33/5
41/1- 2

SPW | Editions

LANDEN
HANNUT
MONTENAKEN

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA WALLONIE

ÉCHELLE : 1/25 000

NOTICE EXPLICATIVE

Wallonie

Plus d'infos concernant la carte géologique de Wallonie :

- http://geologie.wallonie.be
- cartegeologique@spw.wallonie.be

Un document édité par le Service public de **Wallonie,**
Direction générale de l'Agriculture,
des Ressources naturelles et de l'Environnement.

Dépôt légal : D/2015/11802/88

Éditeur responsable : Brieuc Quévy, Directeur général,
DGARNE - Avenue Prince de Liège, 15 - B-5100 Namur.

Reproduction interdite.

SPW | *Éditions,* CARTES
▶ *N° vert : 1718 (informations générales) - 1719 (germanophones)*
▶ *Site : www.wallonie.be*

LANDEN HANNUT MONTENAKEN

Jean-Louis PINGOT

Earth and Life Institute Université catholique de Louvain Place Louis Pasteur, bte L4.03.06 – 1348 Louvain-la-Neuve

Photographie de couverture :
Eglise St-Pierre à Lincent Nef et abside en tuffeau de Lincent Base de la tour en silex de Grand-Hallet

NOTICE EXPLICATIVE 2015

Dossier complet déposé : 2010
Accepté pour publication : décembre 2012

CARTE LANDEN N°33/5 ET HANNUT-MONTENAKEN N°41/1-2

▪ RÉSUMÉ

La carte Landen – Hannut – Montenaken s'étend sur quatre provinces : Liège, le Limbourg, le Brabant wallon et le Brabant flamand, toutes les quatre étant réunies dans une région commune : la Hesbaye.

D'un point de vue géologique, le Massif du Brabant constitue le bâti ancien d'âge paléozoïque inférieur, déformé lors de l'orogenèse calédonienne, sur lequel repose en discordance une série de formations mésozoïques et cénozoïques.

Après un hiatus de plus de 200 millions d'années, au Crétacé, ce massif plus ou moins aplani se situe à la congruence de deux mondes : le monde marin et le monde continental. À certaines périodes, il constitue un domaine envahi par des transgressions marines qui viennent y mourir en y déposant des sédiments souvent à caractère littoral. À d'autres périodes, suite au retrait de la mer ou à des soulèvements épeirogéniques du Massif du Brabant, ces sédiments sont en proie à l'érosion.

Un fait singulier mérite d'être souligné. À la base de l'Yprésien, un réseau hydrographique s'installe sur une terre exondée couverte de forêts. Son empreinte géologique est patente, c'est le Membre de Dormaal de la Formation de Tienen. La transgression rupélienne est la dernière qui y ait laissé des vestiges tangibles dans le sous-sol de ce terroir.

Cette région est également le lieu d'origine d'une pierre qui autrefois jouissait d'une grande renommée : le Tuffeau de Lincent. Bien que la Hesbaye soit souvent considérée comme une région sans intérêt géologique majeur, André-Hubert Dumont (1809 - 1857), le pionnier des levés géologiques en Belgique, avait amené dès 1851 le géologue écossais Charles Lyell (1797 - 1875), le père de la géologie moderne, à la découverte de ce tuffeau. Lyell a laissé quelques notes sur plusieurs carrières où il était exploité, à Lincent même et Pellaines. L'extraction de ce tuffeau, qui a perduré depuis l'époque romaine jusqu'aux

années 1950, est à ce point ancrée dans la mémoire collective des habitants qu'elle a suscité la création en 1989 d'une confrérie « 'Li Pîr' rêye di Lîcint » qui produit des bières et un fromage « Li blanke pir' di Lîcint ». Une fois l'an, cette société promène dans les rues de la localité un géant nommé « Djôzef », qui n'est autre qu'un « messe pîr heû », un maître-carrier.

L'épais manteau limoneux quaternaire, qui procure aux sols une fertilité exceptionnelle pour l'agriculture, masque pratiquement toutes les formations sous-jacentes. C'est pourquoi cette carte a été dressée essentiellement sur base des sondages disponibles.

Autre point remarquable du sous-sol de la Hesbaye est l'abondance d'eau contenue dans la craie de la Formation de Gulpen, qui est intensément exploitée aujourd'hui.

Signalons pour terminer que les anciens étages Heersien, Landénien et Tongrien aujourd'hui tombés en désuétude avaient été définis au XIX^{e} siècle par A.H. Dumont dans cette région ou dans sa périphérie immédiate.

■ NOTE DE L'ÉDITEUR

+ *ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

Le levé de la carte Landen – Hannut - Montenaken (feuilles n°33/5 et 41/1-2) a été réalisé par un membre de l'équipe de l'Université catholique de Louvain, dans le cadre du Programme de Révision de la Carte géologique de Wallonie.

Ce programme a été commandité et financé par le Service public de Wallonie (Direction générale opérationnelle de l'Agriculture, des Ressources naturelles et de l'Environnement), en application d'une décision du Gouvernement wallon du 9 avril 1992, faisant suite à un programme pilote, qui avait débuté en 1990.

Collaborent, ou ont collaboré, à ce programme l'Université de Liège, l'Université catholique de Louvain, l'Université Libre de Bruxelles, l'Université de Namur, l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique) et l'Université de Mons.

La Carte géologique de Wallonie comprend 142 feuilles à 1/25 000, le découpage étant celui des anciennes éditions des cartes topographiques de l'Institut géographique national (IGN). Chaque carte publiée couvre normalement une feuille; toutefois, pour des raisons de cohérence, il arrive qu'une ou deux feuilles partielles contiguës soient publiées avec la feuille principale. C'est le cas de cette carte.

La présente carte Landen – Hannut - Montenaken à l'échelle du 1/25 000, succède à la Carte géologique à 1/40 000 due à A. Rutot et E. Van den Broek (1893 a et b). Plus d'un siècle sépare donc les deux parutions.

La première édition de la carte géologique publiée à l'échelle du 1/40 000 par la Commission géologique de Belgique est due à Rutot et Van den Broek (1893 a et b). Ces mêmes géologues avaient déjà levé la feuille de Landen à l'échelle du 1/20 000 en 1884 dans le premier programme de cartographie géologique placé sous l'égide du Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique et de son directeur Edouard Dupont (Boulvain, 1993). Le Vlaams Gewest a publié à 1/50 000 la Kaartblad 33 St-Truiden (Claes, Gullentops, 2001) qui comprend l'entièreté de l'ancienne feuille de Landen et les villages rattachés à la Flandre situés au nord de la carte 41/1-2. Les tracés peuvent différer dans la partie commune à la Carte géologique de Wallonie et à la carte publiée par le Vlaams Gewest suite à de nouvelles acquisitions provenant de sondages postérieurs à l'édition de la carte flamande et à la cartographie à une échelle plus détaillée de la carte wallonne.

Le dossier relatif à cette nouvelle carte comprend notamment, les documents suivants :

- trois cartes géologiques détaillées à l'échelle du 1/10 000 ;
- trois cartes à l'échelle du 1/10 000 localisant plus de 1 250 points affleurements et sondages;
- les fiches descriptives des affleurements et sondages décrits, réactualisant et complétant les données figurant dans le dossier "Minutes de la Carte géologique de Belgique", archivées au Service géologique de Belgique.

La totalité de ces documents peut être consulté sur rendez-vous à la Direction générale opérationnelle de l'Agriculture, des Ressources naturelles et de l'Environnement, avenue Prince de Liège 15, B-5100 Jambes (Cellule Sous-sol/Géologie).

Un accord de collaboration permet la consultation des fiches descriptives des points d'affleurements et sondages décrits à l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique), rue Jenner 13, B-1000 Bruxelles.

La Carte géologique de Wallonie, avec l'intégralité des notices, peut être consultée de manière interactive sur le site Internet du Service géologique de Wallonie :

- *http://geologie.wallonie.be*

ou via le Géoportail de la Wallonie :

- *http://geoportail.wallonie.be*

MÉTHODOLOGIES ET AVERTISSEMENTS

▸ Méthodologie de levé

La nouvelle Carte géologique de Wallonie a été levée et élaborée sur base lithostratigraphique, en suivant les règles du Code stratigraphique international (Hedberg, 1976). Priorité est donc donnée aux caractères lithologiques des ensembles cartographiés, afin de répondre aux besoins du plus grand nombre d'utilisateurs.

Le travail sur le terrain s'est déroulé entre septembre 2008 et mai 2009, soit sur une période de 9 mois. La carte a été dressée à l'échelle du 1/10 000. Le document accompagnant cette notice en est la réduction et la synthèse à 1/25 000.

Les tracés géologiques ont été établis à partir :

- des données conservées dans les archives du Service géologique de Belgique ;
- du tracé de 37 coupes passant par un maximum de sondages archivés dans les minutes de la carte géologique ;
- des observations éparses recueillies dans les universités et autres institutions de recherche ou publiées dans la littérature scientifique ;

- de quelques données communiquées par des sociétés de forage ;
- de la collecte d'observations ayant nécessité une vingtaine de journées de terrain.

▸ Méthodologie de tracé de la carte

Les limons

Cette carte est couverte par une épaisseur de limon, pouvant atteindre 20 mètres, dont les cartes pédologiques donnent les principales caractéristiques.

La carte géologique ne tient pas compte de cette couche superficielle. Elle représente un écorché des formations méso-cénozoïques sous la couverture limoneuse volontairement ignorée.

Les tracés géologiques sont donc corrects à une altitude qui correspond à celles des courbes de niveau à laquelle il faut soustraire l'épaisseur des limons en ce lieu estimée par interpolation à partir de points où celle-ci est connue (sondages, puits).

Par contre, les limites des alluvions encadrant les rivières figurent à leur altitude réelle telle que représentée sur la carte.

Les limites

La limite entre les Formations de Gulpen et de Hannut au sud de la carte de Hannut entre Merdorp et Villers-le-Peuplier repose sur les descriptions de quelques sondages très anciens tirés des minutes et 6 essais de pénétration effectués spécialement par le MET. Il faut donc garder à l'esprit que ces tracés reposent sur une information très fragmentaire.

Les coupes

Sur les coupes géologiques, les hauteurs ont été exagérées 10 fois pour en accroître la lisibilité.

▸ Avertissements

Certaines données reportées sur la carte ne le sont qu'à titre indicatif, et pas exhaustif. C'est en particulier le cas pour les captages, les carrières, les puits de mine, les phénomènes karstiques, etc. Il s'agit en général d'ouvrages ou de phénomènes remarquables ou utiles à connaître. Des renseignements plus complets sur ces différentes couches d'informations peuvent être obtenu auprès de l'Administration régionale ainsi que sur son site Internet.

La Carte géologique de Wallonie est un document scientifique sans valeur légale. C'est une interprétation à un moment donné susceptible d'évoluer en fonction de nouvelles données.

1 INTRODUCTION

▪ 1.1. CADRE GÉOGRAPHIQUE

Cette carte couvre la partie centrale de la Hesbaye, région naturelle de la Moyenne Belgique (fig. 1). Ses limites sont purement conventionnelles. Au nord, elle est constituée par le Démer, puis par la ligne Hasselt – Lanaeken, à l'est et au sud, par la Meuse (en faisant abstraction du sillon industriel mosan), et à l'ouest par la Grande Gette, puis par un trait partant de la source de cette rivière en direction de Namur via Gembloux. Ainsi définie, la Hesbaye possède une superficie d'environ 2400 km², ce qui représente le 1/12 de la surface du pays. Classiquement, on distingue à l'ouest la Hesbaye humide à laquelle se rattache la région cartographiée et, à l'est, la Hesbaye sèche. Cette dernière doit son qualificatif à la rareté de ses cours d'eau, due à son sous-sol crayeux très perméable. Elle est cependant drainée par le Geer qui prend sa source dans la localité éponyme.

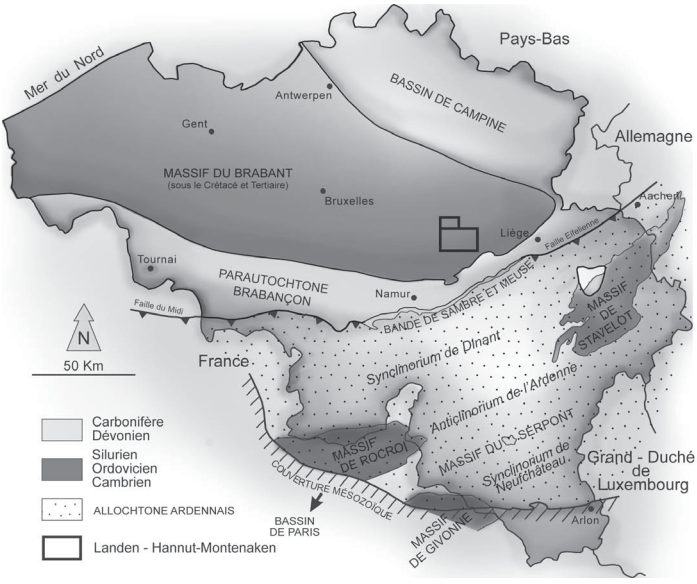


Fig. 1. La carte Landen-Hannut-Montenaken dans le contexte géologique belge.

La région hesbignonne se présente comme une surface mollement ondulée, à peine disséquée par l'érosion de quelques cours d'eau et par l'entaille des chemins creux, les « xhavées », qui balafrent ce plateau.

En outre, ce terroir est caractérisé par l'importance des horizons découverts où de rares lignes d'arbres ondoient en bordure d'une dépression. Parfois, un chapelet de tumuli met un frein à une perspective sans fin. Les cultures couvrent plus de 70 % de l'espace agricole disponible, pour moins de 10 % aux forêts ; le solde étant dévolu aux prairies. L'importante couverture limoneuse favorise l'agriculture, d'où l'étiquette de « grenier à blé de la Belgique » apposée à cette région. Pour une valorisation des cultures vivrières, la plus grosse unité de production de produits surgelés du pays a été implantée à Geer.

La plupart des villages ont conservé leur habitat groupé autour d'un clocher. Les prairies se rencontrent essentiellement autour des zones construites et dans le creux de quelques vallons où stagne un peu d'humidité. Quant aux vergers qui faisaient jadis la renommée de la région, leur surface régresse face à la concurrence des fruits importés.

Quelques grosses « censes » en carré, dont la construction des bâtiments remonte souvent au XVIII^{e} siècle, figurent parmi les plus grandes exploitations de Wallonie. Cette région compte aussi quelques petites villes dont Waremme, sa « capitale », Hannut, sur cette carte, Perwez, Jodoigne et Gembloux dans sa partie wallonne.

Enfin pour revenir au brassage par différentes cultures qui se sont opérés sur ces terres, rappelons l'origine germanique du mot « Hesbaye ». L' « Haspengau » désignait une circonscription administrative du royaume des Francs signifiant «gau de la Hespe ». Le terme « gau » est un équivalent du latin « pagus », correspondant à une division administrative et « Hespe » est l'ancien nom de la Petite Gette qui baigne l'angle nord-ouest de cette carte. Cette désinence « Hespe » se retrouve dans les noms des villages de Neerhespen et Overhespen bâtis au bord de cette rivière entre Tienen et Landen.

▪ 1.2. CADRE GÉOLOGIQUE

Le sous-sol de cette carte est constitué de deux grandes unités géologiques séparées par une surface de discordance qui sont : le Massif du Brabant et la couverture Méso-cénozoïque.

Le Massif du Brabant (fig. 1) est formé de terrains datés du Paléozoïque et déposés entre le Cambrien et le Silurien. Par après, ce socle a été déformé lors de l'orogenèse calédonienne active depuis la fin du Silurien jusqu'au Dévonien. Ensuite, ce massif a probablement été recouvert par les terrains houillers au Carbonifère ; puis, il a été très fortement érodé entre le Permien et le Crétacé inférieur (Vercoutere, Van den Haute, 1993). La nature exacte de ce massif

dans cette partie de la Hesbaye n'est pas bien connue, car peu de sondages ont atteint ces terrains.

Après un très long hiatus d'environ 220 Ma (millions d'années), une série de transgressions se sont avancées sur ce bâti ancien en y abandonnant des sédiments de la couverture Méso-Cénozoïque dans des mers peu profondes du Crétacé supérieur jusqu'au milieu du Cénozoïque.

Ce sont d'abord des sédiments terrigènes : sables et argiles d'âge Campanien inférieur (Formation de Vaals). Après une période d'érosion, ils ont été recouverts par des sédiments crayeux répartis entre les formations de Gulpen et de Jauche, déposés dans des mers peu profondes, qui ne font que de brèves incursions sur cette région.

Au cours du Paléocène (Sélandien), une nouvelle transgression marine provoque le dépôt de la Formation de Heers formée de deux lithologies bien différenciées : des sables à la base surmontés de marnes. Après une régression, les flots reprennent possession de la région à la fin du Paléocène (Thanétien). Cette pulsation transgressive est caractérisée par le dépôt du Tuffeau de Lincent, recouvert ultérieurement par une alternance de sables parfois consolidés en grès et d'argiles. Ces lithologies constituent la Formation de Hannut.

Par la suite, la mer est reléguée au nord suite à un soulèvement du Massif du Brabant. À ce moment, vers 55,5 Ma, notre région subit un réchauffement sensible du climat. Sur ces terres émergées, s'établit un réseau hydrographique constitué de quelques rivières dans un environnement qui devait s'apparenter aux Everglades (Steurbaut *et al*., 2003). Les sables continentaux du Membre de Dormaal de la Formation de Tienen (base de l'Yprésien, Eocène) remplissent ces chenaux qui incisent les terrains de la formation précédente et affouillent localement les terrains crétacés.

