

Présentation de la géologie régionale du Nord de la France et de la Flandre méridionale

L. WOUTERS
P. VAN CALSTER

GEOLOGICA NV

Tervuursesteenweg 200

B-3060 Bertem

Belgique

Résumé

La morphologie du paysage – en d'autres mots, le relief reflète la composition et les structures géologiques sous-jacentes. Dans la région comprenant le Nord de la France et la Flandre méridionale en Belgique, ceci est démontré par plusieurs exemples. Partant de quelques caractéristiques morphologiques bien typiques visibles en surface, on va explorer les aspects géologiques qui en sont la cause.

An outline of the regional geology of Northern France and Southern Flanders

Abstract

The morphology of the landscape – in other words, the topography – reflects the type of sediments and the geological structures of the subsoil. For the region of Northern France and Southern of Flanders, this is demonstrated by a few examples. Starting from some very typical morphological aspects at the earth's surface, we are going to explore the geological features that caused them.

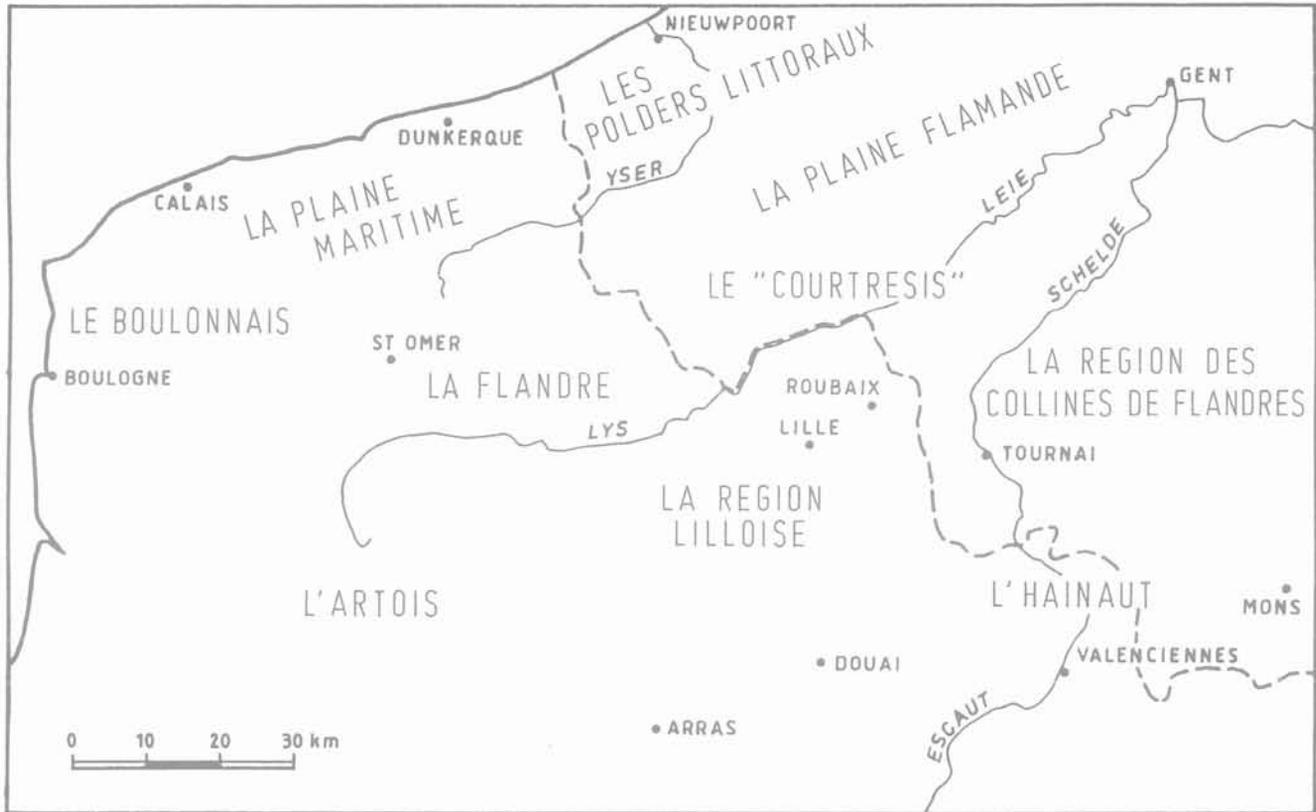


FIG. 1 Carte des régions et des subrégions du Nord de la France et de la Flandre méridionale en Belgique. Map showing the different regions in Northern France and in the Southern Flanders in Belgium.

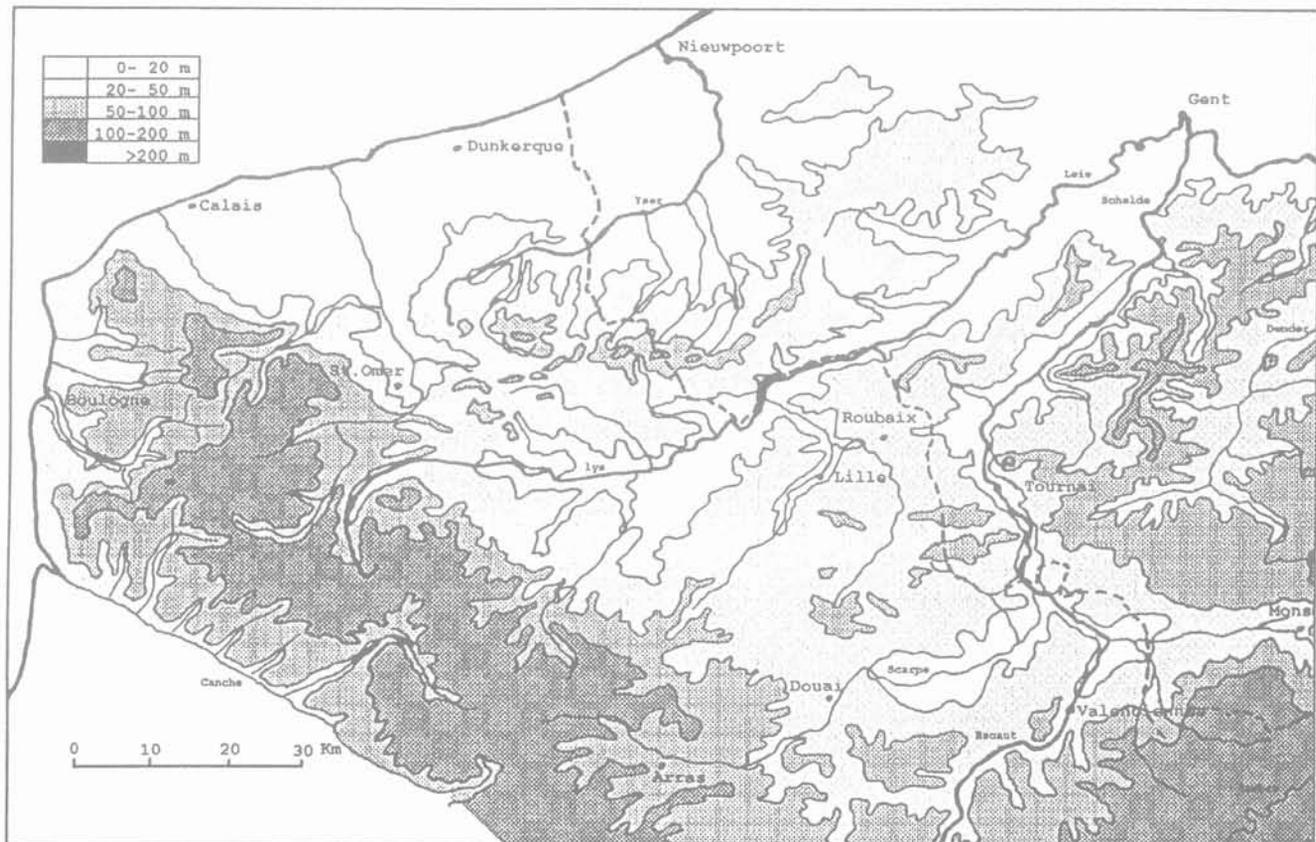


FIG. 2 Carte topographique de la région étudiée. Topographic map of the study region.

