M. 3-44).

DISCUSSION.

M. de Magnée félicite notre Collègue de nous avoir présenté une synthèse très complète et une interprétation, séduisante à bien des égards, de la stratigraphie et de la tectonique du Massif du Brabant.

L'assimilation au Revinien de l'assise d'Oisquerq a le mérite de résoudre des difficultés qui, sans cela, paraissent insurmontables. Cela n'enlève rien au fait qu'il n'existe en faveur de cette

hypothèse que des arguments d'ordre géométrique et que les facies sont très dissemblables.

Si l'on admet cette assimilation, il est difficile d'attribuer au Revinien les roches noires touchées par quelques sondages dans la région de Louvain et de Tirlemont. On serait plutôt tenté de les attribuer à l'assise de Jodoigne, inférieure aux quartzites Dv1. Nos connaissances sont vraiment trop squelettiques pour permettre d'avancer une opinion sur la constitution de la retombée septentrionale du Massif du Brabant.

Signalons toutefois que l'extrémité orientale du Massif, suivant l'axe Bilsen-Maastricht, provoque l'apparition d'une forte anomalie magnétique positive, malgré la profondeur de son enfouissement. Il y a donc tout lieu de supposer que dans cette région le socle cambrien est formé par l'assise de Tubize (Dv2).

M. Mortelmans répond que le Revinien apparaît, de coupe en coupe et de massif en massif, comme une formation offrant de rapides variations de facies. Il y a là un fait similaire à ce qu'on constate au Caradocien-Ashgillien et sans doute pour les mêmes causes : tendances générales à l'émersion avec déformation différentielle du fond du bassin de sédimentation.

Pour ce qui concerne le Massif septentrional, au Nord de la faille qu'il fait passer à Tirlemont, M. Mortelmans reconnaît que c'est la partie la plus faible de sa synthèse. Il est d'accord avec M. de Magnée sur le fait que l'on pourrait aussi bien émettre l'hypothèse de couches de l'assise de Jodoigne (Dv0) que de Revinien pour les roches noires rencontrées en sondage à Louvain et Tirlemont. S'il a provisoirement adopté la seconde hypothèse, c'est que tectoniquement elle s'explique mieux : le Massif septentrional correspondrait alors à une portion de synclinorium revinien et ordovicien formant la retombée nord de l'unité centrale brabançonne, à caractère anticlinorial typique. Ces roches seraient simplement chevauchées sur cette retombée nord.

La découverte d'une forte anomalie magnétique positive à l'extrémité orientale du Massif du Brabant, suivant l'axe Bilsen-Maastricht, suggérant la présence dans cette région de roches de l'assise de Tubize (Dv2), ne lui paraît pas en opposition avec son hypothèse. En effet dans chaque massif, les ennoyages se font vers l'Ouest, à partir de noyaux anciens progressivement décalés vers l'Est quand on passe d'un massif à un autre situé plus au Nord. Si donc on a du Dv2 vers Bilsen, il est logique d'admettre du Revinien et de l'Ordovicien plus à l'Ouest.

Ce raisonnement ne vaut évidemment que si le Dv2 supposé à Bilsen-Maastricht est en place par rapport au reste du Massif septentrional et non déplacé entre failles radiales toujours possibles en bordure du fossé de Roermond. Il y a, il faut le reconnaître, une présomption en faveur de cette dernière hypothèse, présomption apportée par le séisme du 23 février 1925 dont l'épicentre se plaçait dans la région de Bilsen, avec un foyer situé vers 8 km de profondeur. Sa cause a été recherchée dans le jeu de blocs au point de croisement de deux grandes failles radiales (CH. CHARLIER, La séismicité de la Belgique, 1954).

**Coupe géologique suivant l'axe
de l'autoroute Bruxelles-Paris (tronçon Uccle-Nivelles) (*),**

par M. GULINCK.

L'Administration des Ponts et Chaussées a exécuté en 1951 une série de sondages suivant l'axe de l'autoroute projetée Bruxelles-Paris, dans le tronçon Uccle-Nivelles.

La coupe géologique que ces sondages nous ont permis de dessiner met bien en évidence plusieurs particularités relatives aux diverses formations qui composent le sous-sol de la région.

Quoique ces faits soient en général bien connus, nous avons cru qu'il pouvait être utile de présenter cette coupe sous une forme plus ou moins résumée.

Une coupe plus détaillée a été versée aux archives de la carte géologique.

Holocène-Pléistocène.

L'axe de la route recoupe le thalweg de la Senne en deux points différents.

On peut noter l'existence de deux replats sur le flanc sud du vallon occupé par le Kersterbeek, affluent est de la Senne, et dont les bases se trouvent respectivement à 22 m et 42 m au-dessus de celle du thalweg.

(*) Manuscrit remis au Secrétariat le 22 mars 1955.

La tourbe holocène que l'on retrouve dans les diverses vallées disparaît souvent vers le bord méridional ou oriental de celles-ci.

Nous avons pu faire la même constatation dans d'autres petites vallées (Yssche, Lasne, Dyle) du Brabant.

Ce phénomène semble donc être assez général.

Il est vraisemblablement lié à l'ensemble des conditions climatiques qui ont influencé de diverses manières le modelé de nos vallées récentes.