Un nouveau hiatus d'environ 21 Ma sépare ces couches continentales de la dernière transgression marine préservée dans cette région. Cette nouvelle incursion des flots provoque le dépôt des sables fins de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern (base du Rupélien, Oligocène), coiffés très localement par les dépôts continentaux lagunaires de la Formation de Borgloon (Membre de Oude Biezen).

Entre la formation crétacée la plus ancienne et la formation cénozoïque la plus récente, l'enregistrement sédimentaire représente moins de 17 % du temps écoulé (fig. 7). Cette constatation implique que les événements géologiques qui se sont déroulés pendant ce laps de temps échappent à nos investigations. Lors de ces périodes, la région hesbignonne émergée subissait l'action de l'érosion décapant les terrains qui s'y étaient préalablement déposés.

Finalement, il faut attendre le Quaternaire pour qu'un épais dépôt limoneux d'origine nivéo-éolienne se répande sur la contrée et masque en grande partie les terrains méso-cénozoïques.

2 LITHOLOGIES

■ 2.1. LES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES : LE MASSIF DU BRABANT

Malgré, un nombre de données très limité concernant la nature des terrains paléozoïques recoupés par forages, une esquisse de la carte du Massif du Brabant de la région concernée, est proposée sur base d'une interprétation originale du matériel disponible (fig. 2). Verniers *et al.* (2001) et Linnemann *et al.* (2012) donnent une description complète des différentes formations constituant le Massif du Brabant.

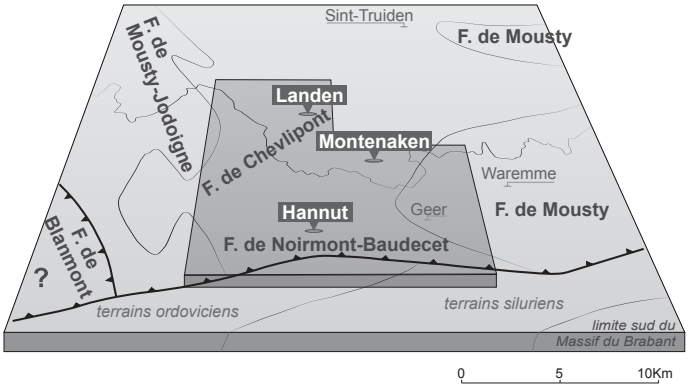


Fig. 2. Esquisse du socle paléozoïque sous la couverture méso-cénozoïque de la carte.

Cette compilation cartographique souligne l'opposition des directions des structures majeures entre le cœur du massif et sa périphérie. Les axes des principaux plis seraient orientés globalement N-S dans la partie centrale du Massif, tandis qu'ils seraient WSW – ENE dans les terrains ordoviciens. Cette disposition plaide en faveur d'une prolongation vers l'est de la faille de Noirmont - Baudecet traversée par forage à Chastre (Delcambre, Pingot, 2002) et prolongée sur la carte Perwez – Eghezée (Pingot, Delcambre, 2006).

Pour en savoir plus : De Vos *et al*. (1993)
Piessens *et al*. (2005)
Verniers *et al*. (2001, 2002)

■ 2.2. LES FORMATIONS MÉSO-CÉNOZOÏQUES

Comme les formations décrites ci-après se situent souvent à l'extrémité de biseau de transgression, leur contenu lithologique et leur épaisseur sont assez variables et il est parfois difficile d'en décrire une coupe-type. C'est pourquoi leur description s'articule fréquemment autour des principaux faciès rencontrés sur la carte.

2.2.1. LES FORMATIONS CRÉTACÉES

VAA

FORMATION DE VAALS

Origine du nom : affleurements aux alentours de la localité de Vaals au sud-est du Limbourg hollandais (Felder, 1975). Cette formation était anciennement connue en Belgique sous les noms de « Smectite de Herve » ou « Assise de Herve ».

Description :

Dans la région type, cette formation est constituée d'une alternance de sables décalcifiés, de silts, d'argiles et de concrétions ou de bancs gréseux ou siliceux souvent fossilifères (lamellibranches et bélemnites). Sauf exception, la glauconie y est abondante ce qui confère à ces différentes lithologies une teinte gris verdâtre. D'est en ouest, on passe des sables grossiers à stratifications entrecroisées renfermant de minces intercalations silteuses (région de Vaals, Laloux *et al*., 2000) à des faciès de plus en plus silteux et argileux contenant de moins en moins de niveaux sableux et indurés (région de Visé).

Dans cette partie de la Hesbaye, cette formation n'est connue que sous des faciès résiduaires. Les forages qui l'ont recoupée ont rencontré quelques décimètres d'argile verte onctueuse ou de sables fins un peu carbonatés.

Jagt (1999) considère que cette formation s'est déposée dans des eaux chaudes peu profondes.

Épaisseur : L'épaisseur connue de cette formation varie de 0,50 m à Zeven Bronnen au sud-ouest de Montenaken à plus de 2 m entre Lens-St-Remy et

Bléhen. Ailleurs, cette formation pourrait être un peu plus épaisse ou même absente.

Âge : Campanien inférieur

Pour en savoir plus : Herngreen, Wong (2007)
Laloux *et al.* (2000)
Robaszynski. *et al.* (2001)

GJ

REGROUPEMENT DES FORMATIONS DE GULPEN ET DE JAUCHE

À l'ouest de la carte, dans les vallées de la Petite Gette et de ses affluents, le regroupement des deux formations précitées a été opéré pour des motifs cartographiques. Surmontant régulièrement la Formation de Gulpen, la Formation de Jauche, dont l'épaisseur ne dépasse guère trois mètres, affleure sur les flancs redressés des vallées de ces cours d'eau. Etant donné la topographie des lieux, la représentation en plan de cette formation se serait limitée pratiquement à un mince trait ; c'est pourquoi elle a été regroupée avec la Formation de Gulpen.

GUL

FORMATION DE GULPEN

Origine du nom : affleurements et crayères des environs de Gulpen dans le Limbourg hollandais (Felder, 1975, Felder, Bosch, 2000).

Description :

Cette formation crayeuse surmonte les argiles de la Formation de Vaals ou directement le socle du Massif du Brabant. Elle est subdivisée en plusieurs membres dans le sud du Limbourg hollandais et dans l'est de la Belgique : Zeven Wegen, Beutenaken, Vijlen, Lixhe et Lanaye (Felder, 1975, Felder, Bosch, 2000, Laloux *et al*., 2000).

Ces craies sont formées d'une boue de coccolithes et de grainstones bioclastiques finement grenus déposés dans des conditions tempérées à subtropicales (Molenaar, Zijlstra, 1997). Les coccolithes sont des assemblages radiaux de cristaux complexes de calcite produits par une algue verte du phylum *Haptophyta* (ou *coccolithophoridaea*).

Deux sondages ont été bien étudiés et permettent une description lithostratigraphique détaillée, ce sont ceux de Zeven Bronen au sud-ouest de Montenaken (n° d'archives 119E268, fig. 3) et de Klein-Vorsen (n° d'archives 119E272, fig. 4). Ailleurs, les sondages ont été sommairement décrits et le peu d'affleurements encore présents sur la carte n'est guère diagnostique.

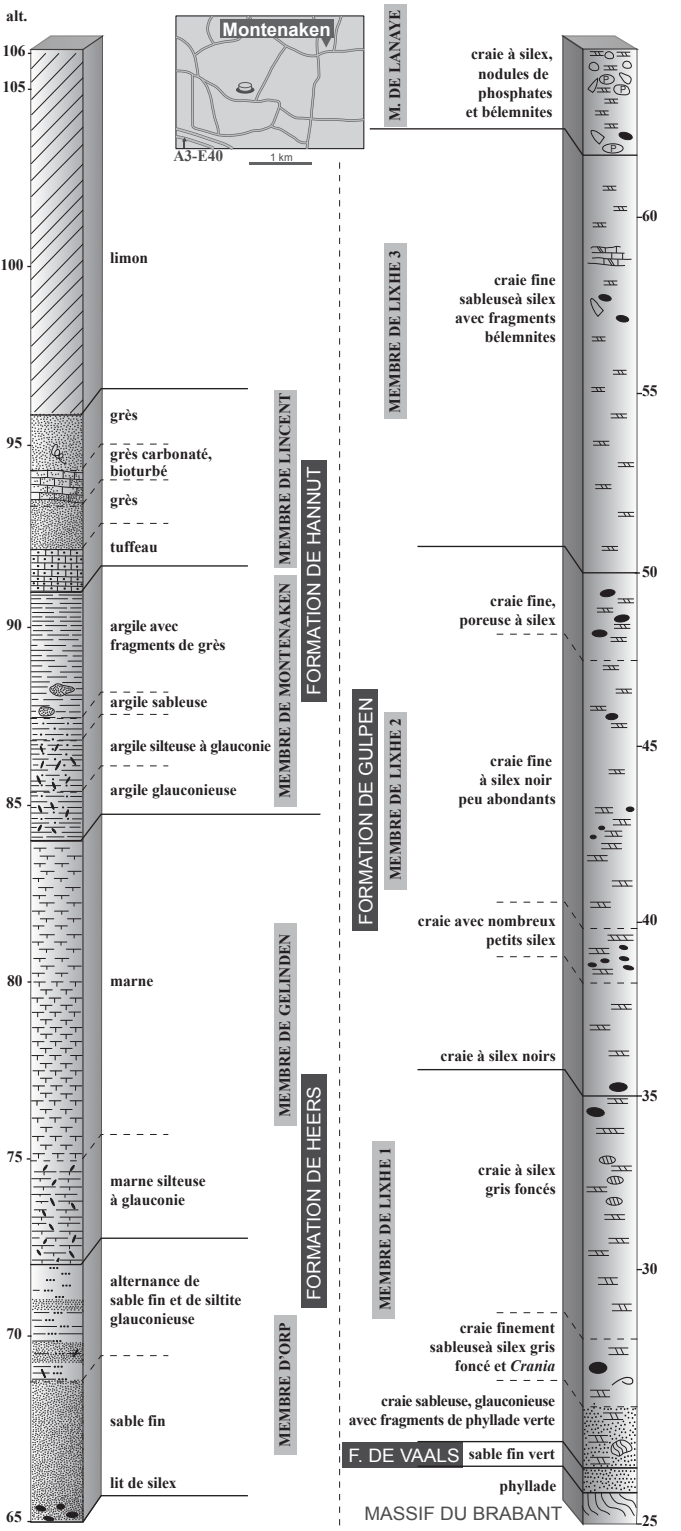


Fig. 3. Log du sondage de Zeven Bronnen à Montenaken (n° d'archives 119E268, description : A. Smolderen et M. Dusar).

Dans sa partie inférieure, la Formation de Gulpen est constituée de craie fine souvent sableuse, parfois plus silteuse ou plus marneuse renfermant des silex noirs ou gris foncés. Elle est attribuée au Membre de Lixhe.

Dans la partie supérieure de la formation, la craie devient plus grossière (calcarénite). Elle renferme des silex, des nodules de phosphate et fréquemment des rostres de bélemnite. Ce serait un équivalent du Membre de Lanaye.

Au sondage de Klein-Vorsen, ces deux membres sont séparés par un hardground.

Vers le sud, notamment à Crehen, cette craie est remplacée par des sables jaunâtres littoraux (non datés).

Il n'est pas certain que ces craies couvrent de façon continue la partie septentrionale de cette carte, car elles n'ont pas été observées lors du creusement du puits de la sucrerie de Waasmont (Wamont) à l'ouest des sondages précités (Raeymakers, Piéret, 1889). Deux cas de figure sont possibles : cet endroit constituait un haut fond où ces couches ne se sont pas déposées ou l'érosion pré-sélandienne les a emportées. Il est possible que cette situation ne soit pas unique, mais vu le nombre restreint de sondages disponibles recoupant les craies, il est difficile de se prononcer.

Les études micropaléontologiques de Bless *et al.* (1990) ont montré deux influences thétysiennes nettes d'abord au Campanien inférieur et moyen, puis au Maastrichtien supérieur. Il est donc probable que certaines transgressions se soient faites depuis le sud, *via* le Bassin de Mons. Pendant ces deux périodes, le Massif du Brabant ne constituait donc plus un isthme infranchissable aux incursions marines venant du sud.

Par contre, au Campanien supérieur et au Maastrichtien inférieur, la faune présente des affinités boréales ; les transgressions étant issues du Bassin de Westphalie.

Signalons enfin que cette formation est sujette aux effondrements karstiques notamment à Grand-Hallet au sud-est de l'ancien château-ferme et à Villers-le-Peuplier au voisinage du cimetière (Rue d'Avennes) et d'autres effondrements sont à craindre à l'avenir.

- **Épaisseur :** de 0 jusqu'à 49,5 m au sondage de la gare de Landen (n° d'archives 105W005), s'épaissit encore davantage en direction du NE.

- **Âge :** Campanien supérieur à Maastrichtien supérieur

- **Utilisation :** La craie a servi à alimenter l'industrie chaufournière dont les vestiges sont encore visibles à Orp-le-Petit à l'est de la vallée de la Petite Gette.

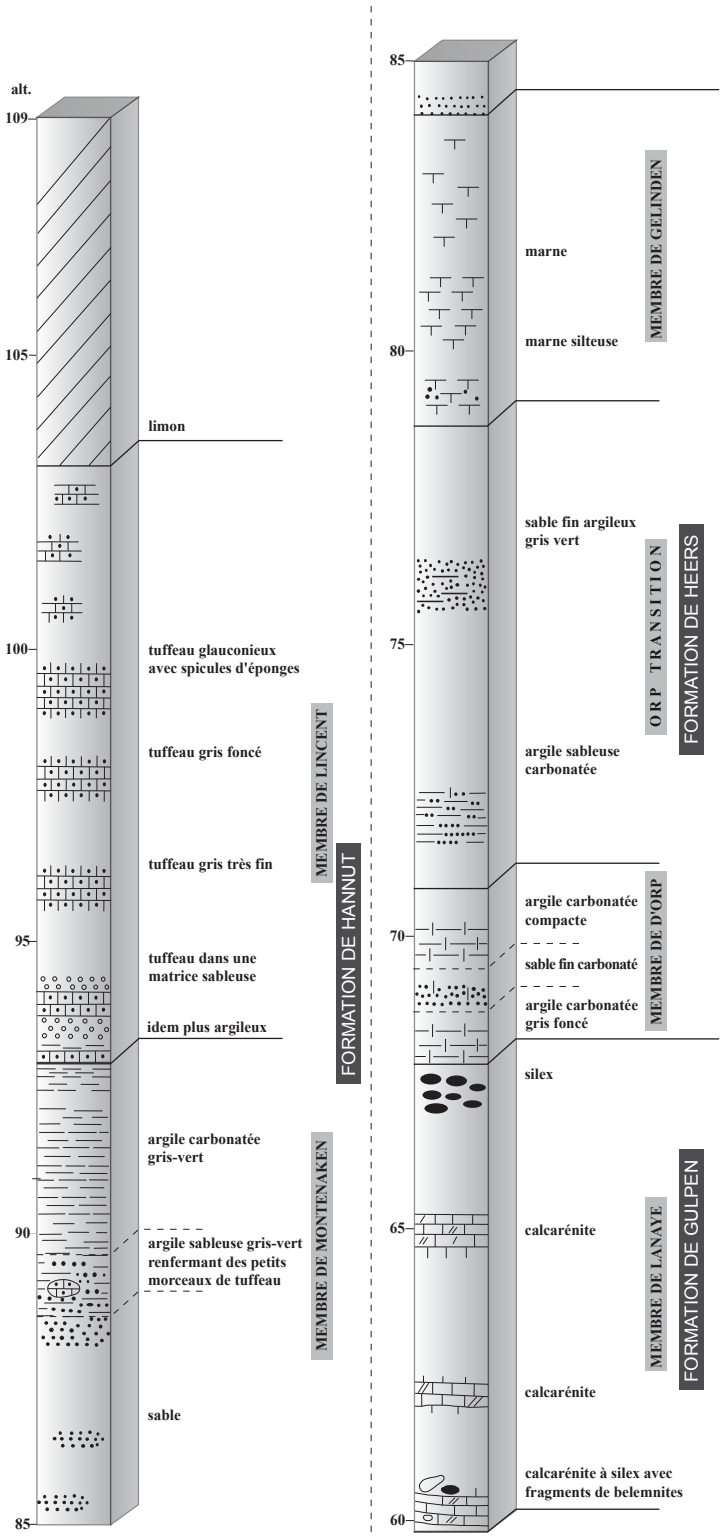


Fig. 4. Log du sondage de Klein-Vorsen (Petit Frezin) (n° d'archives 119E272, description : M. Dusar).