Géographie physique générale

La région qui nous intéresse, c'est-à-dire la région du Nord en France et une partie de la Flandre en Belgique, constitue le début de la grande plaine de l'Europe du Nord qui se continue aux Pays-Bas et en Allemagne du Nord. Cette région peut être subdivisée en plusieurs sous-régions (Fig. 1). Cette subdivision est plus souvent le fruit de l'histoire et de l'économie que de la morphologie. On distingue en France le Boulonnais, l'Artois, la plaine maritime, la Flandre, la région lilloise et le Hainaut qui se continue en Belgique. En Belgique, on distingue les polders littoraux, la plaine flamande, la région des collines de Flandres et le Courtrésis.

La région englobant le Nord de la France et la partie méridionale de la Flandre, en Belgique, est constituée de plaines et de plateaux peu élevés, un peu plus de 200 m au maximum (Fig. 2). On distingue deux ensembles topographiques : un Haut-Pays au Sud et un Bas-Pays au Nord. Le contact entre les deux se fait par un talus net de Sangatte à la vallée de la Scarpe. C'est seulement à l'est de la Scarpe que le Haut-Pays se raccorde progressivement au Bas-Pays par un long versant doux.

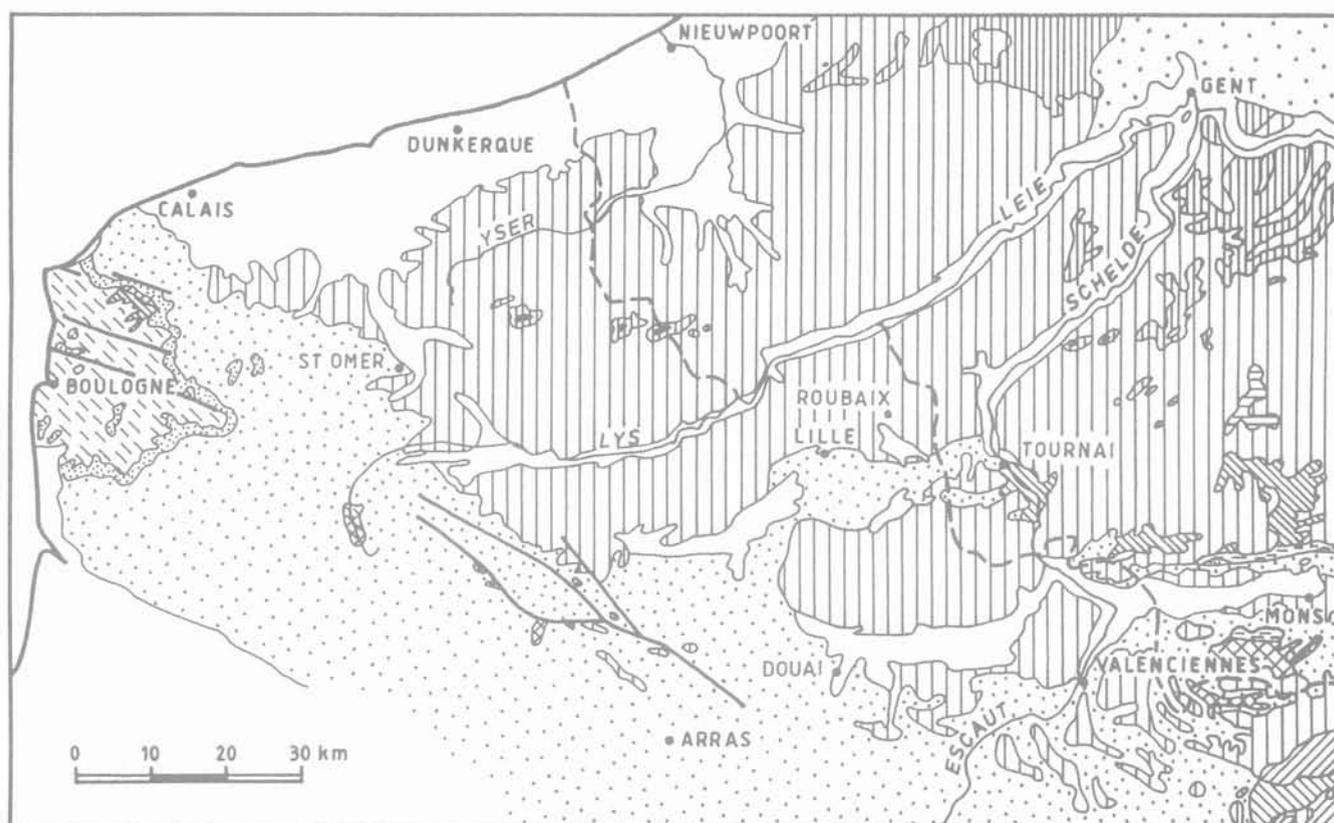
Le Haut-Pays correspond à des plateaux vallonnés, produits de l'incision de diverses rivières comme la Liane et les confluent de la Canche, de la Lys et d'autres cours d'eau.

Le Bas-Pays présente, malgré des altitudes modestes, presque partout inférieures à 50 m, une grande variété de paysages. Des plaines humides très plates, comme la plaine maritime, la plaine de la Lys et la plaine de la Scarpe s'opposent aux plaines argileuses ou argilo-sableuses vallonnées de la plaine flamande, du pays de Weppes, du Mélantois ou de Pévèle.

Curieux est l'alignement est-ouest de douze collines avec des élévations presque constantes de 150 m. Le mont Cassel situé à l'extrême bord ouest est le plus haut et atteint une altitude de 176 m. Le moins haut est le Kluisberg avec 141 m.

Géologie

En examinant la carte géologique, il est aisé de reconnaître la limite entre le Haut et le Bas-Pays (Fig. 3). Le Haut-Pays est caractérisé par un substrat crayeux, le



	QUATERNAIRE RECENT		CRETACE SUPERIEUR		DINANTIEN
	QUATERNAIRE ANCIEN		CRETACE INFERIEUR		DEVONIEN MOYEN & SUP.
	MIOCENE		JURASSIQUE SUP. & MOYEN PERMO - TRIAS		DEVONIEN INFERIEUR
	EOCENE MOYEN & SUP.		WESTPHALIEN - NAMURIEN		SILURIEN - CAMBRIEN
	EOCENE INFERIEUR				

FIG. 3 Carte géologique de la région étudiée.
Geological map of the study region.



FIG. 4 Carte de la topographie du socle.
Map showing the topography of the basement.

Bas-Pays par les argiles et les sables du Tertiaire et Quaternaire. Deux phénomènes géologiques dans le Haut-Pays sont mentionnés ici. *Primo*, des failles sur le rebord de l'Artois avec une activité parfois très tardive. Les escarpements sont d'autant plus nets dans le paysage que la surrection fut plus vigoureuse. *Secundo*, le dégagement de boutonnières par érosion de la mince couverture de craie. Le bas Boulonnais n'est que la plus vaste de ces boutonnières, des roches d'âge jurassique à dévonien moyen et supérieur y affleurent.

Dans le Bas-Pays, on trouve les couches du Tertiaire et plus précisément celles de l'Eocène inférieur sous une couverture de limon. La plaine maritime, les polders littoraux et la vallée flamande au nord de Gent sont composés de dépôts quaternaires. Des roches du Dinantien sont exposées dans les vallées de l'Escaut et de la Dendre. Dans cette dernière vallée, des roches encore plus anciennes, d'âge cambrien et silurien (Paléozoïque inférieur) qui font partie du massif de Brabant, affleurent également.