Les colluvionnements importants qui se sont produits sur les versants orientaux relativement plus raides ont peut-être gêné la formation de la tourbe de ce même côté de la vallée.

Bruxellien.

On retrouve le Bruxellien sous ses deux facies bien connus : sable siliceux rude avec grès blancs plus ou moins cariés et sables calcarifères plus fins avec grès calcareux plus ou moins silicifiés.

Ces sables calcarifères semblent occuper une zone intermédiaire dans la masse du Bruxellien.

On a souvent débattu l'origine de la répartition de ces deux facies.

Dans le cas actuel, il nous semble que, si la décalcification doit être mise en cause, celle-ci a été guidée par l'existence de zones à granulométrie variable.

Au sommet de certaines collines, les sables bruxelliens sont plus ou moins rubéfiés ou même couverts d'une croûte limonitique dure.

Lorsque le Bruxellien est encore recouvert par les sables fins d'âge ledien, la rubéfaction semble s'arrêter ou tout au moins fortement s'atténuer au contact de ces derniers.

Certains auteurs ont cru y voir un phénomène antérieur au Ledien.

Il nous semble cependant que la différence de composition granulométrique entre le Ledien et le Bruxellien peut parfaitement expliquer cette répartition des zones rubéfiées.

Yprésien.

L'Yprésien diminue très rapidement d'épaisseur en direction du Sud.

Localement, le Bruxellien repose même directement sur le socle cambrien (son gravier de base est alors bien marqué).

Signalons la présence de *Lingula tenuis* dans les sables yprésiens recoupés par les sondages au droit de la vallée de l'Ittre.

Landénien.

Le Landénien n'a été reconnu que sous son facies marin sableux. Il n'existe pratiquement plus à partir du vallon du Steenputbeek.

Socle paléozoïque.

Le socle paléozoïque a été recoupé dans plusieurs vallées. Les sondages ont ramené des débris de roches typiques : quartzites divers, quartzophyllades et phyllades à magnétite et roches éruptives extra-siliceuses dans la région de Nivelles.

Nous retiendrons surtout l'existence de dénivellations locales parfois très importantes (environ 25 m de part et d'autre de la vallée du Hain, à Wauthier-Braine) et une altération très profonde de certaines roches, transformées en sables ou argile kaolineux bigarrés.

A remarquer que cette dénivellation coïncide avec la disparition de l'argile Yc et d'un caractère ravinant de la base du Bruxellien.

DISCUSSION.

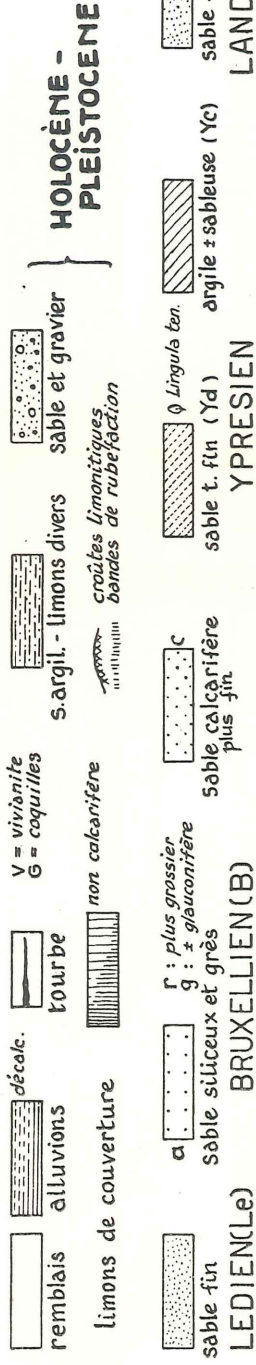
A la suite de cette communication, M. Mortelmans demande si les phénomènes de rubéfaction, observés à la surface du Bruxellien et du socle paléozoïque, correspondent respectivement à l'altération d'anciennes surfaces continentales.

M. Gulinck répond affirmativement.

BIBLIOGRAPHIE.

- F. HALET et CH. LEJEUNE DE SCHIERVEL, Étude géologique avec coupe résultant des sondages effectués à travers la vallée de la Senne (*Bull. Soc. belge de Géol., de Paléontol. et d'Hydrolog.*, t. XIX, 1905, pp. M. 365-376).
- F. HALET, Sur la présence de *Lingula tenuis* J. SOWERBY, 1812, dans l'Yprésien de la Belgique (*Ibid.*, t. XLI, 1931, pp. 83-85).
- Constitution géologique de la vallée de la Senne entre Neder-over-Hembeek et Vilvorde (*Ibid.*, t. XL, 1930, pp. 84-100).
- R. LEGRAND, Carte géologique et hypsométrique du socle paléozoïque de la Belgique (*Ibid.*, t. LIX, 1950, pp. 318-341).
- CH. CAMERMAN, Commentaires au sujet du relief du socle paléozoïque dans le Brabant oriental et la Hesbaye (*Ibid.*, t. LIX, 1950, pp. 61-74).
-

Légende



SOCLE CAMBRIEN : 1 : quartzites 2 : grès arkosiques 3 : phyllades 3a : argile d'altération
 (DEVILLIEN)
 4 : quartz. blanc chloriteux 5 : schistes à magnétite 5a : argile d'alt. 6 : quartzophyllades