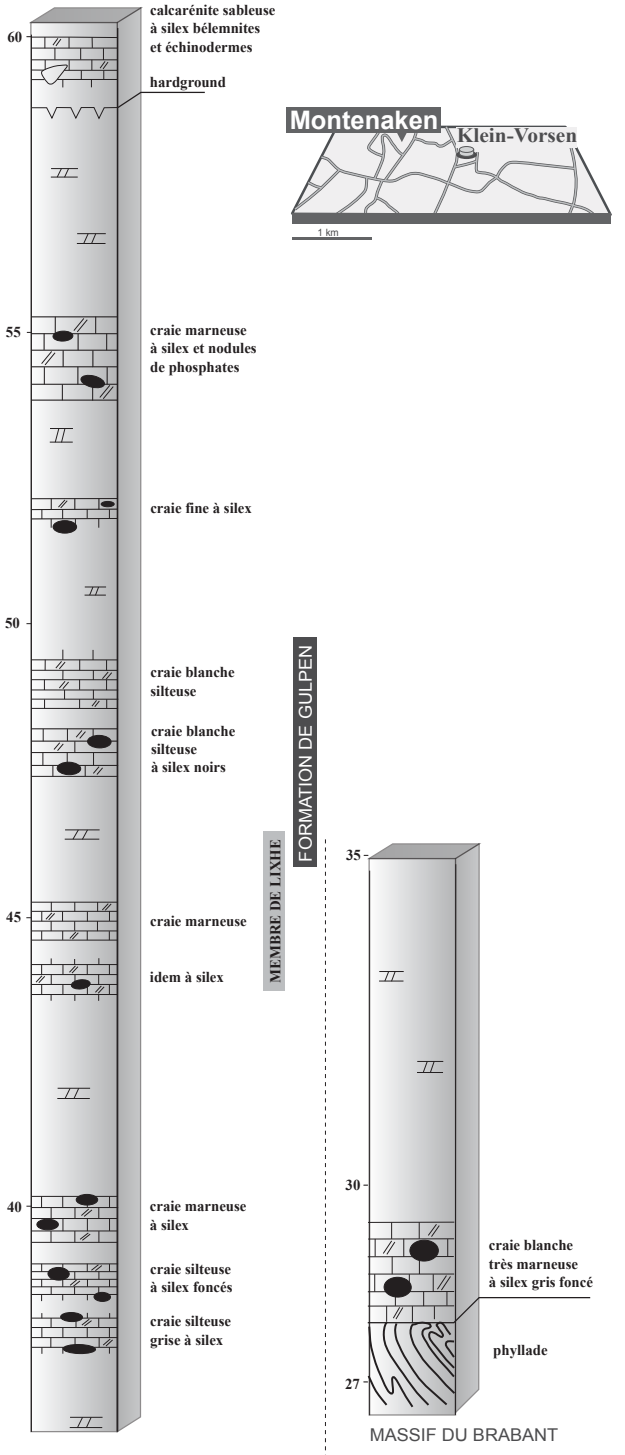


Fig. 4 (suite). Log du sondage de Klein-Vorsen (Petit Frezin) (n° d'archives 119E272, description : M. Dusar).

Affleurement représentatif :

Paroi à l'arrière des anciens fours à chaux à Orp-le-Petit, 125 m au NNW du passage de la Rue Joseph Jadot sur le Ruisseau de Henri Fontaine. À la base, les bancs pluridécimétriques de craie blanche renfermant des petits silex dispersés ; plus haut, les bancs de la même craie en sont dépourvus (Lamb. 72 : 194 109, 153 771).

Pour en savoir plus : Bless *et al*.(1990)
Felder (2001)
Hofker (1963)
Laloux *et al*.(2000)
Rutot, Van den Broeck (1887)
Thielens (1871)

JAU *FORMATION DE JAUCHE*

Origine du nom : ancienne carrière dans la localité d'Orp-le-Grand devenue Orp-Jauche suite à la fusion des communes. Définie initialement comme un membre (Robaszynski *et al.*, 2001). Dans la littérature ancienne, cette formation était appelée « Tuffeau jaunâtre à *Thecidea papillata* ou Tuffeau de Maastricht » (Rutot, Van den Broeck, 1887).

Description :

Cette formation est limitée à la vallée de la Gette et à ses affluents. Elle comprend généralement de bas en haut :

- un gravier riche en fossiles (bélemnites, spongiaires, *Thecidea papillata*) ou une couche indurée à nodules phosphatés (épaisseur : 0,10 à 0,25 m) ;

- surmonté d'une craie grossière, jaunâtre (biocalcarénite), homogène, fossilifère avec des accumulations de *Thecidea papillata*. Cette craie renferme également des bancs pratiquement continus de silex gris. La composante graveleuse de cette roche augmente vers la base de la séquence (épaisseur : environ 3 m).

Au sud de ces vallées, cette formation devient sableuse, tout en s'amenuisant avant de disparaître complètement.

Pour Dhondt (1999), ces sédiments se sont mis en place dans un milieu peu profond dans des conditions subtropicales. Le faciès sableux traduit un caractère nettement littoral.

Épaisseur : 4 m au maximum

Âge : Maastrichtien tout à fait supérieur (Bless *et al*., 1990; Robaszynski *et al*., 2001)

Utilisation : Le tuffeau a servi à l'amendement des cultures. L'utilisation des silex est détaillée au chapitre 6.

Affleurement représentatif :

À l'arrière du n° 46 de la Rue des Monts à Wansin, la paroi expose une craie grossière fossilifère blanc grisâtre renfermant de nombreux silex noirs parfois longs de plusieurs mètres et épais de 50 à 60 cm.

Pour en savoir plus : Bless *et al*. (1990)
Lohest (1889)
Robaszynski *et al*. (2001)
Rutot, Van den Brœck (1887)

2.2.2. LES FORMATIONS PALÉOCÈNES

HER

FORMATION DE HEERS

Origine du nom : la coupe-type est localisée à Horpmaal dans la commune de Heers à proximité de la Ferme du Vivier (Dumont, 1849). Le terme "Formatie van Heers" a été indroduit par Moorkens (1972).

Description :

À l'heure actuelle, cette formation n'est connue à l'affleurement, dans la partie occidentale de la carte, qu'à Maret dans l'ancienne tranchée du chemin de fer de Perwez à Landen. Par contre dans la partie est de la carte où elle est plus épaisse, elle est masquée sous les limons.

Elle est divisée en deux membres : à la base les sable du Membre d'Orp surmontés des marnes du Membre de Gelinden. Ils ne font pas l'objet d'une distinction particulière sur la carte. La transition entre les deux membres est généralement bien nette, comme dans la coupe de Maret (fig. 5), par contre, plus rarement, le passage d'un membre à l'autre s'opère par une série d'indentations de marne dans les sables. D'importantes variations de faciès et d'épaisseur caractérisent les deux membres de cette formation.

▸ ***Membre d'Orp (ORP)***

Origine du nom : le terme "sable heersien d'Orp-le-Grand" a été introduit par Vincent (1873). La coupe-type (cf. affleurement représentatif) est située sur cette carte en bordure du Ravel 147 au sud de l'ancienne gare de Maret.

Description :

Le Membre d'Orp est généralement formé d'un sable vert à gris clair glauconieux à fines laminations parallèles, divisés en "séquences".

Dans le seul affleurement encore visible actuellement au sud de l'ancienne gare de Maret, dans une tranchée artificielle, trois séquences sont observables dans le Membre d'Orp (Leriche, 1921) (fig. 5) :

- un sable vert beige, glauconieux, traversé par de fines laminations jaunâtres. La base de cette séquence est masqué sous les déblais ;
- au-dessus, un niveau d'une cinquantaine de centimètres d'un sable carbonaté, beige, à fines laminations ocres ;
- plus haut, ce sable est surmonté d'un paquet de 50 cm de sable vert glauconieux plus meuble que les précédents.

La couleur foncée de ce sable est due à la glauconie ou à de petits éclats de silex de la taille d'une tête d'épingle (Gullentops, com. pers.). Ils renferment un riche matériel paléontologique : crocodiles, oiseaux et un mammifère primitif : Adapisorex (Herman, Sigé, 1975).

Ces sables sont coiffés par un banc épais environ d'un demi-mètre de marne blanche, calcaire très diaclasée (Membre de Gelinden), surmonté d'une surface d'abrasion quasi horizontale.

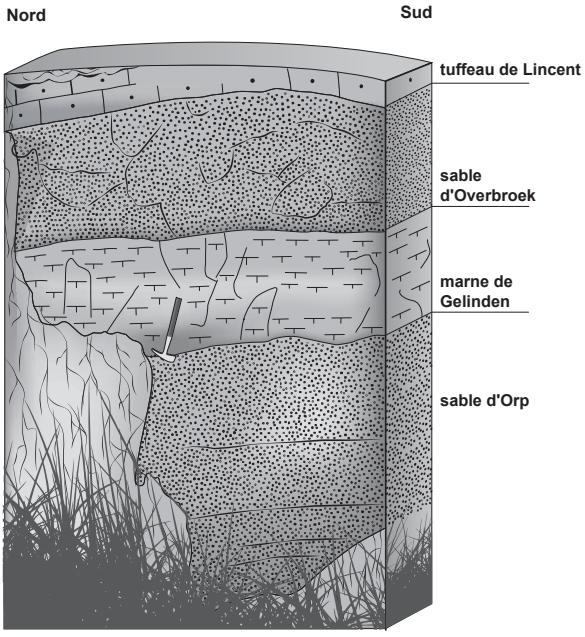


Fig. 5. Coupe de la tranchée de Maret (état en septembre 2008).

Dans la partie centrale de la carte, au nord de Bertrée, le Membre d'Orp est formé d'une argile sableuse reposant sur un conglomérat de silex recyclés des formations crétacées sous-jacentes (fig. 6).

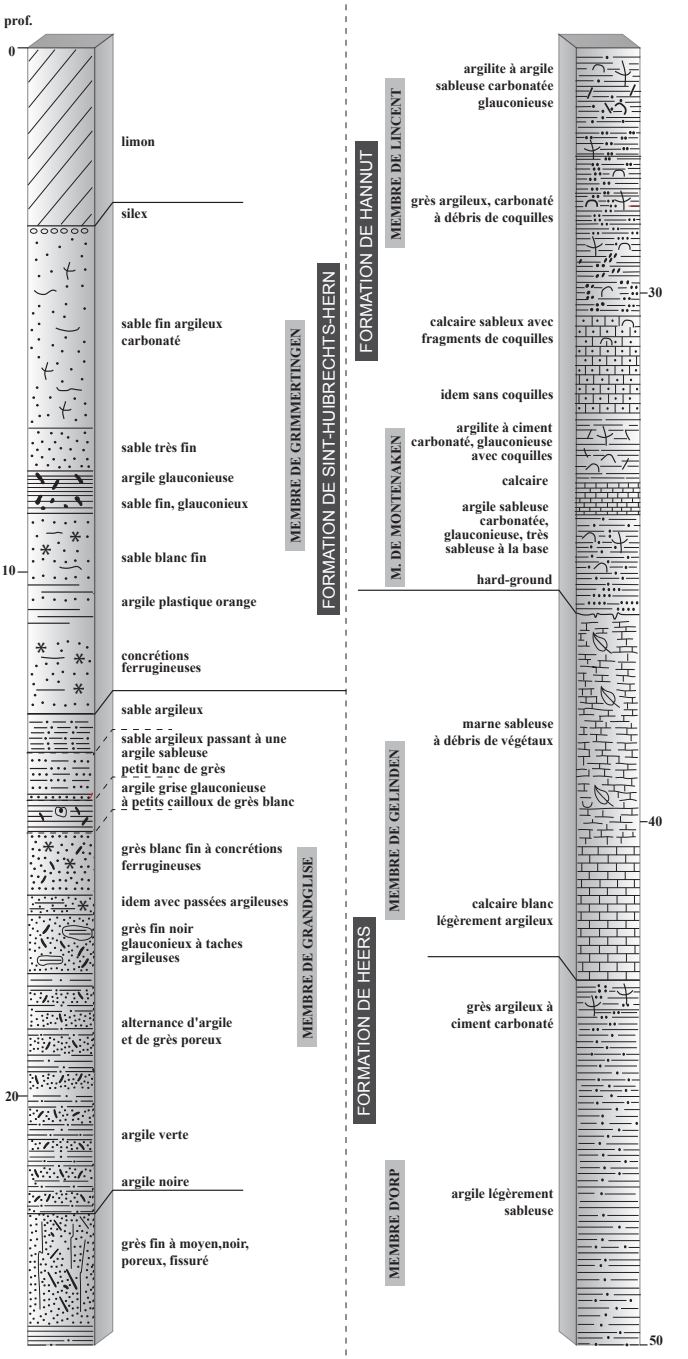


Fig. 6. Log du sondage de Fond de Houtia à Bertrée (n° d'archives 119W469).

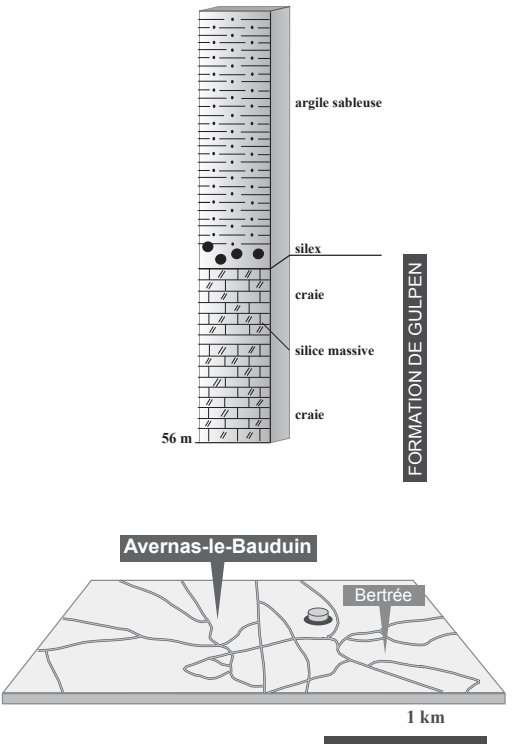


Fig. 6 (suite). Log du sondage de Fond de Houtia à Bertrée (n° d'archives 119W469).

Il renferme une faune de squales aux caractères archaïques. Les espèces recueillies à cet endroit indiquent un régime d'eau froide. Ces sables se sont déposés dans un mileu très calme, sous la zone de tubulence des vagues.

▸ ***Membre de Gelinden (GEL)***

Origine du nom : hameau de Gelinden dans le village de Gelmen au sud-est de Sint-Truiden où la marne était exploitée à la carrière Thewis (Dumont, 1839, carte 33/7-8 Heers – Borgloon, Lamb. 72 : 213 330, 161 025).

Description :

Le Membre de Gelinden est généralement formé de marne blanche ou grise homogène. Cette marne résulte de la sédimentation d'une fine boue dont la teneur en éléments calcaires dépasse les 70 à 80 %. Le membre se clôture par une surface d'érosion bien nette, précédant les dépôts thanétiens.

Dans la partie centrale de la carte, au nord de Bertrée, le Membre de Gelinden se partage entre 2,5 m de calcaire blanc, un peu argileux, et 4,5 m de marne sableuse renfermant des fragments de végétaux. Un hard-ground chapaute cette séquence (fig. 6).

Le dépôt du Membre de Gelinden s'est déroulé dans un milieu particulièrement calme qui devait s'apparenter à un lagon. La conservation de feuilles témoigne d'une part de la proximité du rivage et, d'autre part d'une profondeur d'eau relativement importante, car le sédiment de ce membre est dénué de toute trace de turbulence. Cette macroflore, fougères, gymnospermes et angiospermes, a été décrite par de Saporta et Marion (1873, 1877). Elle témoigne d'un climat tempéré chaud (Schumaker-Lambry, Roche, 1973).

Épaisseur : Dans la partie sud de la carte, le Membre d'Orp est pratiquement le seul présent. Son épaisseur varie de 3 à 5 m aux alentours d'Orp-le-Grand à 20 m au nord-est de Dormaal. Dans la partie centrale de la carte, au nord de Bertrée, le Membre d'Orp prend un peu plus d'importance, atteignant 8,5 m au sondage de Fond de Houtia (n° d'archives 119W469).

Le Membre de Gelinden, au nord de Bertrée, a une épaisseur de 7 m.

Au total, la Formation de Heers passe de 0 au sud de la carte à 19 m au sondage de Zevenbronen à Montenaken (n° d'archives 119E268) pour atteindre 30,5 m au puits artésien de la gare de Landen (n° d'archives 105W005).

Âge : Sélandien (Paléocène), NP4 supérieur - NP5. Les correspondances entre les zones à nanoplancton notées NP, les différents étages cénozoïques et les formations rencontrées sur la carte sont données à la figure 7.

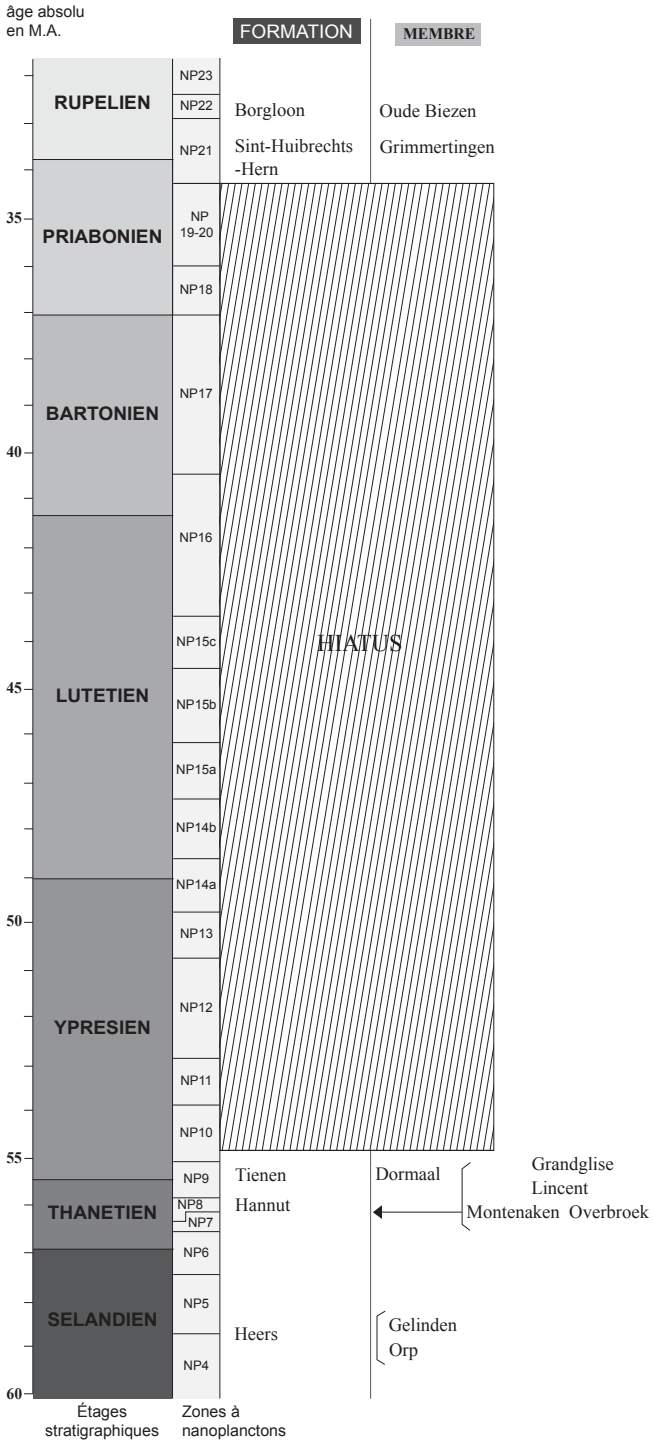


Fig. 7. Relation entre la stratigraphie des étages tertiaires, les zones à nanoplancton et les formations cénozoïques de la carte Landen-Hannut-Montenaken (d'après Vandenberghe *et al*., 2004)

✚ **Utilisation :** les marnes du Membre de Gelinden étaient exploitées pour l'amendement des cultures.