La tête des monts de Flandre est composée de sable d'âge miocène et plus précisément d'âge messinien (6,3 à 5,2 M.A., le Diestien en Belgique). Des collines du même âge se retrouvent dans la région située à l'est de Louvain. Leur morphologie et leur structure interne font penser aux grands bancs de sables qui se trouvent dans la Manche devant la côte belge. C'est pourquoi on a interprété ces monts comme les restants d'un immense banc de sable qui devait se situer le long de la côte miocène.

En allant du sud vers le nord, on retrouve des sédiments de plus en plus jeunes. Ceci veut dire que la mer qui a déposé les sédiments durant les différentes périodes consécutives, transgressait de moins en moins

loin vers le sud. Ceci est dû à un soulèvement et un mouvement de bascule du sud de la région. La cause de ce mouvement est la formation des Alpes. Le Haut-Pays, qui était initialement situé topographiquement plus bas que le Bas-Pays a été soulevé après les dépôts du Crétacé. Il y a donc eu une inversion du relief. Cette inversion s'est produite le long d'une zone plus faible qui correspond à la bordure du Haut et du Bas-Pays. Cette zone plus faible correspond au cisaillement Nord-Artois issu d'une tectonique de socle. Cette charnière structurale de première importance à l'échelle européenne se situe même au niveau de la tectonique des plaques. Mais examinons d'abord le relief et la géologie de ce socle.

3

Caractéristiques du socle

Sur la carte du relief du socle, on remarque que le substrat paléozoïque, c'est-à-dire des roches d'âge cambrien à westphalien, se trouve partout à très faible profondeur (Fig. 4). Le socle se trouve à -350 m dans la plaine maritime. Comme le démontre la carte géologique, il affleure dans les vallées de l'Escaut et de la Dendre et dans des boutonnières dans l'Artois.

Cette proximité du socle, outre qu'elle a permis l'exploitation du houiller, explique que certains accidents d'âge hercynien n'ont pas cessé de guider la tectonique tertiaire et quaternaire. Elle explique aussi le quadrillage remarquable du réseau hydrographique avec des tracés coudés spectaculaires.

Grâce à de nombreux sondages miniers, pétroliers et de recherche, il a été possible d'aboutir à une repré-

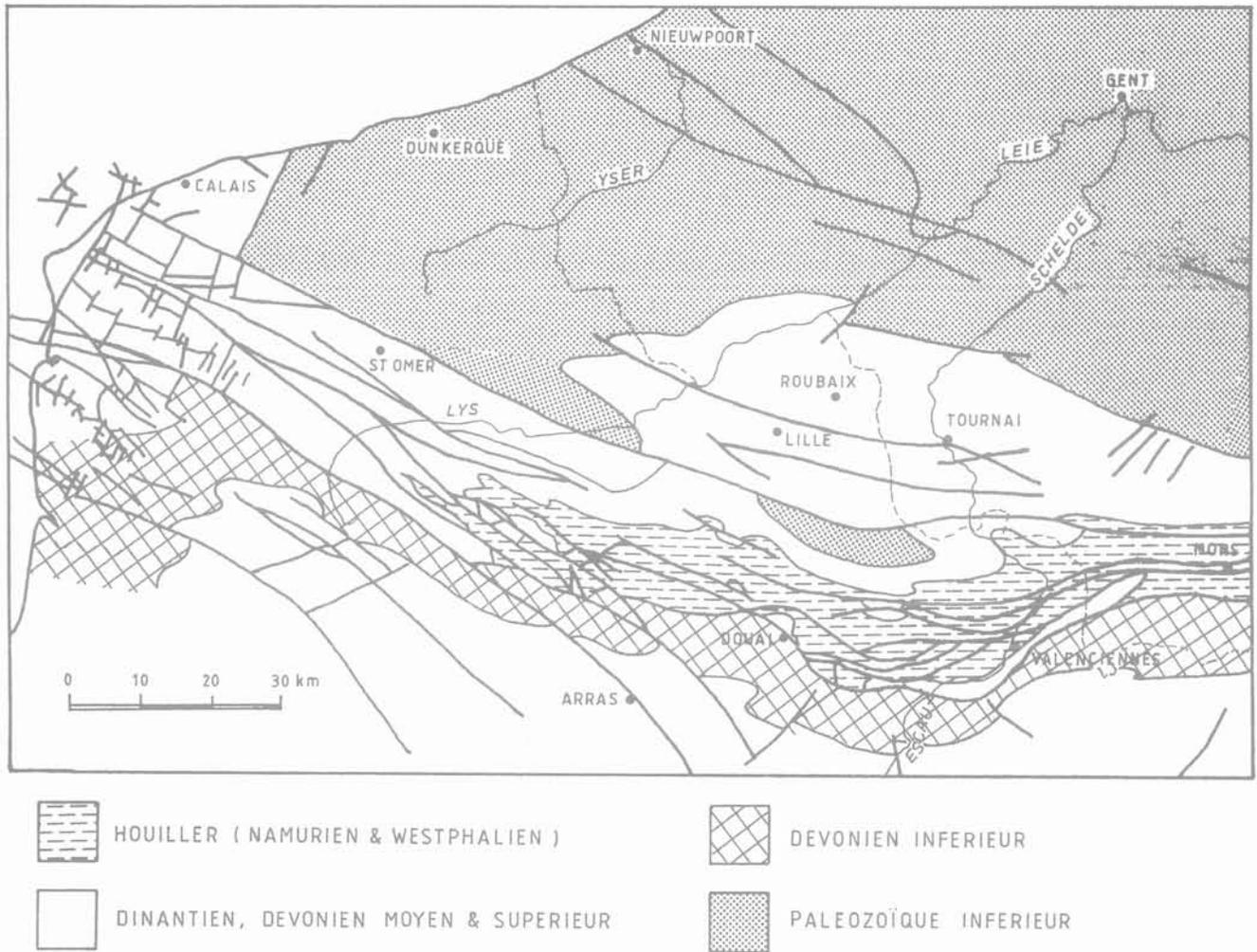


FIG. 5 Carte structurale simplifiée du socle paléozoïque.
Structural sketch-map of the Paleozoic basement.

sentation précise du socle paléozoïque. La figure 5 représente l'aspect structural de celui-ci.

Il est possible d'y distinguer deux domaines, séparés par le cisaillement Nord-Artois. Au nord de ce complexe tectonique se trouve le massif de Londres-Brabant (Paléozoïque inférieur) et le synclinal de Namur (Paléozoïque supérieur), au sud le domaine Artois-Cambrésis, initialement rattaché au Bassin de Paris et qui forme le prolongement du synclinal de Dinant en Belgique. Le massif de Londres-Brabant est constitué d'ancienne roche d'âge cambrien à silurien. Elles ont été déposées entre 540 et 410 millions d'années et ont été plissées, cassées et broyées par l'orogénèse calédonienne. Un vaste bassin carbonifère (Dinantien et terrain houiller) correspond au synclinal de Namur. Le bassin houiller en occupe le cœur et s'étend du Boulonnais jusqu'à Liège.

Le cisaillement Nord-Artois est une zone complexe où se croisent des failles longitudinales et des petites failles transversales à rejet vertical souvent faible. La faille la plus importante est la faille du Midi qui se prolonge vers l'est et qui est également connue sous le nom de charriage du Condroz, faille eifelienne et le Stavelot-Venn Überschiebung en Allemagne. Elle correspond à la limite septentrionale du front hercynien.