✚ **Affleurement représentatif :**

Flanc est de la tranchée de l'ancien chemin de fer de Perwez à Landen reconverti en Ravel, situé au nord du lieu-dit "Crécou", 150 m au sud-ouest de l'ancienne gare de Maret. La base de la coupe permet d'observer trois séquences dans les sables verts glauconieux du Membre d'Orp (fig. 5). Au-dessus, un banc de marne de Gelinden, blanc, diaclasé, très carbonaté, coiffe le sable d'Orp (Lamb. 72 : 194 560, 155 784).

✚ **Pour en savoir plus :** Herman, Sigé (1975)
Leriche (1921)
Vandenberghe *et al*. (1998)

GROUPE DE LANDEN (LND)

✚ **Origine du nom :** région de Landen au sud-ouest du Limbourg (Steurbaut, 1998). Le stratotype désigné par Dumont (1839) était situé à la sablière Frison, aujourd'hui remblayée, au sud de Landen (Lamb. 72 : 199 825, 159 550).

En Hesbaye, le Groupe de Landen rassemble :
- des sédiments marins à caractère transgressif (Formation de Hannut) ;
- localement des argiles noires probablement d'origine marine (Formation de Ramillies) connues uniquement autour de la localité éponyme (Pingot, Delcambre, 2006) ;
- des sédiments continentaux de nature principalement fluviatile (Formation de Tienen).

HAN *FORMATION DE HANNUT*

✚ **Origine du nom :** affleurements et carrières autour de la localité de Hannut (Maréchal, Laga, 1988 ; Steurbaut, 1998).

La Formation de Hannut dans la région voisine de la ville éponyme comprend quatre membres : ceux d'Overbrœk et de Montenaken surmontés par ceux de Lincent et de Grandglise. Les deux premiers membres cités ont été créés suite à la révision de cette carte pour répondre aux variations de faciès mises en évidence tant en affleurement que par sondages dans des terrains qui étaient rangés auparavant à la base du Membre de Lincent. Au sud et à l'est de la carte, cette distinction n'est plus possible vu la proximité de l'extrémité du biseau de transgression.

Épaisseur : la Formation de Hannut dans son entièreté est comprise entre 30 et 40 m (De Geyter, 1987).

▸ ***Membre de Montenaken (MTK)***

Origine du nom : sondage de Zeven Bronnen (n° d'archives 119E268) au sud-ouest de Montenaken).

Description :

Le sondage de Zeven Bronnen (fig. 3) a traversé, au-dessus de la marne de Gelinden, 7 m d'un corps argileux et glauconieux qui s'enrichit progressivement en fragments de grès, constituant ce nouveau membre.

Au sondage de Fond de Houtia à Bertrée (n° d'archives 119W469, fig. 6), ce membre se présente sous un faciès un peu différent. Il débute par une argile surmontant un hard-ground au sommet des marnes de Gelinden. Elle est toujours glauconieuse, mais sa composante sableuse diminue vers le haut. Ici, la partie centrale de ce membre renferme un intermède carbonaté. Son sommet est fixé à l'apparition d'un calcaire sableux. Son épaisseur est de l'ordre de 4 m.

D'un point de vue paléogéographique, il est probable que ce corps argileux représente un faciès mis en place dans une zone plus calme s'apparentant à une baie s'enfonçant vers le sud et comprise entre deux zones aux caractères plus littoraux : Maret et Overbrœk-Gelinden.

Épaisseur : 7 m au sondage de Zeven Bronnen, s'amenuise vers le sud. 9 m au sondage de Klein-Vorsen (n° d'archives 119E272, fig. 4) où sa base est sableuse.

Âge : Thanétien, zone NP8b (Steurbaut, com. pers). Equivalent à la partie basale du Membre de Halen connus par sondage dans le Limbourg (Steurbaut, 1998).

▸ ***Membre d'Overbroek (OVB)***

Origine du nom : du hameau de Overbroek au sud de Gelinden (Dreesen *et al.*, 1998)

Description :

À l'ouest de la carte, dans la tranchée du chemin de fer à Maret, ce membre est représenté par un horizon transgressif bien net par rapport à la marne sous-jacente. Au-dessus de quelques silex verdis assez dispersés, s'est déposé un sable grossier, carbonaté, riche en dents de squales dans les premiers centimètres (Leriche, 1921). Ces sables présentent des analogies très fortes avec ceux connus dans la région de Heers-Gelinden (Dreesen *et al.,*1998).

Épaisseur : 50 à 60 cm à Maret et à Wansin

Âge : pas encore daté avec précision, probablement Thanétien, base de la zone NP8b.

Affleurement représentatif :

Flanc est de la tranchée de l'ancien chemin de fer de Perwez à Landen reconverti en Ravel, situé au nord du lieu-dit "Crécou", 150 m au sud-ouest de l'ancienne gare de Maret.

Pour en savoir plus : Dreesen *et al.* (1998)

▸ ***Membre de Lincent (LIN)***

Origine du nom : tuffeau de Lincent (d'Omalius d'Halloy, 1839) exploité à l'époque dans plusieurs carrières autour de la localité éponyme. Actuellement, le stratotype (De Geyter, 1981) est situé à Wansin dans une propriété privée (Lamb. 72 : 196 155, 151 850).

Description :

À Lincent, le « tuffeau » est une pierre particulière qui présente une large gamme de faciès, entre des pôles siliceux et carbonatés. Le mot « tuffeau » lui-même a été décrit de maintes manières dans la littérature (Dumont, 1832 ; Davreux, 1833 ; d'Omalius d'Halloy, 1839 ; Gullentops, 1963 ; De Geyter,1980, 1981 ; Aubry *et al.*, 2005) car ce terme ne fait pas partie de la classification standard des roches sédimentaires.

La façon la plus explicite de la décrire est celle de Gullentops (1963): « une roche détritique quartzeuse, légère, poreuse, faiblement glauconifère, principalement constituée de débris d'organismes rendue cohérente par un ciment d'opale ».

Dans certains échantillons, la proportion de calcédoine fibreuse entre les grains est très importante (De Geyter, 1980, 1981). Il est caractérisée par sa faible densité de l'ordre de 1,26 kg/dm^3 à cause de sa porosité élevée qui peut atteindre jusqu'à 25 % du volume de la roche. Cette porosité résulte de la dissolution des spicules siliceux d'éponges dans une eau de mer sous-saturée par rapport à la silice amorphe (De Geyter, 1981).

L'oxydation irrégulière de la glauconie, confère à cette roche un aspect bariolé jaune très pâle, légèrement grisâtre à verdâtre, parfois nuancé de rouge.

Ce membre est formé de différents faciès régionaux, même à l'échelle de cette carte :

- À Lincent, dans les carrières, sous 5 à 10 m de découverture, le tuffeau était divisé en bancs réguliers, dont certains, surtout dans la partie supérieure, renfermaient des noyaux siliceux foncés disposés irrégulièrement, « les clous », durcis par silicification qui prenaient l'aspect de « silex » riches en spicules d'éponges. À d'autres endroits, la roche se présentait comme un calcaire dur à grains fins, riche en faune.
- À Wansin, des débris de végétaux dont des feuilles, traduisant la proximité du littoral y ont été décrits par Vincent (1876). À l'ouest de la carte dans la région d'Orp-le-Grand et de Maret, le tuffeau renferme des dents de squales. Toutefois, le fossile caractéristique est un bivalve Pholadomya konincki (Pholadomya obliterata). Sa microfaune est riche et diversifiée : Plymorphinidae, Gibicidinae, rotaliformes et dinoflagellées. Dans cette même localité, ce tuffeau est interstratifié avec de minces bancs de grès et de fins limets de marnes (fig. 8, De Geyter, 1981).
- Au sud, le Membre de Lincent se résume à une argile glauconieuse surmontant un gravier noir à la base. Il incise les marnes de la Formation de Heers au nord d'Hollogne-sur-Geer ;
- Au nord, près de la gare de Landen, quelques sondages traversent du tuffeau (Tuffeau de Lincent), par contre dans la région d'Overwinden, ce tuffeau cède la place à des argiles sableuses grises glauconifères (n° d'archives 105W231) et à des argiles gris bleuâtre, plastiques (n° d'archives105W230). Ce faciès argileux se prolonge vers le nord, sous le Limbourg ;
- À l'ouest de la carte, le Membre de Lincent devient également argileux et se charge en marne par remaniement de la formation sous-jacente, mais il se singularise par son contenu en glauconie ;
- Au sondage de Fond de Houtia (n° d'archives 119W469)

au nord de Bertrée, au-dessus du complexe argileux de base, le Membre de Lincent renferme un horizon de calcaire fossilifère sous le tuffeau proprement–dit qualifié de grès argileux carbonaté contenant des fragments de coquilles, chapeauté par des argiles sableuses carbonatées et fossilifères (fig. 6).

- Au voisinage du Moulin de Henri-Fontaine, le « tuffeau » présente un faciès siliceux. Il est constitué par l'empilement de limets millimétriques clairs et sombres résultant d'une cristallisation d'opale plus ou moins pure.

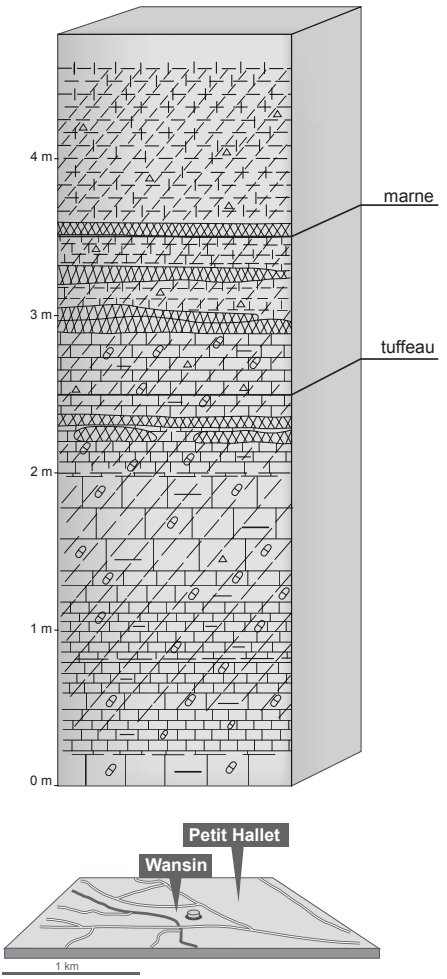


Fig. 8. Falaise (coupe-type) dans le Tuffeau de Lincent à Wansin (d'après De Geyter, 1981).

Épaisseur : 11,50 m au sondage du Fond de Houtia (n° d'archives 119W469).

Âge : Thanétien supérieur, Paléocène. Assemblages de nanoplancton : zone NP 8b (Vinken, 1988 ; Steurbaut, 1998.) Zone de foraminifère P5 pour le Tuffeau de Lincent, présence de *Globorotalia* et de *Acarinina soldadœnsis* (Hooyberghs, 1983).

Utilisation : cf. chap. 6.

Affleurements représentatifs :

- La coupe de Maret (fig. 5), déjà évoquée, montre la base de la Formation de Hannut. Au-dessus d'un joint de stratification bien net, correspondant à une surface d'érosion, cette formation débute par un horizon de sable vert très meuble relativement induré, les Sables d'Overbrœk qui passe insensiblement au tuffeau, plus altéré, qui se distingue par sa couleur jaune caractéristique (Lamb 72 : 194 560, 155 784).

- À Lincent, série de bancs minces de tuffeau ocre à points de glauconie en pied de talus au flanc est du chemin prolongeant la Rue Jacques Havée, 180 m au sud du croisement de la Rue Warny (Lamb. 72 : 196 935, 155 545).

- À Wansin, au flanc est de la Rue Pierre Esnée, 100 m à l'est-nord-est du croisement de la Rue du Warichet et de la Rue de la Drève parallèle au Ruisseau de Wansin. Affleurement long d'une dizaine de mètres exposant des bancs bien stratifiés de tuffeau renfermant des lentilles siliceuses brunes qui sont probablement des éponges (Lamb. 72 : 195 871, 152 220).

Pour en savoir plus : De Geyter (1980, 1981, 1987)
Steurbaut (1998)

▸ ***Membre de Grandglise (GRA)***

Origine du nom : grès de Grandglise (d'Omalius d'Halloy, 1842). Le stratotype est situé à la « mer de sable » à Stambruges (carte 45/1-2, Lamb. 72 : 104 180, 132 200).

Description :

Ce membre est essentiellement constitué de sable fin, argileux, vert et homogène. Dans la partie supérieure, la glauconie est concentrée dans de fines laminations révélant un milieu de sédimentation assez calme. Localement, sa partie supérieure est rougie par oxydation de la glauconie sous le climat chaud de l'Eocène inférieur

À la base, la transition avec le Membre de Lincent est généralement progressive, mais parfois, elle peut être soulignée par un mince gravier, par contre le contact supérieur avec les

sables de la Formation de Tienen est toujours bien net.

Le Membre de Grandglise semble montrer moins de variations de faciès que les couches sous-jacentes, probablement parce qu'il est moins bien connu et qu'une grande partie a été enlevée par l'érosion précédant ou contemporaine à l'installation du réseau fluviatile du Membre de Dormaal de la Formation de Tienen.

Toutefois le sondage de Fond de Houtia à Bertrée (n° d'archives 119W469) révèle une alternance de grès et d'argile verte ou noire surmontée par des grès d'abord noirs et fins, puis blanc à concrétions ferrugineuses. Des argiles et des sables argileux orange clôturent la sédimentation de ce membre (fig. 6).

Au nord-ouest de la carte, à la sablière de Racour aujourd'hui remblayée, ce membre se résumait à 2,30 m de sable fin glauconieux déposé dans un environnement marin calme (fig. 9a, Gullentops, 1963). Tandis qu'au sud-ouest de la carte, notamment à Crehen, les faciès argileux deviennent prédominants.

Épaisseur : les 11 m du sondage de Fond de Houtia (n° d'archives 119W469) à Bertrée semblent constituer un maximum

Âge : Thanétien supérieur (Paléocène), zone NP 8b (Vandenberghe *et al.*, 1998, 2004).

Pour en savoir plus : De Geyter (1980, 1981)
Steurbaut (1998)
Vandenberghe *et al*. (1998)

2.2.3. LA FORMATION ÉOCÈNE

Bien qu'yprésienne, la Formation de Tienen fait également partie du Groupe de Landen (Steurbaut, 1998).

TIE ***FORMATION DE TIENEN***

Origine du nom : affleurements des environs de Tienen (Maréchal, Laga, 1988 ; Steurbaut, 1998). Ce nom figure déjà parmi les premières ébauches de divisions du Tertiaire dans les travaux des pionniers qu'étaient d'Omalius d'Halloy (1839) et Dumont (1839).

Description :

La Formation de Tienen englobe des sédiments sableux et argileux d'origine fluviatile ou lagunaire.

Elle est divisée en quatre membres : Dormaal, Loksbergen, Knokke et Erquelinnes.

Le Membre de Dormaal, qui affleure sur cette carte, est corrélé avec le Membre d'Erquelinnes présent à l'est du Bassin de Mons, avec le Membre de Loksbergen en Campine et la partie inférieure du complexe lagunaire du nord-ouest de la Flandre (Membre de Knokke). Ces deux derniers sont connus uniquement par sondages.

Un hiatus de 800 000 ans sépare le sommet de la Formation de Hannut de la base de la Formation de Tienen (Steurbaut *et al.,* 2003), laps de temps où s'inscrit le C.I.E (Carbone Isotope Event) qui marque la limite entre le Paléocène et l'Eocène (Luterbacher *et al*., 2004).

▸ ***Membre de Dormaal (DOR)***

Origine du nom : À l'origine, ce membre s'appelait « lignite de Landen » (d'Omalius d'Halloy, 1862) puis « sable et lignite de Landen » (Rutot, Van den Broeck, 1884a) et enfin Sable de Dormaal (Orsmaal), (Moorkens, 1972). La coupe type est située 900 m au sud de la borne km 55 de la nationale 3 reliant Tienen à St-Truiden (Lamb. 72 : 200 100, 165 425).

Description :

Typiquement, ce membre, de nature continentale se présente sous forme de chenaux. Ceux-ci se prolongaient vers le nord sous la Campine où des profils sismiques montrent que ces vallées prennent des proportions gigantesques jusqu'à 100 m de profondeur et 1 à 10 km de large (Demyttenaere, 1989). Ce membre comprend de bas en haut :

- un lit de gravier peu structuré formé d'un cailloutis de silex ;
- un sable blanc ou jaune, grossier, renfermant des linéoles argileuses ou ligniteuses, et des fragments de bois silicifié. Leur couleur blanche a été acquise par décoloration liée à la dissolution des oxydes de fer sous l'influence de l'acide humique issu des couches de lignite. Ces sédiments moyens à grossiers présentent généralement des stratifications entrecroisées ;
- plus haut, un horizon métrique dur formé d'un grès mamelonné (connu aussi sous le nom de Grès de

Tirlemont, Ledoux, 1911 ou encore Grès d'Overlaar ou de Rommersom) recouvert d'argile à lignite renfermant des fragments de bois silicifié voire des morceaux de troncs. Cet horizon est parfois dédoublé. Dans ce cas, un mètre de sable blanc fin les sépare. Le processus de silicification est discuté par De Geyter (1980, 1987). Il peut être stimulé par une alternance de périodes chaudes humides et sèches. Pendant les périodes sèches, la précipitation de silice est favorisée par une évaporation intense à faible profondeur. Ces grès étaient abondants à Racour et à Merdorp.

Au nord de Grand-Hallet sur le plateau et dans la partie septentrionale de la carte à partir de Landen, des argiles (probablement de décalcification de marnes) souvent blanches évoquent des faciès lagunaires. Localement, ces argiles sont ferrugineuses.

À un seul endroit, à l'ancienne sablière de Petit-Hallet, au flanc nord de la vallée du Ruisseau d'Henri-Fontaine, un sable blanc, pur, bien classé, probablement d'origine éolienne a été observé (Gullentops, com. pers.).

La présence de lignite et d'une faune d'eau douce (Casier 1967 ; Smith, Smith, 1996 ; Smith *et al.,* 1999 ; Steurbaut *et al*., 1999) permet d'affirmer que le Membre de Doormal est d'origine continentale. Il se différencie nettement des formations marines qui l'encadrent. Ce membre est typique d'un système fluviatile.

Trois carrières aujourd'hui disparues relataient bien cette diversité dans le régime de dépôt :

- Une des carrières parmi les plus intéressantes était celle de Racour (n° d'archives 105W171) décrite par Gullentops (1963) et Gulinck (1963) (fig. 9a). Le Membre de Dormaal de la Formation de Tienen montre la superposition de deux petits chenaux asymétriques due à deux phases de creusement rapide comme le suggère des berges surplombantes. Simultanément, ceux-ci sont remplis par un sable grossier dont la stratification oblique bute sur la berge érodée le plus vigoureusement. La base de ces chenaux renfermait de nombreux galets de lignite. Une observation minutieuse a montré une réduction de l'épaisseur des bancs au fur et à mesure du remplissage du chenal attribuée à la diminution de la profondeur d'eau. Dans les parties supérieures des séquences, la taille des grains se réduit suite au ralentissement du courant. Ces cycles se terminent par une phase d'épandage représentée par un matériel nettement plus fin à stratification horizontale.

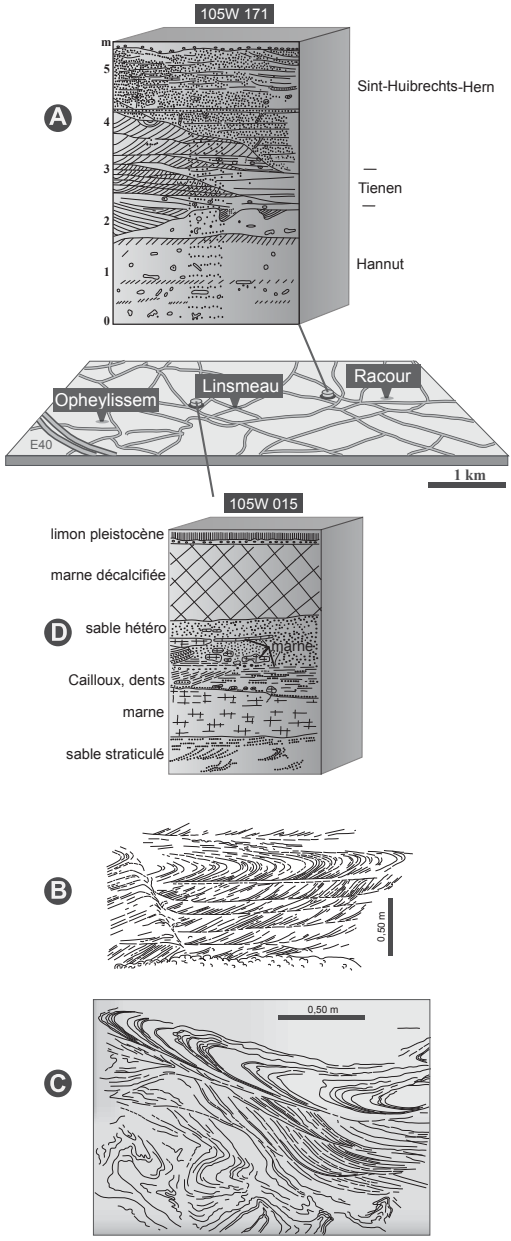


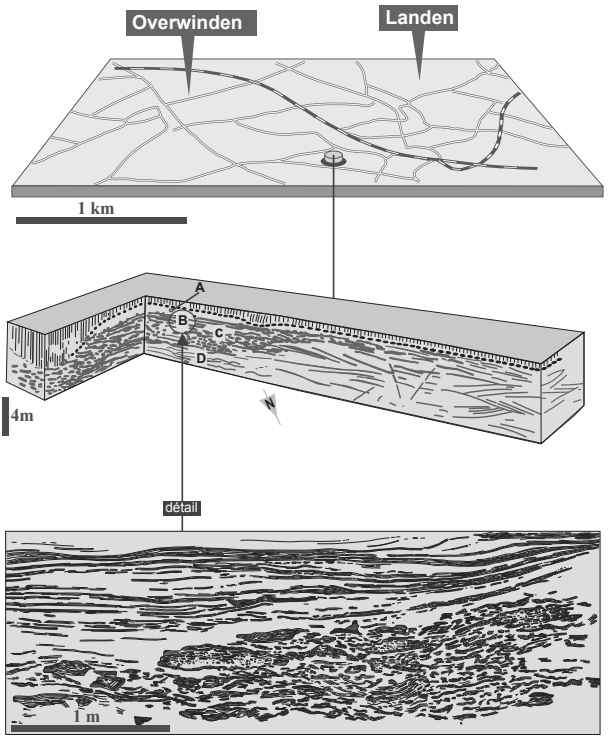
Fig. 9. Coupes des anciennes sablières de Racour (d'après Gullentops, 1963) et de Linsmeau (d'après Gulinck, 1948 a,b, 1963).

- À Linsmeau, une autre sablière (n° d'archives 105W015, fig. 9d) présentait deux faciès bien contrastés. Le premier, à la base, est un faciès à chenaux de sables grossiers plissotés de manière spectaculaire (Gulinck, 1948 a, b, 1963). Les figures 9b et c offrent un exemple de l'allure tourmentée des lits de sables de la partie inférieure de la carrière.

Cette déformation résulte du tassement plus ou moins prononcé des grains formant le sédiment. La figure 9c avec ses foresets très inclinés, voire même retournés, dans la partie supérieure indique le sens du courant.

Le second faciès, au-dessus, est sablo-argileux, s'apparantant plus à un faciès d'innondation (fig. 9d). Ces sables, bien qu'hétérogènes, acquièrent le plus souvent une stratification planaire. Ils incorporent des dépôts lenticulaires de marne indiquant un milieu de sédimentation plus calme, vraisemblablement lagunaire comme dans la région de Perwez (Pingot, Delcambre, 2006).

- Au sud de Landen, un faciès tout à fait singulier était visible à la carrière Frison. Des brèches argilo-sableuses ravinaient les couches sous-jacentes de sable blanc. (fig. 10).



Légende

A : limon
B : sable fin, un peu argileux, glauconifère, avec cailloutis de silex roulés discontinus à la base (Formation de Sint-Huibrechts-Hern).
C : brèche argilo-sableuse
D : chenal de sable blanc. C et D : Membre de Dormaal (Formation de Tienen).

Fig. 10. Coupes des anciennes sablières Frison à Landen (d'après Gulinck, 1948b).

L'ensemble des affleurements de cette formation dont ceux décrits ci-dessus permettent de dégager quelques conclusions relatives au cadre de ces dépôts : la dynamique de la sédimentation et l'environnement continental. Ces deux aspects ainsi que des détails sur le gîte de Dormaal sont développés en annexe 3 de cette notice.

Épaisseur : 15 m au maximum pour De Geyter (1987), probablement davantage, proche des 20 m, à certains endroits.

Âge : Yprésien inférieur. L'âge absolu de cette formation est compris entre 55,5 et 54,8 Ma (Steurbaut *et al*., 2003).

Utilisation : les sables fluviatiles ont servi pour la maçonnerie. Les argiles de décalcification des marnes du faciès lagunaires étaient appréciées pour la poterie au XIX^{e} siècle. À Grand-Hallet, une tuilerie utilisait cette argile. Dès l'époque romaine, les grès de la partie supérieure de la formation ont été taillés en pavés qui prennent souvent une belle patine rousse.

Affleurements représentatifs :

Au lieu-dit « Les Golettes » au sud-ouest de Thines, autour de la carrière mentionnée par Davreux (1833), subsistent plusieurs amoncellements de grès mamelonné dit aussi « grès de Tirlemont » notamment au sud de la parcelle boisée (Lamb. 72 : 196 483, 150 183).

Pour en savoir plus : Gulinck (1948 a, b, 1963, 1973)
Gullentops (1963)
Steurbaut (1998)
Steurbaut *et al*. (1999)

2.2.4. LES FORMATIONS OLIGOCÈNES

GROUPE DE TONGEREN (TGN)

Origine du nom : affleurements de la région de Tongeren (Maréchal, Laga, 1988).

Comme le Groupe de Landen, le Groupe de Tongeren comprend des couches marines surmontées de niveaux continentaux répartis en plusieurs formations définies en Flandre. Seules, les Formations de Sint-Huibrechts-Hern et de Borgloon affleurent sur cette carte.

SHH

FORMATION DE SINT-HUIBRECHTS-HERN

Origine du nom : commune de St Huibrechts-Hern au nord de Tongeren où un sondage à recoupé cette formation (Maréchal, Laga, 1988). Dans les publications anciennes, on peut encore trouver la dénomination « sable glauconifère de Lethen » (Dumont, 1850, 1851) ou « sable de Vliermael (Rutot, 1876).

Description :

Cette formation sableuse, nettement transgressive, biseaute toutes les formations sous-jacentes et finit, au sud de la carte, par reposer directement sur les craies du Crétacé. Elle comprend deux membres : Grimmertingen et Neerrepen. Seul le premier affleure sur cette carte.

▸ ***Membre de Grimmertingen (GRI)***

Origine du nom : gîte fossilifère du Bois de Keukelberg à proximité de Grimmertingen (Rutot, 1876).

Description :

Ce membre débute généralement par un niveau caillouteux particulièrement développé lorsqu'il surmonte le faciès fluviatile de la Formation de Tienen.

De manière générale, ce membre est constitué d'un sable jaune fin, chargé en glauconie vers la base, et devenant plus argileux vers son sommet.

À l'est de Crehen, une série de petits sondages effectués le long de la Ruelle Massa (fig. 11) ont mis en évidence un chenal à la base du membre, érodant lui-même un chenal fluviatile du Membre de Dormaal, où un gravier vert relativement épais est surmonté par un sable gris jaune argileux et glauconieux.

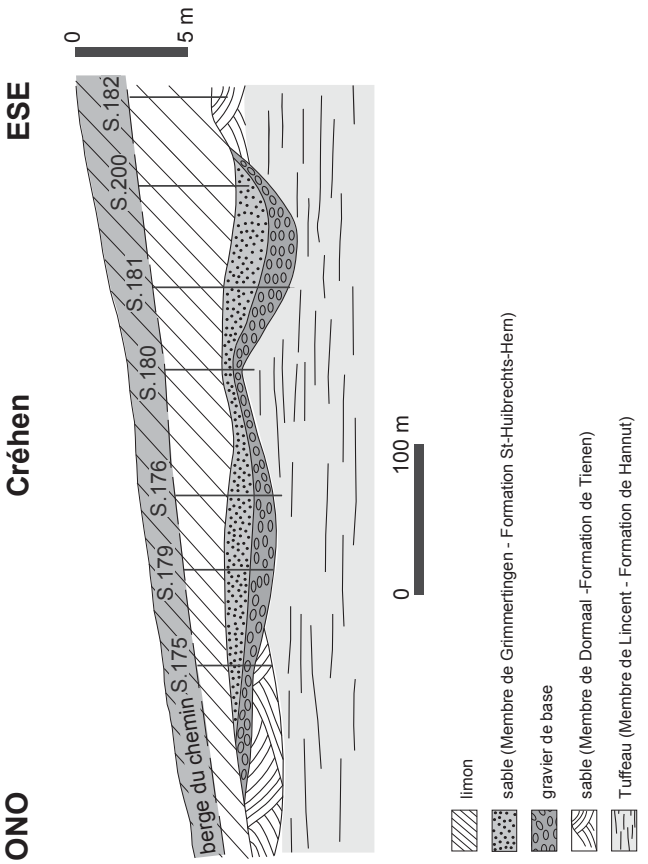


Fig. 11. Coupe établie sur base de plusieurs sondages effectués à la Ruelle Massa à Créhen, situation en 1884.

Au nord de la carte, à l'ancienne sablière de Racour (n° d'archives 105W171), la base ce membre, nettement ravinant, y décape les sables fluviatiles de la Formation de Tienen (fig. 9). Il débute par un gravier formé de quartz, de silex et de phtanite plus ou moins bien roulés (Gulinck, 1968), au-dessus duquel s'étale un sable blanc très fin à fines stratifications planaires, localement bioturbés (Gullentops, 1963).

Le sondage effectué au nord-est de l'ancienne sablière de « Fond de Houtia » à Bertrée (n° d'archives 199W469) recoupant ce membre sur près de 9 m, résume ses principales caractéristiques (fig. 6). Ce membre débute par des sables blancs fins, au sein desquels s'insèrent des limets d'argile plastique orange et des concrétions ferrugineuses. Plus haut, on y trouve un niveau glauconieux formé d'argile et de sable fin. Le sommet de la formation est constitué de sable fin, souvent argileux et carbonaté.

Selon Gullentops (1990), ces dépôts se sont effectués sous une profondeur d'eau qui n'a jamais dépassé 20 m, mais néanmoins sous la zone d'action des vagues. La transgression responsable du dépôt de ce membre est attribuée à une subsidence tectonique. Elle clôture, dans la région, la sédimentation marine épargnée par l'érosion, où elle n'est recouverte sporadiquement que par les dépôts continentaux du même cycle sédimentaire ou par les limons quaternaires.

Épaisseur : une dizaine de mètres au maximum.

Âge : Base du Rupélien, Oligocène. (De Man et al., 2004). NP21 pour le sable de Grimmertingen (Martini, 1970 ; Steurbaut, 1992 ; Vandenberghe et al., 2004). Pollen zone SP6 (Vinken, 1988).

Utilisation : Jadis, l'exploitation de ce sable était disséminée à proximité des villages et son extraction se limitait à un usage local. Au cours du XXe siècle, de grandes sablières ont été ouvertes à l'est de Grand-Hallet et aux alentours d'Avernas-le-Bauduin pour les travaux de l'autoroute E 40 Bruxelles – Liège.

Affleurement représentatif :

La paroi sud de la sablière « Aux Galossis » au nord d'Avernas-le-Bauduin, 225 m à l'ouest de la route Hannut – Landen (N 80) expose la partie supérieure de ce membre. Sous plusieurs niveaux de galets de silex bien roulés à la base des limons, on rencontre plusieurs décimètres de sable jaune fin, légèrement micacé (Lamb. 72 : 200 145, 154 480).

Pour en savoir plus : Glibert, de Heinzelin de Braucourt (1954)
Gullentops (1990)
Vandenberghe *et al.* (1998)

FORMATION DE BORGLOON (BOG)

Origine du nom : cette formation doit son nom à la commune de Borgloon (Looz) au sud du Limbourg entre Sint-Truiden et Tongeren, bien qu'aucun stratotype n'y ait été défini. Ceux-ci ne sont précisés que pour les différents membres qui constituent cette formation (Marechal, Laga, 1988).

Dans la région de Sint-Truiden, cette formation se compose de deux membres (Gullentops, Wouters, 1996) : les argiles de Henis et les sables et argiles de Oude Biezen connus dans la littérature ancienne sous le nom de « Vieux Joncs ». Ces deux membres appartiennent à ce qui était appelé autrefois le « Tongrien continental ».

OBI

▸ *Membre de Oude Biezen*

Origine du nom : affleurement dans le parc du Château de Alden Biezen (Oude Biezen) à Rijkoven au sud-est de la Province de Limbourg (Ortlieb, Dollfus, 1873 ; Van den Broeck, Rutot, 1883 ; Glibert, de Heinzelin de Braucourt, 1954).

Description :

En province de Limbourg, ce membre surmonte les argiles vertes de Henis, appelées anciennement « Glaise verte », qui semblent faire défaut ici.