L'origine du cisaillement Nord-Artois se trouve dans la tectonique des plaques, un phénomène à

l'échelle mondiale. Il y a 365 millions d'années environ, il y avait sur terre deux grandes plaques tectoniques, la Laurasia au nord, le Gondwana au sud (Fig. 6). La Belgique et le Nord de la France se trouvent alors inclus dans la partie méridionale de la Laurasia. Le Gondwana se rapproche de la Laurasia et l'océan Proto-Téthys qui sépare les deux continents se ferme progressivement. Au Westphalien, il y a 310 millions d'années, la collision entre les deux plaques tectoniques a lieu et donne naissance à une chaîne de montagne en Europe centrale qui se prolonge jusque dans les Appalaches en Amérique du Nord. Cette formation de chaîne de montagne est appelée l'orogénèse hercynienne. Ainsi, il en résulte un unique supercontinent, nommé la Pangée. Mais ce supercontinent n'était pas stable du tout. Il s'est fracturé immédiatement après sa formation, ce qui est à l'origine des six grandes plaques et des plusieurs autres petites que l'on connaît actuellement. En raison de leur position externe, la France et le Sud de la Belgique ont subi les effets de cette collision des deux plaques tectoniques et aussi de la fracturation qui en a suivi.

La figure 7 montre un diagramme en bloc schématique à travers le Bassin de Dinant, le Bassin de Namur et le massif du Brabant. Suite à la poussée du Gondwana contre la Laurasia, tout un lambeau de roches a été déplacé vers le nord et a glissé sur les roches qui s'y

FAMENNIEN

WESTPHALIEN

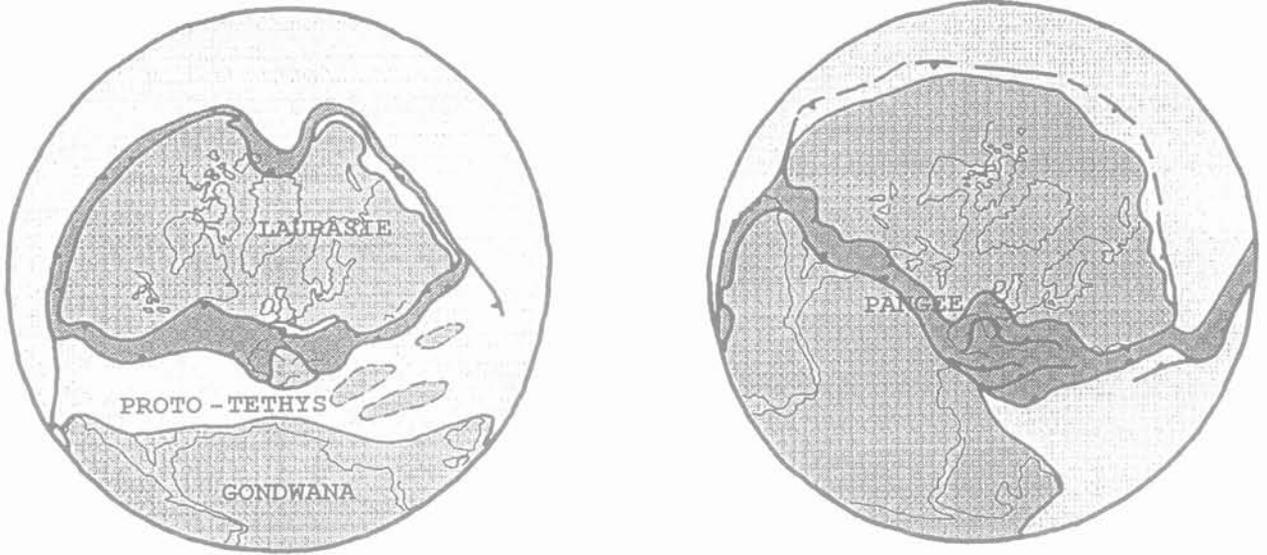


FIG. 6 Tectonique des plaques pendant le Famennien et le Westphalien.
 Gris foncé : orogénèse ; gris : continent ; gris clair : océan.
 Plate tectonical evolution during the Famennian and the Westphalian.
 Dark grey : orogeny ; grey : continent ; light grey : ocean.

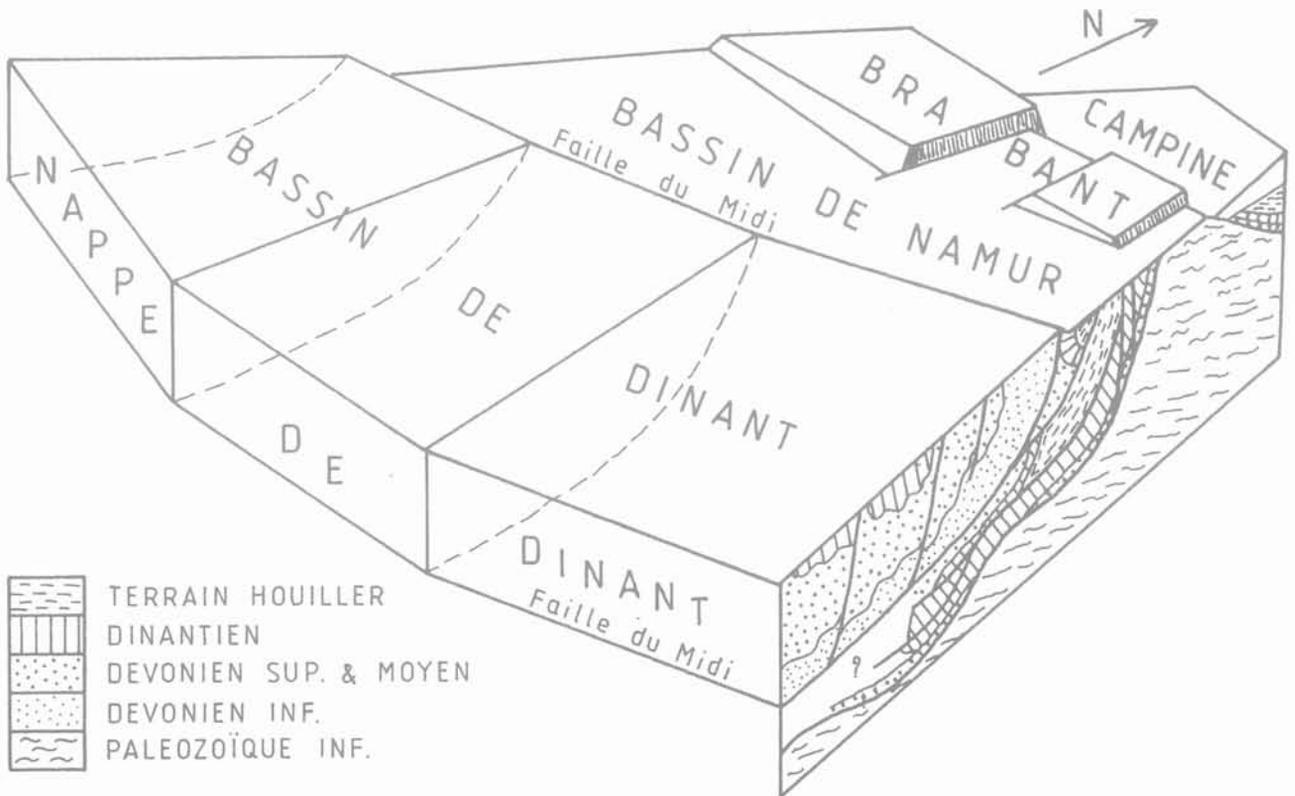


FIG. 7 Diagramme en bloc schématisé des Bassins de Dinant et Namur et du massif du Brabant.
 Schematised block-diagram of the Dinant - and Namur Basins and the Brabant Massif.