Le Membre de Oude Biezen se présente sous forme de plaquettes de grès quartzitique très clair, d'épaisseur centimétrique, sans aucun caractère émoussé. Elles ont la particularité de renfermer sur la surface de stratification un grand nombre de coquilles bivalves de lamellibranches des familles des *Corbiculidae*, des *Carbulidae* et des *Lucinidae* et des gastéropodes de la famille des *Potamilidae* (détermination R. Marquet). De tels grès très fossilifères, étaient également signalés dans la coupe type du parc du Château de Alden Biezen (Vieux Joncs) à Rijkoven (commune de Bilzen) par Van den Brœck et Rutot (1883). Ils sont typiques de la partie supérieure de ce membre (Laga *et al.,* 2001).

D'un point de vue paléogéographique, le Membre de Oude Biezen refléterait un milieu saumâtre d'estuaire (Ortlieb, Dollfus, 1873) ou un milieu lagunaire sous influences marines limitées (Gullentops, 1963) caractérisé

par des eaux froides (Vandenberghe *et al.,* 1998). La baisse du niveau marin permettant l'installation de ces faciès continentaux est imputable à la glaciation Oi-1 qui se manifeste à cette époque par l'apparition des premières calottes glaciaires en Antarctique (Zachos *et al.,* 2001).

Épaisseur : maximum 10 m dans le Limbourg, nettement moins ici.

Âge : Base de l'Oligocène, Rupélien, NP 22 entre 32,8 et 32,3 Ma (Vandenberghe *et al.,* 1998, 2004).

Utilisation : aucune dans la région. Par contre dans le Limbourg, cette pierre, connue sous le nom de « Potamideskwartsiet » a été utilisée dans divers bâtiments de l'époque romane des environs de Tongeren. Son emploi s'est poursuivi jusqu'au XIV^{e} siècle, en architecture religieuse (Dreesen *et al.,* 2002).

Affleurement représentatif :

Plaquettes gréseuses fossilifères à la base des limons dans les parois de la sablière « Aux Galossis » au nord d'Avernas-le-Bauduin (Lamb. 72 : 200 145, 154 480).

Présence éventuelle de formations postérieures à la Formation de Borgloon.

Toujours à la sablière « Aux Galossis » à Avernas-le-Bauduin, la base des limons renferme un lit important de galets de silex, évoquant les chenaux d'un ruisseau précédant le dépôt des limons.

La morphologie permet d'en distinguer deux types :

- des petits galets aplatis qui pourraient être issus du démantèlement du gravier basal des Sables de Berg, un membre de la Formation de Bilzen (Oligocène inférieur) ;

- de plus gros galets bien roulés d'un diamètre de 5 à 10 cm proviendraient de la base de la Formation de Bolderberg (Aquitanien, Miocène inférieur à moyen) connue à l'ouest de la Province de Limbourg et dans les environs de Diest (Gullentops, com. pers).

La mer diestienne a encore recouvert une grande partie de la Basse et de la Moyenne Belgique (Gullentops, Wouters, 1996) au cours du Tortonien entre 11,2 et 7,12 Ma (Miocène terminal) et probablement la totalité de cette carte, mais aucun dépôt n'a été préservé. Les sables diestiens les plus proches affleurent dans le Hageland entre Leuven et Diest.

2.2.5. LES FORMATIONS PLÉISTOCÈNE ET HOLOCÈNE

Les limons quaternaires (LIM)

La Hesbaye est la région classique des limons en Belgique. L'épaisseur de cette couverture n'est pas constante. Elle peut être d'ordre métrique, comme, au nord de la vallée du Geer entre Abolens, Poncia (Geer) et le lieu-dit « Champignotte ». Par contre, elle dépasse les 20 m au sud-sud-est de Hannut. De manière générale, les limons sont plus épais sur un substratum crayeux où la percolation verticale des eaux est prépondérante. Par contre, lorsque les limons coiffent un substrat terrigène, la composante latérale de l'écoulement des eaux et leur ruissellement favorisent l'érosion et provoque par conséquent une réduction de leur épaisseur.

Généralement, la base des limons surmonte un lit de galets résultant de l'altération et du remaniement des terrains méso et cénozoïques.

Ces limons sont formés d'un matériel silteux brun à gris, voire jaunâtre, parfois carbonaté, renfermant jusqu'à 30 % de feldspath et des « minéraux lourds » tels que les hornblendes et les épidotes (Gullentops, 1954). Cette composition indépendante du sous-sol indique que la couverture limoneuse a une origine allochtone, d'origine nivéo-éolienne. Elle s'est déposée lors des phases froides du Quaternaire. Les limons ont enregistré les variations climatiques de cette période :

- phases froides avec des phénomènes cryopédologiques tels que des fentes de glace, des polygones de toundra, des injections de glace sous pression, etc.;
- phases chaudes ou tempérées avec des épisodes pédogénétiques, par exemple le développement du sol de Rocourt (Gullentops, 1954) et celui de Kesselt.

Pendant l'Holocène, le limon se décalcifie sur une épaisseur moyenne de 2,50 m et la partie supérieure s'enrichit jusqu'à 30 % d'argile. Il prend une teinte brun chocolat.

Hasaerts *et al.* (1999) présentent de façon très complète la stratigraphie des limons de Hesbaye qui traduit la succession des événements climatiques enregistrés dans cette région depuis plus de 100 000 ans. En Hesbaye, ces limons sont sujets à une érosion importante de l'ordre de 400 kg par an et par hectare (Dautrebande, Sohier, 2004).

Épaisseur : supérieure à 20 m en certains endroits.

Âge : Pléistocène supérieur et Holocène.

Utilisation : culture et fabrication de briques. On l'appelle communément « terre à briques » et il était utilisé jusqu'au début du XX^{e} siècle pour cuire sur place les briques des fermes et de certaines maisons (cf. chap. 6) (Gullentops, Scheys, 1950).

Pour en savoir plus : Gullentops (1954)
Gullentops *et al.* (2001)
Hasaerts *et al*. (1997, 1999)

AMO *Alluvions modernes*

Beaucoup de vallons sont secs et pourtant des colluvions s'y sont accumulés suite à l'érosion de parcelles situées à une altitude supérieure, provoquée par de fortes pluies ou la fonte des neiges.

Les plus grandes vallées sont les seules à posséder des ruisseaux pérennes. Les alluvions qui tapissent le fond de ces vallées affichent une stratification complexe formée de couches de textures différentes. À la base, des lits de cailloutis et de galets divers (Rutot, Van den Broeck, 1884 a) témoignent de la violence du courant durant les dernières glaciations. Ils sont surmontés de limons argileux, voire de tourbe, contemporains de la forêt vierge holocène qui couvrait la région. Dans la partie supérieure de ces dépôts, plusieurs mètres de limon humifère proviennent de l'érosion due à la mise en culture précoce de cette région si riche du point de vue agricole.

3 TECTONIQUE

Plusieurs périodes de déformation ont été enregistrées par les roches du Massif du Brabant et sa couverture méso-cénozoïque. Sur la carte, les manifestations des différentes phases de plissement ne sont pas très explicites vu la rareté des affleurements.

3.1. LA TECTONIQUE CALÉDONIENNE DU SOCLE BRABANÇON

Le Massif du Brabant a été déformé une première fois lors de l'orogenèse calédonienne au Paléozoïque inférieur. Comme un nombre très limité de forages ont traversé ces terrains, la nature de ce plissement dans le périmètre de la carte est très mal connue. Une hypothèse est présentée à la figure 2.

Au Paléozoïque supérieur, la région est probablement couverte par un millier de mètres au plus de terrain houiller (Vercoutere, Van den Haute, 1993) discordant sur les roches plissées du Paléozoïque inférieur. Par après, l'orogenèse hercynienne responsable du plissement des couches en Ardenne, dans le Condroz et le Parautochtone brabançon, ne semble pas avoir atteint le substratum sous cette partie de la Hesbaye.

Du Permien au Crétacé supérieur, le massif émergé est en proie à l'érosion qui a notamment déblayé l'entièreté du Houiller qui s'y trouvait.

3.2. DISPOSITION DES TERRAINS MÉSO - CÉNOZOÏQUES DE LA CARTE

Au tertiaire des mouvements épeirogéniques affectent le Massif du Brabant et sa couverture.

Ces déformations mineures observées à l'échelle de la carte peuvent être interprétées comme le résultat de l'histoire tectonique de l'Europe occidentale entre la fin du Crétacé et le début du Tertiaire. Cette période est caractérisée par deux événements majeurs : l'ouverture de l'Océan Atlantique au nord-ouest et la formation de la chaîne alpine suite à la fermeture de la Thétys au sud.

Au cours du Tertiaire, le Massif du Brabant enregistre plusieurs périodes de soulèvement épeirogénique (Vandenberghe *et al*., 1998, 2004). La détection de ces différents épisodes a nécessité un travail considérant l'ensemble de la couverture tertiaire du nord de la Belgique. Ils ont été déduits par la nature des enregistrements sédimentaires et la position stratigraphique de lacunes situées hors du périmètre de la carte.

Une première phase précède le dépôt des sables d'Orp au début du Sélandien. Une seconde phase moins conséquente se produit à la base du Thanétien. Une troisième phase plus importante, à la limite Paléocène – Eocène, concerne le relèvement de la partie sud-est du Massif du Brabant. Legrand (1968) estime que des failles de socle, en particulier celles de la zone failleuse de la Gette (de nature assez hypothétique, toutefois), ont été réactivées à cette époque. C'est lors de cet épisode que s'installe, sur des terres exondées, le réseau hydrographique du Membre de Dormaal (Formation de Tienen) dans une région soumise à des tremblements de terre (Sintubin *et al*., 2000).

Une autre phase de soulèvement du Massif du Brabant, dont témoigne une période d'érosion, s'opère dans l'intervalle de temps compris entre le dépôt de la Formation de Tienen et la sédimentation des argiles yprésiennes.

Le Massif du Brabant s'est encore soulevé au cours du Lutétien, de même que le Dôme de l'Artois interrompant définitivement les échanges avec le Bassin de Paris. Ce Massif a aussi connu plusieurs épisodes de relèvement pendant le Bartonien et surtout au Priabonien. Ces diverses phases précèdent la dernière transgression marine (Formation de Sint-Huibrechts-Hern) préservée par l'érosion ayant envahi la région au Rupélien.

Un soulèvement mineur s'est encore opéré à la fin du Rupélien inférieur dont témoigne le dépôt d'une formation continentale représentée par les sables de Kerkom reconnus au sud de Sint-Truiden qui incisent les couches sous-jacentes (Glibert, de Heinzelin de Braucourt, 1954 ; Gullentops, 1987).

■ 3.3. ACTIVITÉ SISMIQUE RÉCENTE

Au cours des 500 dernières années, la région a été secouée par quelques tremblements de terre, provoqués par des mouvements superficiels de l'écorce terrestre, preuve que toute activité tectonique n'est pas absente de cette partie du pays.

La Hesbaye a été affectée par le tremblement de terre de Tienen du 23 février 1828 dont la magnitude est estimée à 5 sur l'échelle de Richter ou VII-VIII sur l'échelle MSK (site de l'Observatoire Royal de Belgique : www.seismologie.be). La secousse a été bien ressentie à Lincent, Hannut, Hélécine et Orp, un peu moins à Geer. Elle a été suivie de plusieurs répliques au mois de mars de la même année.

Un siècle plus tard, le tremblement de terre de Bilzen du 23 février 1925 d'une magnitude de 4 a perturbé le régime hydrologique de la région, puisqu'il a provoqué le tarissement de certains puits d'eau à Geer (n° d'archives 119E169) et dans le hameau de Poncia.

4 HYDROGRAPHIE

La carte se partage entre les bassins de nos deux grands fleuves (fig. 12). Le bassin de l'Escaut couvre environ 75 % de sa surface, le reste appartenant au bassin de la Meuse. La ligne de crêtes entre ces deux entités est à peine marquée dans la topographie.

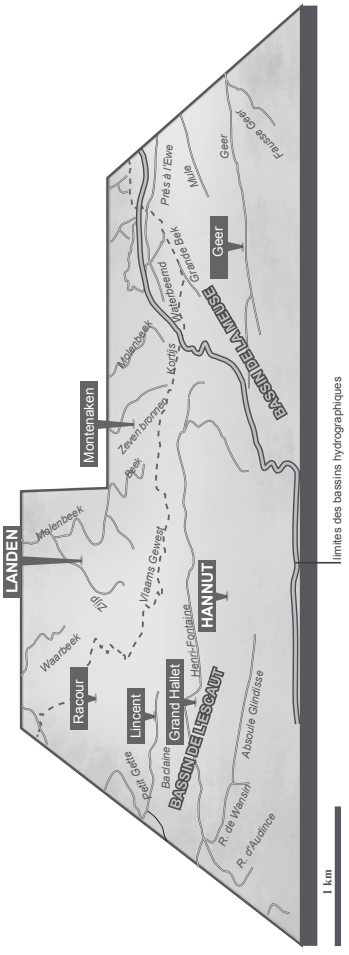


Fig. 12. Limite des bassins hydrographiques de la Meuse et de l'Escaut sur la carte Landen – Hannut – Montenaken.

4.1. LE BASSIN DE L'ESCAUT

D'après de Béthune (1939), la Grande et la Petite Gette sont apparues au Miocène, suite à la régression post-diestienne au Messinien. Ces rivières sont conséquentes, tout comme la Dendre, la Senne et la Dyle, aux rivages de cette mer, ancêtre de la Mer du Nord.

Si les dimensions de la vallée de la Petite Gette sont disproportionnées par rapport à la taille actuelle de la rivière, c'est parce qu'elle était empruntée à la fin du Miocène par un important cours d'eau qui charriait les eaux de l'Ourthe supérieure, du Hoyoux et de la Haute Mehaigne (de Heinzelin, 1963).

Dans la partie septentrionale de la carte, une série de petites rivières parallèles coulent également vers le nord. Ce sont respectivement d'ouest en est : le Molenbeek qui arrose Landen, le ruisseau traversant Montenaken, un autre Molenbeek dont la source se situe à Kortijs et le Cicindriabeek d'Hasselbrœk. Elles sont conséquentes tout comme la Grande et la Petite Gette.

Le développement des affluents de la rive droite de la Petite Gette, notamment le ruisseau de Henri-Fontaine, le ruisseau de Wanzin et la Baclaine à Lincent, pourrait être dû à un basculement de cette partie du Brabant vers l'ouest. Remarquons encore que dans son cours supérieur, le ruisseau de Henri-Fontaine a capturé deux petits cours d'eau qui devaient à l'origine se prolonger vers le nord respectivement par le ruisseau traversant Montenaken et le Molenbeek de Kortijs.

Signalons pour terminer que selon le rapport du contrat de rivière du Bassin de la Gette, la qualité des eaux des affluents de la Petite Gette est médiocre à mauvaise.

4.2. LE BASSIN DE LA MEUSE

Le Geer, dont le nom dérive du celte Yakara signifiant eau claire, est le principal affluent de la Meuse sur cette carte. Le cours du Geer reste très proche de la ligne de partage des eaux entre les bassins de l'Escaut et de la Meuse. Cette rivière et ses affluents s'écoulent vers l'ENE. Cornet (1904) et de Heinzelin (1963) expliquent son tracé par une série de captures qu'il serait trop long de présenter ici. Toutefois, il est frappant de constater que le cours du Geer est parallèle au littoral du Miocène terminal, tout comme celui du Pré à l'Ewe, de la Grande Bek et de la Mule. Cette direction qui est aussi celle du ruisseau d'Henri-Fontaine, à cette différence près que ce dernier coule en sens opposé, pourrait résulter d'un soulèvement tardif post-miocène de la ride d'Abolens. L'écoulement des eaux s'effectuant de manière centrifuge de part et d'autre de cette ride. Cette explication reste une hypothèse qui devrait être étayée par des investigations plus approfondies qui sortent du cadre de cette notice.

5 HYDROGÉOLOGIE

Comme la nature du Massif du Brabant n'est pas bien connue, il est difficile de tabler sur ses caractéristiques hydrodynamiques. Toutefois il peut renfermer, par endroit, un aquifère de fissures ou de fractures qui pourrait se révéler intéressant pour un usage limité.

Au-dessus, les terrains de la couverture méso-cénozoïque constituent des aquifères ayant chacun leurs propres caractéristiques hydrogéologiques. La présentation de ces aquifères suit l'ordre chronologique.

La Formation de Gulpen renferme l'aquifère principal de la région. Les diaclases et les petits conduits de dissolution qui parcourent ses craies, lui confèrent une perméabilité secondaire importante. Par contre, sa perméabilité primaire est faible en raison de la granulométrie réduite des sédiments crayeux. Dans la partie supérieure de la formation où la craie est partiellement désagrégée, une perméabilité moyenne de 2.10^{-4} à 5.10^{-5} m/s a été mesurée (Dassargues *et al*., 1991). Par place, la présence de hardgrounds peut créer des conditions de nappes semi-captives.

En direction du nord, cette nappe devient totalement captive. Sous la pression de la couverture cénozoïque, les fissures ont tendance à se refermer et par conséquent les capacités d'écoulement et de transmissivité diminuent. Ces notions sont expliquées sur le site : ***http://environnement.wallonie.be/cartosig/cartehydrogeo/concepts.htm***

Toutefois, cet aquifère est vulnérable aux pollutions. Dans la vallée du Geer, particulièrement au sud-est de la carte, les teneurs de nitrates de cette nappe sont d'ores et déjà préoccupantes (Aguilar *et al*., 2007). Au sud de cette vallée, la couche limoneuse, bien qu'épaisse, assure seule le rôle de filtre protecteur, mais son efficacité est très variable.

La Formation de Jauche (Tuffeau de Maastricht) a des caractéristiques hydrogéologiques sensiblement identiques, mais son épaisseur est trop faible pour être différenciée de l'aquifère de la Formation de Gulpen.

Au-dessus, la Formation de Heers constitue un aquifère contrasté.