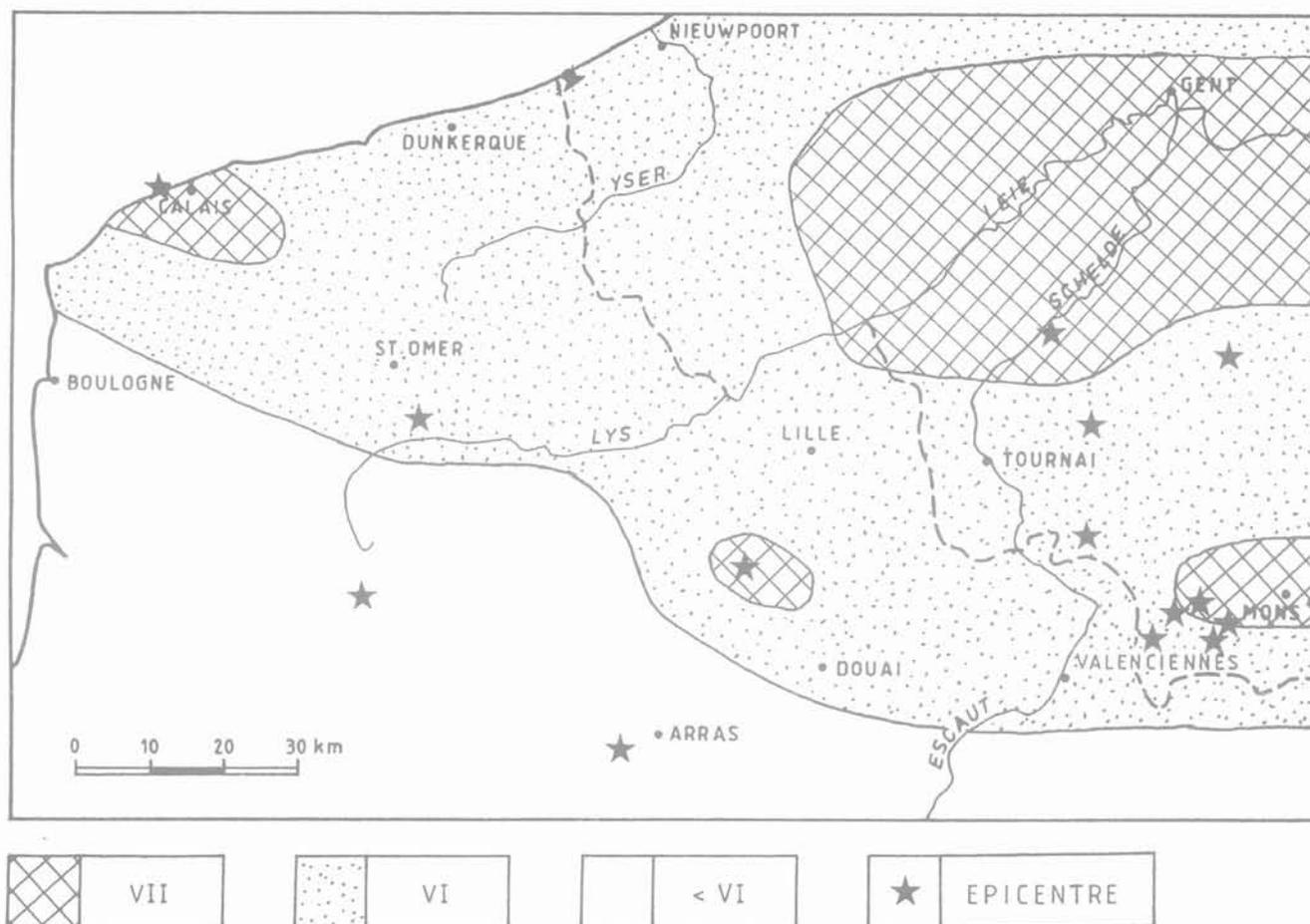


FIG. 8 Carte isomacrosismique de la région étudiée.
Macro seismic map of the study region.

trouvaient. Ce lambeau originaire du sud, certains auteurs parlent d'un déplacement de plus de 100 km, d'autres d'une dizaine de kilomètres tout au plus, est appelé la nappe de Dinant. La faille du Midi correspond à la surface sur laquelle le chevauchement s'est produit et forme donc la limite septentrionale du front hercynien. Les roches qui se situent au nord et sous le front hercynien ont été écaillées sous la pression causée par le chevauchement. Il s'agit du Bassin de Namur. Toute cette zone écaillée, traversée par de multiples failles, forme plus à l'ouest le cisaillement Nord-Artois. Le massif de Londres-Brabant, composé d'anciennes roches, a, quant à lui, résisté à la pression méridionale.

Toute cette zone cisailée est caractérisée par des failles longitudinales (orientation NO-SE et est-ouest) et transversales (orientation NE-SO, fig. 5). Ces deux directions principales sont la cause de la compartimentation de la région. Quand le Haut-Pays s'est soulevé à partir du Crétacé supérieur, tous ces blocs ont joué d'une manière différente. Certains phénomènes géomorphologiques démontrent que ce système est resté actif depuis sa mise en place, témoignant d'une activité persistante jusqu'à nos jours. Le soulèvement fragmenté du Haut-Pays a fait apparaître les formes structurales très nettes mentionnées auparavant : escarpements de faille, dégagements de boutonnières par érosion de la mince couverture de craie sur les blocs soulevés et un réseau hydrographique avec des tracés coudés. Dans le Bas-Pays la tectonique est également responsable du quadrillage morphologique.

4

Sismicité

Cet accident majeur qu'est le cisaillement Nord-Artois est également souligné par un alignement de séismes à foyer peu profond, témoignant d'une activité persistante jusqu'à nos jours. A partir des données macrosismiques rassemblées depuis le passé, il est possible de rédiger une carte isomacrosismique. C'est-à-dire une carte représentant les zones d'égale intensité de séismes (Fig. 8).

L'intensité macrosismique est donnée en valeurs MSK (chiffres romains), à ne pas confondre avec la magnitude d'un séisme (chiffres arabes) qui est déduite directement des sismographes et qui est notée selon l'échelle de Richter. On peut définir l'intensité macrosismique comme une mesure des effets d'un tremblement de terre dans un lieu donné, sur des objets naturels, des ouvrages de l'industrie et des observateurs humains.

Le séisme de Calais, le 6 avril 1580, par exemple, a atteint une intensité de VII à VIII sur l'échelle MSK. Ceci correspond à des dégâts et à la destruction de bâtiments. Il y a eu frayeur et panique de la population, le mobilier lourd a été déplacé et même renversé.

Dans la région il existe deux axes à séismes d'intensité plus élevée. L'un se situe le long du massif de Londres-Brabant et l'autre suit le tracé du cisaillement Nord-Artois. Il faudra donc tenir compte de ces zones à plus hauts risques sismiques quand on voudra construire un ouvrage d'art.

Caractéristiques morphologiques dues à l'argile d'Ypres

Un autre aspect typique de la morphologie de la région sont les cuestas et les vallées asymétriques. Une cuesta est une colline caractérisée par des versants avec des pentes différentes. La figure 9 montre un exemple d'une vallée asymétrique. Il s'agit d'un profil à travers la vallée de l'Escaut. Remarquez que la hauteur a été fortement exagérée afin de mieux démontrer l'asymétrie du relief.

Dans la vallée, une couche épaisse d'alluvion a été déposée. Sur le plateau et sous une mince couche de limon se trouvent les sables de Vlierzele et les argiles de Pittem et Merelbeke. Ces sables et argiles font partie de l'étage panisielien de l'ancienne carte géologique belge. Sur la nouvelle carte géologique ils font partie de la formation de Gent qui, comme les sables d'Egem et l'argile d'Ypres, sont d'âge yprésien.

Dans les régions qui ont subi une forte érosion fluviale, les couches monoclinales d'argile et de grès vont résister plus fortement à cette érosion que les sables. Dans ce cas précis l'incision de l'Escaut s'est produite de gauche à droite. C'est pour cette raison que le versant droit de la vallée est beaucoup plus raide que l'autre. Ce sont donc les couches d'argiles et plus précisément l'argile des Flandres – c'est la couche d'argile la plus épaisse de la région –, qui sont responsables de cette asymétrie des vallées et des collines.

Conditions de dépôt pendant l'yprésien

Comme le montre la carte géologique (Fig. 3), c'est principalement l'argile d'Ypres (Eocène inférieur) qui affleure dans le Bas-Pays et dans la plaine flamande en Belgique. Les propriétés typiques de l'argile d'un point de vue physique et géotechnique vont influencer fortement le placement et le type de fondations d'ouvrage d'art. La connaissance géologique de l'argile des Flandres n'est donc pas seulement importante pour l'industrie de briquetteries et tuileries mais également pour la construction. Sans entrer dans le détail, le texte suivant donne un aperçu des conditions de dépôts de l'argile et de ces encaissements.