Les sables du Membre d'Orp renferme des eaux ferrugineuses à

cause de sa teneur élevée en glauconie (Gulinck, 1966).

Par contre, le Membre de Gelinden forme un aquiclude qui compartimente les aquifères de cette région. Toutefois, lorsque ces marnes sont fissurées, elles acquièrent une certaine perméabilité. Dans ces conditions, elles ne représentent pas un obstacle au transit de l'eau vers les formations crétacées.

La Formation de Hannut est considérée comme un bon aquifère dans sa zone d'affleurement.

Le Tuffeau de Lincent possède une macro-perméabilité élevée, jusqu'à 25 % (Vandenberghe *et al.*, 1998) due aux diaclases qui le traversent et aux pores produits par la dissolution des spicules d'éponges. Localement, les argiles de base peuvent réduire les échanges avec les formations sous-jacentes. Vers le nord, le caractère argileux de ce membre s'affirme diminuant sa perméabilité et ses capacités aquifères. Cette nappe produit des eaux très dures, parfois ferrugineuses (Gulinck, 1966 ; Derycke, 1982).

Au-dessus, les chenaux de la Formation de Tienen comblés essentiellement de sables grossiers représentent des voies privilégiées pour l'écoulement de l'eau. Il est probable que des captages implantés au sud de Petit-Hallet ou à Orp à l'est de la vallée de la Petite Gette, proches de l'exutoire de ces paléochenaux, procureraient des débits importants, quoiqu'il faille rester prudent sur la qualité de ces eaux étant donné le pouvoir filtrant limité de ces sables.

De manière générale, les nappes des formations décrites ci-dessus passent d'un régime libre à un régime captif vers le nord, lorsqu'elles sont recouvertes par des formations plus jeunes.

En position haute, les sables de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern sont tenus comme aquifères et perméables. Leur faible épaisseur en réduit les capacités de stockage. Uniquement protégée par la couverture limoneuse quaternaire, cette nappe peut rapidement subir l'agression d'une pollution accidentelle.

Finalement, les grès de la Formation de Borgloon sont trop peu épais et couvrent une surface trop restreinte pour être d'un quelconque intérêt d'un point de vue hydrogéologique.

Les tremblements de terre récents ayant affecté la région ont influencé en sens opposé le comportement des nappes aquifères :

- celui du 23 février 1828 dont l'épicentre était situé à Tienen a provoqué le jaillissement soudain de plusieurs sources dans la vallée du ruisseau d'Henri-Fontaine à Grand et Petit-Hallet, dont une à gros débit émettant une eau très chargée en argile (de Sélys-Longchamps *et al*., 1831) ;

- par contre, le tremblement de terre de Bilzen du 23 février 1925 d'une magnitude de 4 a provoqué le tarissement de plusieurs puits dans la localité de Geer et dans le hameau de Poncia (minutes de la carte).

6 RESSOURCES MINÉRALES

L'homme, depuis la nuit des temps jusqu'à l'époque actuelle a puisé dans le sous-sol des matériaux destinés à améliorer son confort. Ici, dans une région privée de gisements métalliques et de combustibles, de nombreuses générations ont trouvé cependant de quoi satisfaire un certain nombre de leurs besoins primaires.

6.1. LA CRAIE

La craie a été exploitée pour elle-même, mais aussi pour les nodules de phosphate et les silex qu'elle renferme dans sa partie supérieure. À titre anecdotique, signalons qu'au milieu du XIX^{e} siècle, la craie était encore extraite de façon rudimentaire et incontrôlée par les habitants de Waleffe-Saint-Georges, au sud-est de la carte pour se faire rembourser des frais occasionnés par les puits d'eau qu'ils faisaient percer dans ces terrains.

En région hannutoise, la craie fine était également appelée marne ou *« dielle »* dans le dialecte local, ce qui peut introduire une certaine confusion dans les descriptions d'anciennes exploitations.

Au cours de la deuxième moitié du XIX^{e} siècle, des galeries souterraines ont été creusées dans la craie de la Formation de Gulpen pour alimenter des fours à chaux, notamment à Wansin et à Orp-le-Grand. La chaux produite servait à amender les cultures, spécialement les terres à betteraves qui avaient besoin d'une terre légère (Thielens, 1871, Rutot, Van den Brœck, 1884b). Cette chaux était aussi employée comme ciment pour la construction.

Lors des levés de cette carte, un ancien puits desservant des galeries percées dans la craie a été découvert à Orp-le-Grand, à la limite ouest de la carte, 300 m à l'est de la Chapelle Saint-Roch. Des recherches ou une exploitation artisanale ont donc été menées en ces lieux, sans qu'il soit possible de dater ces travaux.

Au sud-est, des « trous à craie », datant de la première moitié du XIX^{e} siècle ou plus anciens, sont rapportés à Lens-Saint-Servais, au lieu-dit « Aux Marnières » (n° d'archives : 119E085).

Dans le même secteur, il y a une quarantaine d'années, des effondrements consécutifs à d'anciennes exploitations de craie sont apparus de part et d'autre de la route nationale 69 au lieu-dit « Les Vingt Bonniers » au nord de Tourinne-la-Chaussée. Ce type de problème pourrait encore se produire à d'autres endroits où les souvenirs d'anciens travaux se sont effacés des mémoires.

■ 6.2. LE PHOSPHATE

Dans une région agricole comme la Hesbaye, le phosphate était prisé comme engrais. C'est pourquoi, il a été exploité en Hesbaye liégeoise sur plus de 300 km^2, où plus de 3 000 carrières et galeries sont recensées (Pacyna, com. pers.). À Vieux-Waleffe et Waleffe-St-Georges, à l'extrémité occidentale de cette zone, plusieurs puits ont été creusés jusqu'à une vingtaine de mètres de profondeur en vue d'extraire les nodules de phosphates contenus dans la craie. L'âge d'or de cette industrie se situe entre 1884 et 1925.

■ 6.3. LE SILEX

La recherche et le façonnage des silex remontent au Paléolithique. Omal était un centre important de production d'outils en silex où près de 40 000 débris ou outils ont été mis au jour. À Wansin, au lieu-dit « Aux Monts », c'est un atelier de taille néolithique qui a été exhumé (plus de 850 pièces). Des haches, percuteurs, pics, grattoirs (couteaux) y ont été découverts (de Loë, 1900 ; Mercenier, Mercenier, 1963 ; Saucy, Doutrelepont, 1993). Contrairement à la région montoise, il est probable qu'ici l'extraction du silex se soit faite à ciel ouvert sur les flancs des vallées. Entre la fin du I^{er} siècle et le début du III^{e} siècle de notre ère, les Romains ont utilisé les silex comme soubassement des murs enfouis sous le tumulus d'Avernas-le-Bauduin (Wauters, 1987). Au Moyen-Âge, le silex a encore servi à édifier les bases de certains édifices religieux, notamment ceux de la tour de l'église St-Pierre à Lincent datant du XII^{e} siècle (photo de couverture). Au cours des derniers siècles, l'extraction du silex s'est principalement concentrée dans la vallée du Ruisseau de Henri-Fontaine. Vers les années 1870, une carrière à ciel ouvert, a entaillé le « tuffeau » de la Formation de Jauche à cet effet. Elle était située entre Grand- et Petit-Hallet, environ 150 m au sud de l'ancien château–ferme. Au voisinage, il y avait encore deux puits pour l'extraction souterraine de ce matériau. Celui-ci a été employé entre autres pour la construction, notamment pour le soubassement de certaines maisons bâties dans la vallée jusqu'aux années 1880. Il était utilisé brut car sa taille est délicate. L'enveloppe de craie blanche qui l'entoure (cacholinisation) était laissée pour assurer une prise optimale du mortier. En effet, son emploi pour la construction souffrait d'un handicap : le mortier adhère mal sur ces surfaces lisses.

Au cours de la première moitié du XIX^{e} siècle, on rapporte

l'emploi du silex pour l'empierrement des routes et de chemins. Ce n'était pas son usage le plus approprié, car cette pierre est glissante et certaines arêtes devaient être tranchantes pour les sabots des chevaux.

Enfin, toujours au XIX^{e} siècle, une partie des silex extraits était vendue pour servir de boulets dans des broyeurs et comme pierre à fusil.

6.4. LA "MARNE"

La marne *sensu stricto* constitue le membre supérieur de la Formation de Heers. Ce terme désignait aussi dans le langage vernaculaire la craie fine. Pour respecter les descriptions d'affleurements et de carrières aujourd'hui disparus, nous avons conservé ce terme, bien qu'employé abusivement.

Entre Grand- et Petit-Hallet, Rutot (minute de la carte), mentionne des puits de 6 à 8 m de profondeur d'où partait un réseau de galeries pour extraire la « marne ». Comme le Membre de Gelinden est très mince, voire absent dans ce secteur, nous pouvons supposer qu'il s'agissait probablement de craie fine.

À Thisnes, au lieu-dit *« Les Marlières »,* 420 m au nord de la chapelle Hardy (n° d'archives : 119W194), le même auteur signale encore d'anciennes « marnières » constituées de caves de 5 m de haut auxquelles on accédait par un puits de 17 m de profondeur. Actuellement, ces carrières souterraines peuvent être la source d'effondrements suite à la dissolution de la craie au toit de ces cavités.

Au sud-est de la carte, toujours dans la Formation de Gulpen, au sud de Lens-St-Remy, entre la ferme de la Neuve Cense et « Les Bacrins », plusieurs puits d'une dizaine de mètres de profondeur ont été creusés au travers des limons pour atteindre la « marne ». Ces exploitations avaient cessé dès 1845.

Pour clôturer ce sujet, signalons encore qu'une « marnière » qui exploitait en fait la craie mésozoïque était en activité au milieu du XIX^{e} siècle, à Ligney 350 m au nord de la ferme Devillers (n° d'archives : 119E112).

L'emploi de la « marne » comme fertilisant a cessé à la fin du XIX^{e} siècle avec l'épandage des écumes de sucrerie produites en grande quantité à partir de cette époque. Sa mise enœuvre était nettement moins risquée que l'extraction de la « marne » qui s'effectuait toujours de manière rudimentaire et sans grande précaution.

■ 6.5. LE TUFFEAU DE LINCENT

Le Tuffeau de Lincent est un matériau original, spécifique à cette région, dont les sites de production étaient proches de la localité éponyme. Cette pierre étant unique en son genre, son utilisation et ses modalités d'extraction sont relatées avec plus de détails. Ce tuffeau est une pierre facilement reconnaissable. Par oxydation de la glauconie, elle acquiert une teinte jaune clair nuancée de rouge pâle qui lui confère un cachet particulier.

▸ *a. Son utilisation*

Cette roche a été exploitée et façonnée dès la période d'occupation romaine. Des soubassements d'une villa et d'un camp militaire, fouillés en 1964 à Waasmont (Vandereyken, 1981) établis le long de chaussées romaines qui convergeaient vers *Atuatuca Tungrorum* (aujourd'hui Tongeren) en témoignent. De même, les murs de la villa romaine de Braives incorporent des mœllons en tuffeau (Brulet, 1994).

Les Mérovingiens insèrent ce tuffeau à leurs sépultures, notamment à Avernas, Lincent et Jauche (Vandy, 1984).

Au Moyen Âge, son utilisation demeure généralement à un périmètre assez circonscrit autour de son lieu d'extraction : église de Lincent (XII^{e} siècle), château, église et chapelle de Linsmeau (XII^{e} à XVIII^{e} siècle), éléments de voûtes et de fenêtres du cloître et du réfectoire de l'abbaye de Villers-la-Ville (XIII^{e} siècle). Cette pierre est encore couramment utilisée pour l'architecture vernaculaire jusqu'au début du XX^{e} siècle : chevet de l'église de Racourt (XV^{e} siècle), église Ste-Adèle et St-Martin d'Orp-le-Grand (fin XVII^{e} siècle), nef de l'église St-Sulpice à Neerheylissem (début XIII^{e} siècle), ancienne abbaye d'Opheylissem et plusieurs maisons des localités de Lincent, Linsmeau et Racour (Macar *et al.,* 1947 ; De Jonghe *et al*., 1996).

Par ses propriétés thermiques dues à sa porosité élevée, le Tuffeau de Lincent était un matériau écologique avant la lettre, puisque les maisons bâties en tuffeau étaient fraîches en été et qu'elles gardaient la chaleur en hiver.

Cette pierre s'est exportée également au sud-ouest de la province de Limbourg où elle est incorporée dans de nombreux édifices religieux : St-Eucheriuskapel à Brustem, nef de la St-Pieterskerk, piliers de la St-Gangulfskerk et murs de la Begijnhofkerk à Sint-Truiden, notamment (Dreesen, Dusar, 2004 ; Dusar *et al.,* 2009 ; Nijs, De Geyter, 1985). Malheureusement, le caractère gélif de cette roche dû à sa porosité élevée constitue le principal handicap à la pérennité des bâtiments employant ce matériau.

Outre son usage en maçonnerie, ce tuffeau a été utilisé comme sole et calotte de fours à pains en vertu de ses propriétés réfractaires (Macar *et al.,* 1947). Ainsi, la calotte du four à pain du Château

Comtal de Namur remontant au XIII[e] siècle, toujours visible aujourd'hui sur le site de la Citadelle, est formée de mœllons taillés dans ce tuffeau (Pingot *et al*., 2009).

▸ *b. Son exploitation*

À Lincent, l'exploitation s'effectuait généralement à ciel ouvert dans des carrières dont la profondeur atteignait une dizaine de mètres. L'épaisseur des bancs exploitables se limitait à 2 ou 3 m en fond de carrière. Les bancs supérieurs, trop altérés, étaient impropres à toute utilisation. La vie de ces excavations était éphémère. Au fur et à mesure de l'avancement des travaux, les carrières étaient remblayées avec les rebus, puis rapidement remises en culture. Remontés en surface au moyen de treuil, les blocs étaient façonnés, dans le « baur » (atelier de taille) par des artisans compétents, les « forguinis » (Vandy, Berger, 1988) soit en pierres de parement de 30 x 20 x 10 cm, soit en claveaux de 30 x 30 x 18 cm pour le revêtement des fours à pains. (Macar *et al.,* 1947).

Les carrières de Lincent connurent leur principale phase d'exploitation entre le XVIII[e] et le XIX[e] siècle. Elles étaient situées au-lieu-dit *"Vallée"* et dans les campagnes non loin du *"Bois de Pellaines"*. La carte de Ferraris, dressée à la fin du XVIII[e] siècle signale trois carrières à l'ouest du village de Lincent.

À la fin de la dernière guerre mondiale, on se préparait à tirer un trait final sur cette exploitation multiséculaire. La dernière carrière de Lincent, qui était encore exploitée de manière intermittente, cessa ses activités en 1945 (Gulinck, 1958, Vandy, 1980). À Linsmeau, l'exploitation du tuffeau s'est encore poursuivie une dizaine d'années, pour se terminer en 1955 (Vandy, Berger, 1988). Dans ce village, la pierre a aussi été extraite au départ d'une galerie souterraine creusée à faible profondeur.

À Grand-Hallet, une carrière est signalée par de Sélys-Longchamps *et al.*(1883) Sa localisation précise ne nous est pas parvenue. Dans cette localité, le tuffeau était encore exploité avant la deuxième guerre mondiale à partir de galeries creusées dans la rupture de pente au flanc nord de la vallée du Ruisseau de Henri-Fontaine.

Vu le nombre de bâtiments civils et religieux construits en tuffeau depuis le Moyen Âge, il est certain que les sites d'anciennes carrières autour des villages de Lincent et de Linsmeau sont plus nombreux que ceux indiqués sur la carte, mais l'absence de documents ne permet pas de les localiser.

■ 6.6. LES SABLES, GRÈS ET ARGILES DE LA FORMATION DE TIENEN

La Formation de Tienen, au contenu hétérogène a fourni des grès, sables et argiles.

À Darion-Colia et à Hollogne, dans le périmètre de la planchette, les grès quartzitiques du Membre de Dormaal ont été façonnés en tables de broyage et en outils de polissage par les populations qui ont introduit la culture rubanée en Hesbaye (Hamon, Gœmaere, 2007). Quelques nucleus taillés dans ce matériau datant de l'époque épipaléolithique, ont été trouvés au lieu-dit « Le Paradis » à Wansin (Mercenier, Mercenier, 1963 ; Saucy, Doutrelepont, 1993).

Par après, de gros blocs de grès quartzite clair, plus ou moins taillés, ont été utilisés par les Romains pour la construction des chaussées reliant leurs villes de garnison, notamment celles construite entre Tienen et Sint-Truiden (Tourneur, 1998).

Du XI^{e} au XVI^{e} siècle, cette pierre était encore régulièrement incorporée à la construction d'édifices religieux. On la retrouve dans certaine partie du chœur et de l'abside de l'église St-Sulpice à Neerheylissem. Ce grès a aussi été utilisé, dès le XI^{e} siècle, pour l'édification des piliers de la croisée de l'église Ste-Adèle et St-Martin à Orp-le-Grand (Doperé, 2001).

Au XIX^{e} siècle, ce grès servait encore de pierres à paver. Il était encore exploité avant les années 1880 dans les campagnes autour de Merdorp et de Thisnes. En particulier, Davreux (1833) signale une importante carrière de grès au lieu-dit « Rees » (connu actuellement sous le nom de Bois des Golettes) entre Thisnes et Merdorp, dont on faisait des pavés et des bornes.

Plusieurs sablières ont été ouvertes dans les sables blancs souvent grossiers du Membre de Dormaal. Ces sables étaient employés pour la construction, le pavage des routes et comme abrasif pour le sciage des marbres.