Le Thanétien – le Landenien en Belgique – est l'étage qui précède l'Yprésien. La mer Thanétienne s'étendait jusque dans le Bassin de Paris. A cette époque il n'était qu'un golf largement ouvert au nord (Fig. 10). La mer thanétienne, en transgressant vers le sud, absorbe les produits d'érosion de la période continentale qui précède cette transgression. Il en résulte des tuffeux gréseux et phosphatés comme le tuffeau de La Fère en France et le tuffeau de Lincen en Belgique. La mer continue son invasion vers le sud et atteindra un maximum vers 55 millions d'années. Au milieu du bassin, on trouve des dépôts argileux et, plus près de la côte, des sables appelés les sables de Bracheux. Vers l'est, en Champagne, ces sables marins font place à des dépôts lagunaires, estuariens et fluviaux. Après la transgression, le mer se retire, et les dépôts marins font place à des faciès continentaux. Il s'agit de dépôts fluviaux composés d'argile à lignite ou de calcaires et de dépôts lacustres constitués de calcaires et de marnes à faune d'eau douce. Le cycle thanétien est donc composé d'un épisode marin à la base et d'un épisode continental au sommet. A la fin du Thanétien, le Bassin du Nord (région du Nord de la France et la Belgique) et le Bassin de Paris sont séparés pour la première fois par l'anticlinal de l'Artois qui a été soulevé par un des pulses de l'orogénèse alpine.

A l'Yprésien inférieur (aussi dénommé comme « Sparnacien » en France) tout le bassin est envahi par une nouvelle transgression de la mer du Nord. Cette transgression est plus importante que celle du Thanétien, puisque on retrouve les dépôts de la mer yprésienne jusqu'au sud de Paris. Une liaison s'établit – sous la forme d'un bras au sud de l'Angleterre – entre l'océan Atlantique qui est en train de s'ouvrir et la partie sud du bassin (le Bassin de Paris). Alors que l'Yprésien est déjà franchement marin dans le Bassin du Nord, un système de lagunes s'établit dans le Bassin de Paris. Dans le Bassin du Nord des argiles ont été déposées. Il s'agit de l'argile d'Orchies, de l'argile de Roubaix, de l'argile de Aalbeke et de l'argile de Ronq.

Le Bassin de Paris est caractérisé par un apport de sédiments par des rivières situées au sud et à l'est. Des argiles plastiques riches en kaolinite ont été déposées au bord sud du Bassin de Paris. Ces argiles, largement exploitées, ont comme origine le Massif central. Plus au nord, on trouve les argiles à lignite du Soissonois.

Dans la nouvelle échelle stratigraphique, l'étage cuisien en France et panisielien en Belgique ont été incorporés à l'étage yprésien. Ils correspondent à ce qu'on



FIG. 9 Coupe à travers la vallée asymétrique de l'Escaut.
Profile through the asymmetrical Scheld valley.

0 200 Km

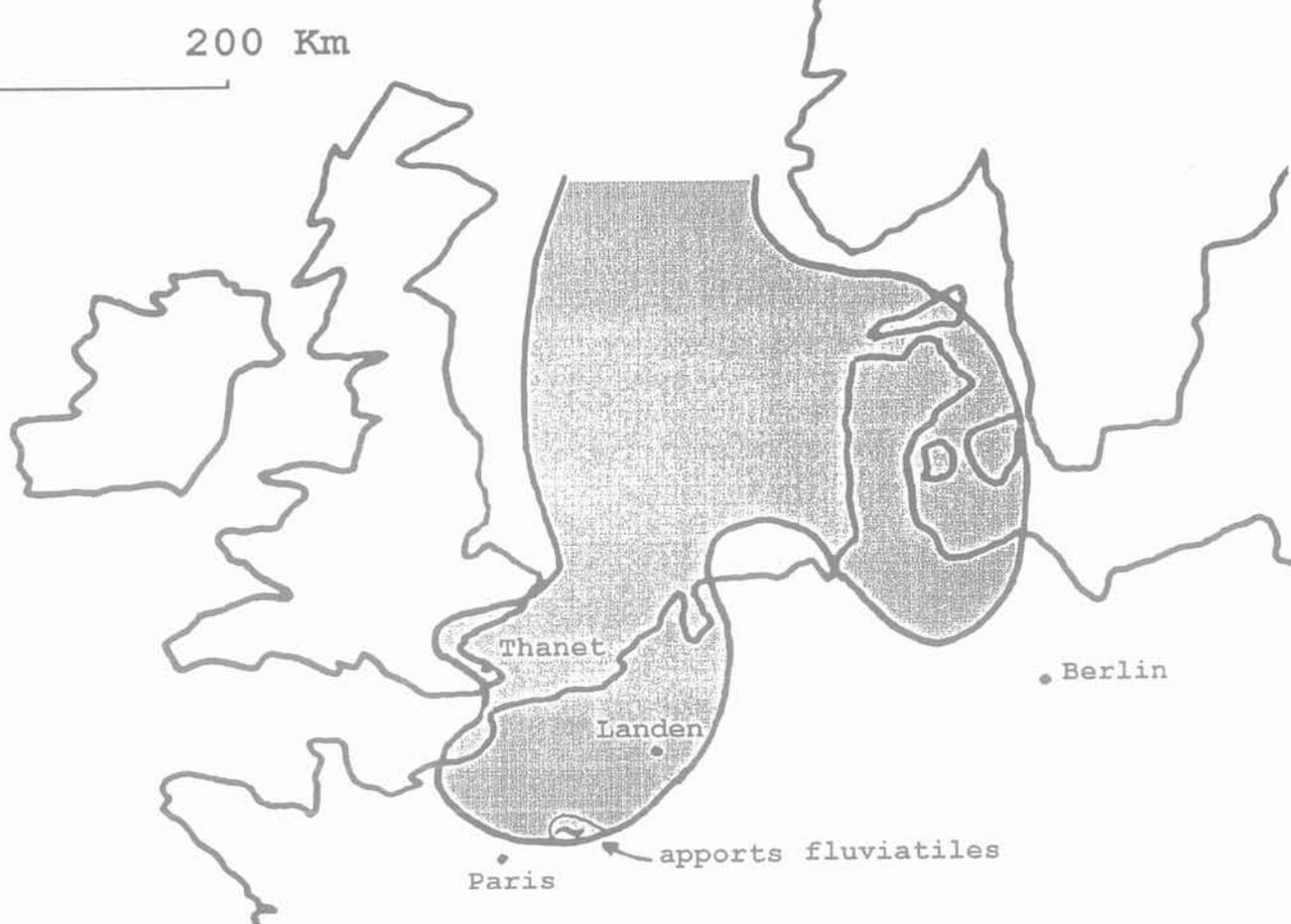


FIG. 10 Extension du Thanétien marin en Europe septentrionale.
The extension of the marine Thanetian in Northern Europe.

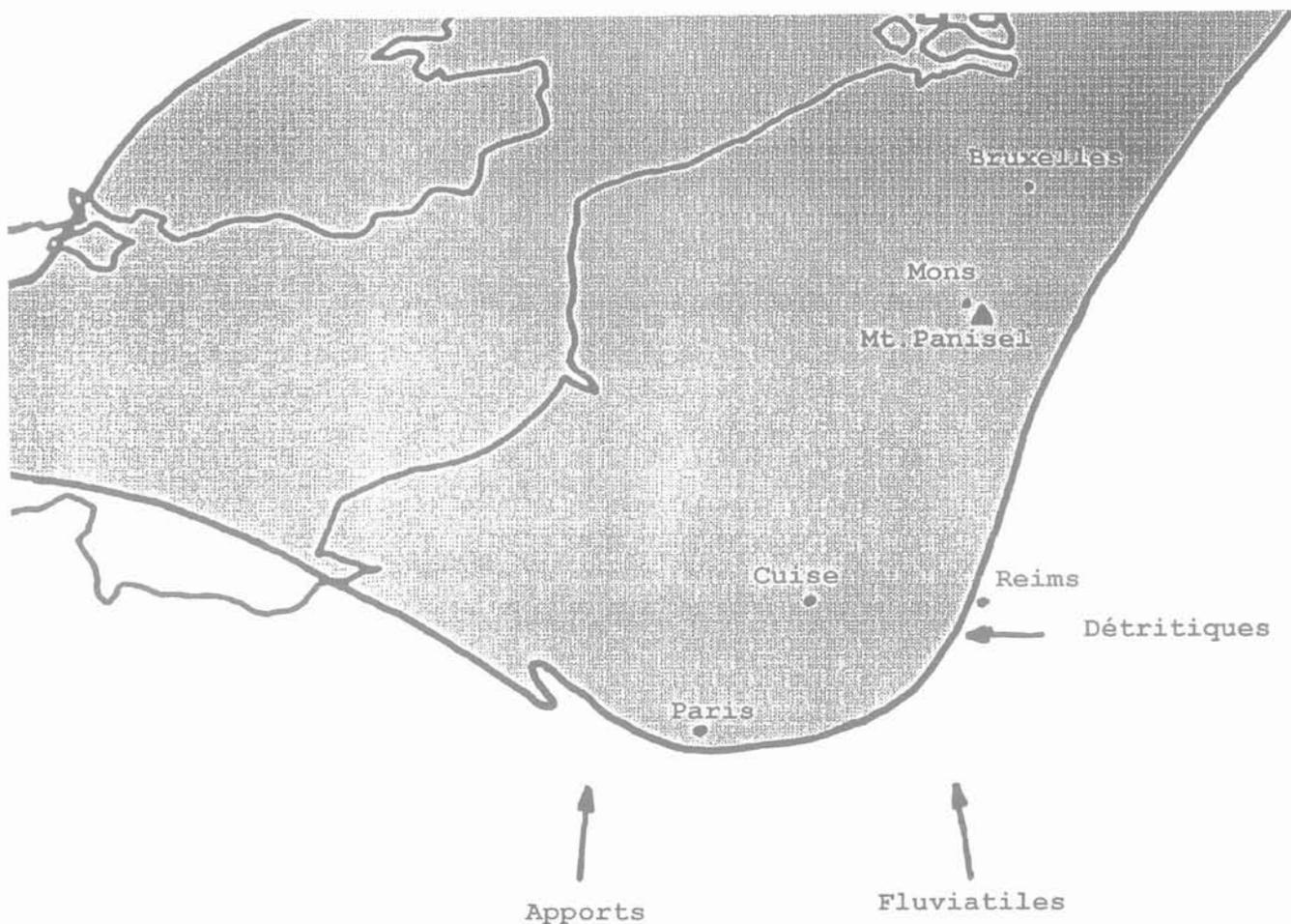


FIG. 11 Extension de l'Yprésien supérieur dans le Bassin de Paris.
The extension of the Upper Ypresian in the Paris Basin.

appelle maintenant l'Yprésien supérieur (Fig. 11). Durant cette période les sables de Cuise et l'argile de Laon sont déposés dans le Bassin de Paris. A l'est, près de Reims, l'Yprésien inférieur est recouvert par des sables fluviatiles. Au cours de l'épisode continental qui a suivi, la partie supérieure de ces sables s'est grésifiée. Ces sables indurés sont appelés les grès de Belleu.

Dans le Bassin du Nord, les faciès deviennent de plus en plus sableux : sables d'Egem, de Panisel et de Vlierzele en Belgique par exemple.

En résumé, on peut dire que la transgression qui commença au cours du Thanétien supérieur, se poursuivit pendant l'Yprésien. Dès le début de l'Yprésien, la

mer d'Ypres atteint son extension maximale et dans le Bassin de Nord des sédiments principalement argileux, jusqu'à 200 m d'épaisseur, y sont déposés. Le soulèvement de l'Ardenne et du Brabant a provoqué un basculement du bassin de sédimentation, de sorte que la plus forte subsidence apparaît à présent au nord et au nord-ouest. Les faciès argileux profonds de l'Yprésien disparaissent progressivement et sont remplacés par une sédimentation plus sableuse. Vers la fin de l'Yprésien survient une régression importante.

A partir du Lutétien, la période qui suit l'Yprésien, l'anticlinal de l'Artois sépare définitivement le Bassin de Paris du Bassin du Nord. Le Bassin de Paris est

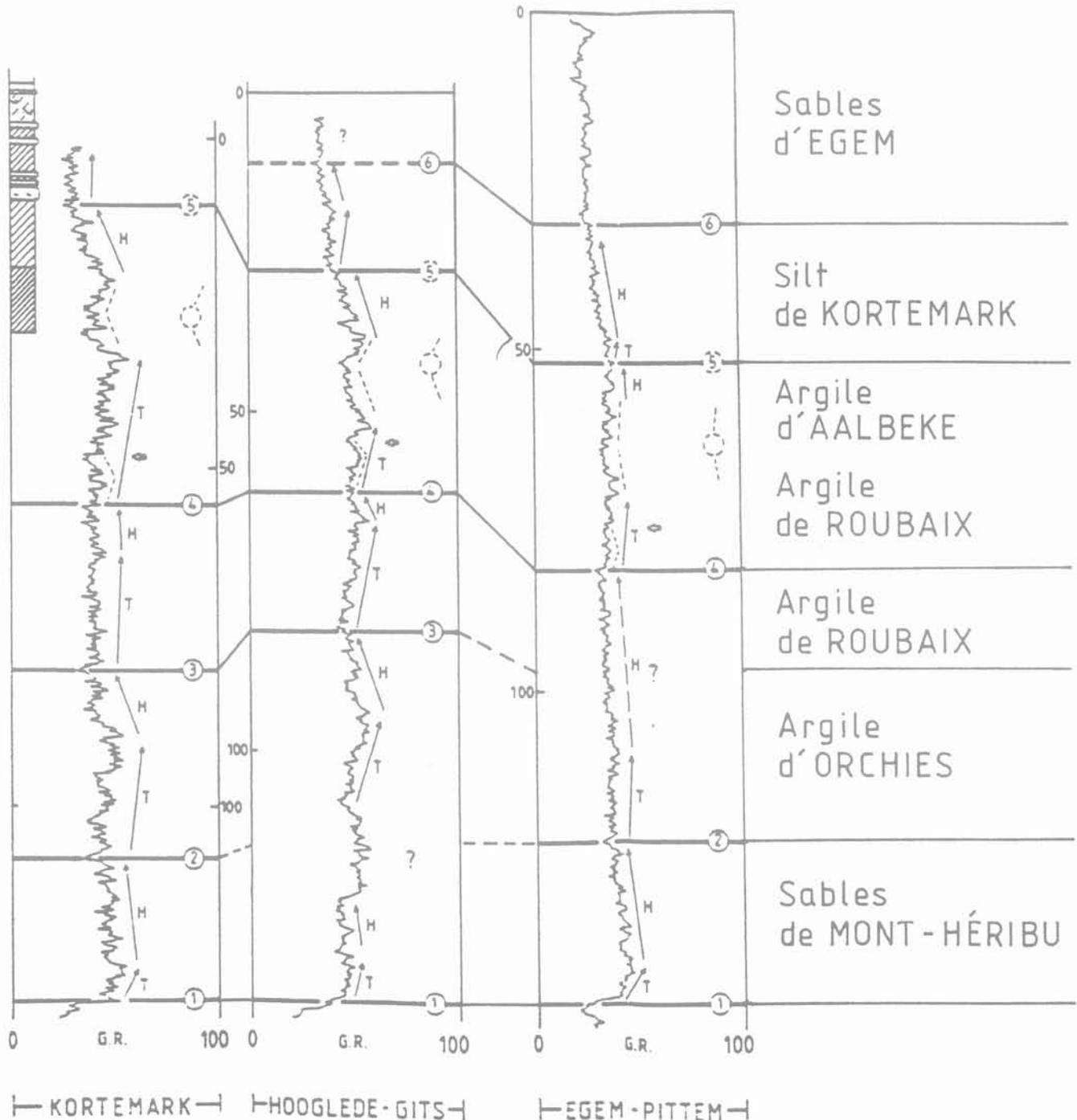


FIG. 12 Corrélation de l'Yprésien sur base de données géophysiques en Flandres.
Geophysical correlation of the Ypresian in Flanders.

désormais lié à l'Océan atlantique, le Bassin du Nord fait partie du grand Bassin de la mer du Nord. Il n'y aura donc plus de concordance entre les sédiments des deux bassins à partir du Lutétien moyen.

7

Quelques caractéristiques de l'argile d'Ypres

La figure 12 montre l'empreinte géophysique de l'argile d'Ypres et plus précisément celle de la radioactivité naturelle (gamma ray, notée GR). L'émission gamma est mesurée par une sonde dans les différents forages. C'est la présence d'uranium, de thorium et du potassium 40 qui cause la radioactivité naturelle des sédiments. Puisque les argiles contiennent du potassium, leur radioactivité naturelle sera plus élevée que celle des sables.

Le log gamma des couches yprésiennes révèle des cycles avec des parties où la radioactivité naturelle augmente légèrement (T) et puis diminue de nouveau (H). Ces cycles qui sont lithologiques – évolution plus argileuse ou évolution plus sableuse – correspondent aux oscillations du niveau de la mer. Ce jeu de transgression et régression a pu être causé par des variations climatiques qui se traduisent par l'accroissement ou la fonte des calottes glaciaires. Une autre cause peut être d'origine tectonique. La formation des Alpes a eu lieu durant plusieurs périodes du Tertiaire. Les sables d'Egem au sommet sont caractérisés par un GR moins élevé que les argiles sous-jacentes.

Sur base de ces cycles, il est possible de faire des corrélations entre les forages de différentes régions. Ceci ne se fait pas sans peine, les dépôts yprésiens sont très hétérogènes et complexe. Ce n'est qu'en 1986, par exemple, qu'on a remarqué qu'on s'était trompé dans la corrélation des formations sableuses qui coiffent l'argile d'Ypres en Belgique. On avait fautivement corrélié les sables de Mons-en-Pévèle aux sables d'Egem, et les sables de Panisel aux sables de Vlierzele.

Le long du tracé du TGV en Belgique, de nombreux forages et essais de pénétrations ont été effectués (Fig. 13).

L'essai de pénétration est une méthode rapide et peu coûteuse pour caractériser les sédiments superficiels. Pour ce faire, on mesure la résistance à la pénétration d'un cône standardisé que l'on enfonce dans le sol à vitesse constante. Un nouveau type de tests pénétrométriques, utilisant un dispositif électrique, mesure en continu la résistance au cône.

Les quelques premiers mètres de l'argile sont légèrement altérés : la résistance à la pointe est moins élevée que celle des argiles nonaltérées qui atteint une valeur d'environ 4 N/mm². On note également la présence de passes calcareuses qui sont plus résistantes. Le frottement latéral total augmente rapidement. Grâce à celui-ci, il est donc parfaitement possible de placer des pieux, bien que la résistance à la pointe soit faible.

Un ensemble assez remarquable de déformations intimement liées à l'argile d'Ypres peut être observé dans des argilières et a été également mis en évidence par des profils sismiques haute résolution. Il s'agit d'ondulations, d'un réseau intense de failles et de cheminées diapiriques. Ces déformations ont pu être causées par une inversion de densité en relation avec un phénomène de sous-compaction.

ESSAIS DE PENETRATION

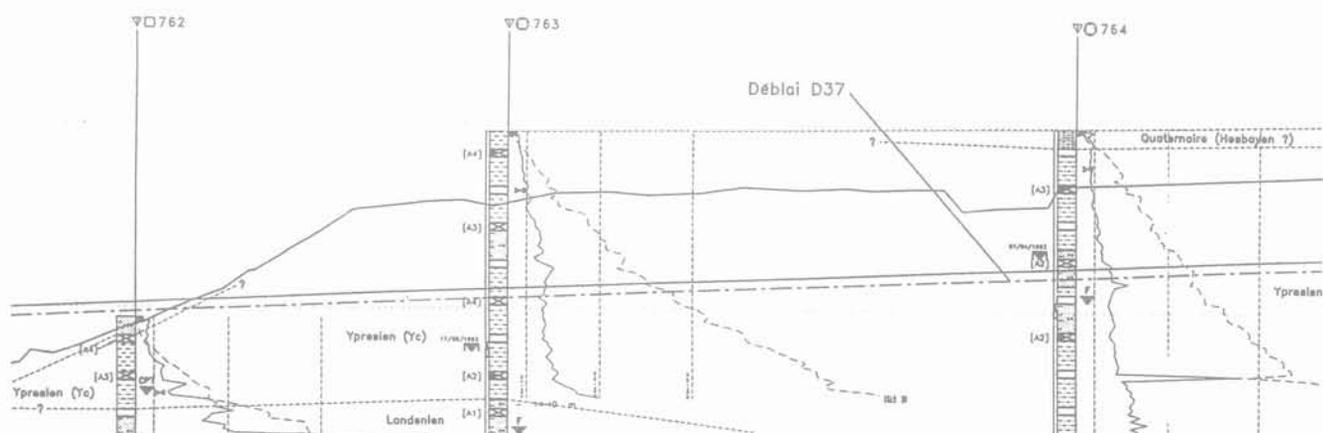


FIG. 13 Essais de pénétrations le long du tracé TGV au Hainaut (Belgique).
 Trait plein : résistance à la pointe ; ligne tiretée : frottement latéral.
 C.P.T.'s along the HVT tranck in Hainaut (Belgium).
 Full line : cone resistance ; dotted line : lateral friction.

- Battiau-Queney Y. – Le relief de la France : coupes et croquis. Paris, Masson géographie, 1993.
- Carte géologique de France au 1/1 000 000 (feuille Nord), Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Henriet J.-P., de Batist M., Van Vaerenbergh W., Verschuren M. – Seismic facies and clay tectonic features of the Ypresian clay in the Southern North Sea. *Bull. Société belge de Géol.*, 1988, V. 97/3-4.
- King C. – Stratigraphy of the Ieper Formation and Argile de Flandres (Early Eocene) in Western Belgium and Northern France. *Bull. Société belge de Géol.*, 1988, V. 97/3-4.
- Mercier-Castiaux M., Chamley H., Dupuis C. – La sédimentation argileuse tertiaire dans le Bassin belge et ses approches occidentales. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 1988, T. CVII.
- Pomerol Ch. – Stratigraphie et Paléogéographie : ère cénozoïque. Paris, Doin, 1973.
- Robaszynski F. – Paleocène et Eocène inférieur de la région de Mons et du Nord de la France : arguments actuels de corrélation. *Bull. Société belge de Géol.*, 1978, V. 87/4.
- Steurbaut E., Nolf D. – Ypresian teleost otoliths from Belgium and Northwestern France. *Bull. Société belge de Géol.*, 1988, V. 97/3-4.
- Steurbaut E., Jacobs P. – Het Paleogeen in Vlaanderen. Geologische excursie georganiseerd door het G.G.G., 1993.
- Tuc-Rail. – Documents internes.
- Vandenberghe N., Laga P., Steurbaut E., Hardenbol J., Vail P. – Sequence Stratigraphy of the Tertiary at the southern border of the North Sea Basin in Belgium. *Soc. Economic Paleontologist and Mineralogist* (in press).
- Ziegler P.A. – Geological atlas of Western and Central Europe. England, Geological Society Publishing House, 1990.