Les argiles de la partie supérieure de ce membre, étaient appréciées pour la poterie jusqu'à la fin du XIX^{e} siècle. Ces sites d'extraction étaient situés en Flandre (Rutot, minute de la carte).

Dans les dernières décades du XIX^{e} siècle, au nord de Grand-Hallet, une tuilerie établie en bordure de la Route de Tirlemont, puisait dans ces argiles sa matière première.

■ 6.7 LES SABLES DE LA FORMATION DE SINT-HUIBRECHTS-HERN

Jusqu'au XIX^{e} siècle, le sable de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern était jugé trop fin et trop argileux pour être utilisé en construction. Son emploi était limité à des usages domestiques pour

recouvrir le dallage et les pavements à l'intérieur des habitations (Rutot, Van den Brœck, 1884b). La fonderie consommait aussi de petites quantités de ce sable pour la fabrication de moules.

Par contre, au XX^{e} siècle, ce sable a été prélevé à grande échelle dans de vastes sablières, ouvertes temporairement entre Grand–Hallet et Avernas-le-Bauduin. Il était destiné aux travaux de génie civil et notamment à la construction de l'autoroute E 40.

■ 6.8. LES LIMONS QUATERNAIRES

Les limons et argiles ont été utilisés comme matière première dès le 6ème millénaire avant J. – C. par les potiers qui ont créé la céramique rubanée.

À la fin du XIX^{e} siècle, les limons servaient encore à la confection de briques dans des briqueteries artisanales notamment à Racour, Lincent et Villers-le-Peuplier.

Parfois, la tranche de terrain retirée pour les fondations d'une maison était cuite *in situ* dans un four rudimentaire avec un mélange de sable, pour la production de briques utilisées sur place. Cette pratique a perduré à Walsbets, au sud de Landen, jusqu'aux environs des années 1930.

Remerciements

Le Prof. Dr .Em. F. Gullentops de la Katholieke Universiteit Leuven m'a fait profiter de sa longue expérience des terrains cénozoïques de Hesbaye.

Le Prof. Dr. Etienne Steurbaut de la Katholieke Universiteit Leuven et de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique a déterminé les dinoflagellées du sondage de Zeven Bronnen à Montenaken et a critiqué le texte.

Une discussion fructueuse avec le Dr. M. Dusar de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique a contribué à clarifier la stratigraphie des terrains crétacés.

Le Prof. Dr. Em.E. Grœssens de l'Université catholique de Louvain et de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique a souvent été sollicité pour des recherches bibliographiques de travaux anciens. Il a, en outre, assuré pendant de nombreuses années la direction de l'équipe cartographique de Louvain. J'ai toujours trouvé en lui une oreille attentive pour régler les divers problèmes qui se sont posés lors de la réalisation de cette carte.

M. Ir. Ph. Welter a proposé le concours du MET pour la réalisation d'essais de pénétration au sud de Hannut où la couverture limoneuse est particulièrement épaisse et Mme S. Geeninckx les a interprétés.

Une collaboration efficace s'est rapidement instaurée avec L. Capette des Facultés universitaires Notre-Dame de la Paix à Namur qui réalisait en parallèle la carte hydrogéologique de la même région, sous, la direction du Prof. Dr.V. Hallet.

M. F. Doperé Dr. Sc. a relu avec attention le chapitre consacré aux ressources minérales et m'a fait part de son immense connaissance des pierres de Hesbaye et de leurs emplois dans l'architecture civile et religieuse de la région.

À toutes ces personnes, nous exprimons nos plus vifs remerciements pour leur aide efficace.

BIBLIOGRAPHIE

Aubry M.P., Thiry M., Dupuis C., Berggren W.A., 2005. The Saparnacian deposits of the Paris Bassin : a lithostratigraphic classification. *Stratigraphy*, 2, 65-100.

Aguilar J.B., Orban P., Dassargues A., Brouyère S., 2007. Identification of groundwater quality trends in a chalk aquifer threatened by intensive agriculture in Belgium. *Hydrogeology Journal,* 15, 1615-1627.

Béthune P. (de), 1939. Sur le réseau hydrographique de la Moyenne-Belgique. *Bull. Soc belge. Géol.,* 49, 41-50.

Bless M.J.M., Felder P.J., Jagt J.W.M., 1990. Repeated tethyan influences in the early Campanian to middle late Maastrichtian successions of Folx-les-Caves and Orp-le-Petit (Eastern Brabant Massif, Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belg*., 113, 179-197.

Boulvain F., 1993. Un historique de la carte géologique de Belgique. *Serv. Géol. Belg. Prof. Paper,* 262, 88 p.

Brulet R., 1994. Braives-la-Romaine. Collection d'archéologie Joseph Mertens. 9, 143 p.

Claes S., Gullentops F., 2001. Kaartblad 33 Sint-Truiden. *Tœlichtingen bij geologische kaart van België - Vlaams Gewest. Belgische Geologische Dienst en Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie, Brussel,* 68 p, 1 pl.

Casier E., 1967. Le Landénien de Dormaal (Brabant) et sa faune ichthyologique. *Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique. Mémoires,* 156, 85 p.

Cornet J., 1904. Etudes sur l'évolution des rivières belges. *Ann. Soc. Géol. Belg*., 31, M259-500.

Dautrebande S., Sohier C., 2004. Modélisation hydrologique des sols et des pratiques agricoles en Région Wallonne (Sous-

bassins de la Meuse et de l'Escaut). *Programme intégré de Recherche Environnement - Eau. Projet PIRENE. Ministère de la Région Wallonne.,* 119 p.

Dassargues A., Monjoie A., Lambert J., Pierlot A., 1991. Etude régionale par éléments finis d'une nappe libre située dans les craies du Crétacé en Belgique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 4, 39-63.

Davreux C.J., 1833. Essai sur la constitution géognostique de la province de Liège. *Mémoire de l'Académie Royale des Sciences, Arts et Belles-Lettres de Bruxelles.,* 298 p. 8 pl.

De Geyter G., 1980. Bijdrage tot de kennis van de sedimentpetrologie en de litostratigrafie van de formatie van Landen in België. Rijksuniversiteit Gent thesis, deel 1 : 231 p., deel 2 : 92 p.

De Geyter G., 1981. Contribution to the lithostratigraphy and the sedimentary petrology of the Landen Formation in Belgium. *Med. Kon. Acad. Wet. Lett. Schone Kunsten België, Kl. Wet.,* 43, 111-153.

De Geyter G., 1987. The Landen Formation. *Bull. Soc belge. Géol.,* 96, 353-356.

De Jonghe S., Gehot H., Génicot L.F., Weber P., Tourneur F., Ducarme P., Gohy F., Grœssens E., 1996. Pierres à bâtir traditionnelles de la Wallonie. Manuel de terrain. *Ministère de la Région Wallonne. Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement.* 261 p.

Delcambre B., Pingot J.L., 2002. Chastre – Gembloux, n° 40-5/6. *Carte géologique de Wallonie. Ministère de la Région Wallonne,* 72 p. 1 pl.

De Man E., Ivany L., Vandenberghe N., 2004. Stable isotope record of the Eocene-Oligocene transition in the southern North Sea Basin : positioning the Oi-1 event. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 83, 193-197.

Derycke F., 1982. Bilan des ressources en eau souterraine de la Belgique. Commission des Communautés européennes. Service de l'environnement et de la protection des consommateurs. 260 p.

De Vos W., Verniers J., Herbosch A., Vanguestaine M., 1993. A new geological map of the Brabant Massif, Belgium. *Geol. Mag.,* 130, 605-611.

Dhondt A.V., 1999. Upper Maastrichtian bivalve faunas from the Crimea, Maastricht and Mangyshalk. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre,* 69, 55-65.

Doperé F., 2001. Le grès quartzitique du Landénien supérieur comme matériau de construction au Moyen Âge en Hesbaye septentrionale. Considérations techniques et chronologiques. *Acta Archeologica Lovaniensia*, 12,157-173.

Dreesen R., Dusar M., 2004. Historical building stones in the province of Limburg (NE Belgium) : role of petrography in provenance and durability assessment. *Materials Characterization,* 53, 273 - 287.

Dreesen R., Dusar M., Doperé F., 2002. Atlas van Natuursteen in Limburgse Monumenten. Geologie, beschrijving en historisch gebruik. *Limburgse Kœpel voor Natuurstudie. Genk, Provinciaal Natuurcentrum,* 296 p.

Dreesen R., Gullentops F., Hooyberghs H., Moorkens T., Dupae E., De Leersnijder D., 1998. De mergels van Gelinden in Overbrœk : geologische site van wereldbelang *in Likoma. Limburgse Kœpel voor Natuurstudie. Jaarbœk,* 11- 27.

Dumont A.H., 1832. Mémoire sur la constitution géologique de la province de Liège. *Mémoire de l'Académie Royale des Sciences, Arts et Belles-Lettres de Bruxelles.,* 374 p.

Dumont A.H, 1839. Rapport sur les travaux de la carte géologique pendant l'année 1839. *Bull. Acad. Roy. Bruxelles*, 6, 464 – 485.

Dumont A.H., 1849. Rapport sur la carte géologique de Belgique. *Bull. Acad. Roy. Belgique,* 16, 2, 464-485.

Dumont A.H., 1850. Rapport sur la carte géologique du Royaume. *Bulletin de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique,* 16, 2, (1849), 351-373.

Dumont A.H., 1851. Note sur la position géologique de l'argile rupélienne et sur le synchronisme des formations tertiaires de la Belgique, de l'Angleterre et du Nord de la France. *Bulletin de l'Académie royale de Belgique*, 18, 2, 179-195.

Dusar M., Dreesen R., De Nayer A., 2009. Natuursteen in Vlanderen, versteend verleden. Renovatie en restauratie. Kluwer (Ed.), 562 p.

Felder W.M., 1975. Lithostratigrafie van het Boven-Krijt

en het Dano-Montien in Zuid-Limburg en het aangrenzende gebied. *In :* Zagwijn W.H., Van Staalduinen C.J. Tœlichting bij de geologische overzichtskaarten van Nederland, *Rijks Geologische Dienst, Haarlem,* 63-72.

Felder P.J., 2001. Bioklasten-stratigrafie of ecozonatie voor het krijt (Santoniaan – Campaniaan – Maastrichtiaan) van Zuid-Limburg en oostelijk België. *Memoirs of the Geological Survey of Belgium,* 47, 141 p.

Felder W.M., Bosch P.W., 2000. Krijt van Zuid-Limburg. Geologie van Nederland 5. *Nederlands Instituut voor Tœgepaste Geowetenschappen TNO (Delft/Utrecht),* 190 p.

Glibert M., de Heizelin de Braucourt J., 1954. L'Oligocène inférieur belge *in Volume jubilaire Victor Van Straelen, tome I, Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 279 – 451.

Gulinck M., 1948a. Sur les phénomènes de glissement sous-aquatique et quelques structures particulières dans les sables landéniens. *Bull. Soc belge. Géol.,* 57, 12-30.

Gulinck M., 1948b. Compte rendu de l'excursion du dimanche 6 juin 1948 dans les environs de Tirlemont et de Landen. *Bull. Soc belge. Géol.,* 57, 330-336.

Gulinck M., 1958. Carrières. Atlas de Belgique (Planche 39). *Académie Royale de Belgique. Comité National de Géographie. Commission de l'Atlas National.* 27 p.

Gulinck M., 1963. Sédiments littoraux arénacés de l'Oligocène et de l'Eocène inférieur. Faciès de passage aux formations continentales avec phénomènes de slumping. Dépôts lacustres oligocènes. Excursion M – N. *6e congrès international de Sédimentologie. Belgique et Pays-Bas.* 30 p.

Gulinck M., 1966. Hydrogéologie. Atlas de Belgique. *Comité National de Géographie*, 68 p.

Gulinck M., 1968. Colloque sur l'Eocène. Guide des excursions en Belgique. 22-23-24 avril 1968. *Service Géologique de Belgique*, 37 p.

Gulinck M., 1973. Note sur l'extension des faciès fluvio-lagunaires du Landénien de la Belgique. *Mém. Expl. Cartes Géol. et Min. de la Belgique,* 13, 3-12.

Gullentops F., 1954. Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 18, 125-252.

Gullentops F., 1963. Etude de divers faciès quaternaires et tertiaires dans la Nord et l'Est de la Belgique. Excursion O – P. *6e congrès international de Sédimentologie. Belgique et Pays-Bas.* 20 p.

Gullentops F., 1987. Waarheen met het Tongrien ? *Bull. Soc belge. Géol.,* 96, 357-368.

Gullentops F., 1990. Sequence stratigraphy of the Tongrian and early Rupelian in the Belgian type area. *Tertiary Research*, 11, 83-96.

Gullentops F., Scheys G., 1950. Premiers résultats de la cartographie des sols en Hesbaye septentrionale. *Bull. Soc. Belge Etudes Géographiques,* 19, 61-74.

Gullentops F., Wouters L., 1996. Delfstoffen in Vlaanderen. *Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap. Departement EWBL,* 198 p.

Gullentops F., Bogemans F., De Moor G, Paulissen E., Pissart A., 2001. Quaternary lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4, 153-164.

Hamon C., Gœmaere E., 2007. Outils de broyage et outils d'abrasion en contexte rubané de Hesbaye : premiers résultats d'une analyse techno-fonctionnelle. *Notae Prehistoricae*, 27, 109-119.

Haesaerts P., Mestdagh H., Bosquet D., 1997. La séquence lœssique de Remicourt (Hesbaye, Belgique). *Notae Praehistoricae*, 17, 45-52.

Haesaerts P., Mestdagh H., Bosquet D., 1999. The sequence of Remicourt (Hesbaye, Belgium) : new insights on the pedo- and chronostratigraphy of the Rocourt soil. *Geologica Belgica*, 2, 5-27.

Hedberg H., 1976. Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédure. Doin (Ed.), Paris, 233 p.

Heinzelin J. (de), 1963. Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. *Bull. Soc. belge Géol*., 72, 137-148

Herman J., Sigé B., 1975. Présence du genre paléocène *Adapisorex (Lipotyphla, Mammalia)* dans les sables d'Orp-le-Grand (Heersien) à Maret en Brabant (Belgique). *Géobios*, 8, 231-239.

Herngreen G.F.W., Wong Th. E., 2007. Cretaceous. *In :* Wong T. E., Batjes D.A.J., de Jager J. Geology of the Netherlands. *Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences*, 127-150.

Hofker J., 1963. Les foraminifères du Crétacé le plus supérieur de Folx-les-Caves, Wansin et Orp-le-Petit. *Ann. Soc. Géol. Belg*. 86, B377-396.

Hooyberghs H., 1983. Contribution to the study of planktonic foraminifera in the Belgian Tertiary. *Aardkundige Mededelingen*. *Leuven University Press*, 2, 131 p.

Jagt J.W.M., 1999. Late Cretaceous-Early Palaeogene echinoderms and the K/T boundary in the southeast Netherlands and northeast Belgium. Part 1 : Introduction and stratigraphy. *Scripta Geologica,* 116, 1-57.

Laga P., Louwye S., Geets S., 2001. Paleogene and Neogene lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4, 135-152.

Laloux M., Geukens F., Ghysel P., Hance L., Servais T., 2000. Gemmenich – Botzelaar, n° 35/5-6, Henri-Chapelle – Rearen, n° 43/1-2, Petergensfeld – Lammersdorf, n° 43/3-4. *Carte géologique de Wallonie. Ministère de la Région Wallonne,* 95 p. 1 pl.

Ledoux A., 1911. Etude sur les roches cohérentes du Tertiaire belge. *Ann. Soc. Géol. Belg.,* 38, M 143-191.

Legrand R., 1968. Le Massif du Brabant. *Mém. Expl. Cartes Géol. et Min. Belgique*, 9, 148 p.

Leriche, M., 1921. Une nouvelle coupe dans le Landénien à Maret, près d'Orp-le-Grand. *Bull. Soc belge. Géol.,* 31, 70-74.

Linnemann U., Herbosch A., Liegeois J.P., Pin C., Gärtner A., Hofmann M., 2012. The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: A review with new zircon ages, geochemistry, Sm–Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. *Earth Science Reviews.,* 112, 126-154.

Loë A. (de), 1900. Les accroissements de la section d'ethnographie ancienne des Musées Royaux du Cinquantenaire en 1895 et 1896. *Bulletin des Commissions royales d'art et d'archéologie,* 39, 65-122.

Lohest M., 1889. Des gisements de phosphate de chaux de

la Hesbaye et de l'étendue de la zone où l'on peut espérer les rencontrer. *Ann. Soc. Géol. Belg.,* 17, M 137-147.

Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H., Gradstein F.M., Hooker J.J., Monechi S., Ogg J.G., Powell J., Röhl U., Sanfilippo A., Schmitz B., 2004. The Paleogene Period. *In :* Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A Geological Time Scale 2004. *Cambridge University Press.*, 384-408.

Macar P., Tavernier R., Gulinck M., 1947. Le tuffeau de Lincent. *Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège (A.I.Lg) Congrès 1947. Section géologie*, 326-328.

Maréchal R., Laga P., 1988. Voorstel. Lithostratigrafische Indeling van het Paleogeen. *Nationale Commissies voor Stratigrafie*, 208 p.

Martini E., 1970. Standard tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation *in* Farinacci, A. (Ed*.) Proceedings of the II Planktonic Conference. Roma. Edizioni Tecnoscienza,* 2, 739-786.

Mercenier J., Mercenier L., 1963. Wansin, Site néolithique avec ateliers de taille du silex aux « Monts ». *Bull. Cercle archéologique Hesbaye – Condroz*, 4, 63-66.

Molenaar N., Zijlstra J.J.P., 1997. Differential early diagentic low-Mg calcite cementation and rhythmic hardground development in Campanian-Maastrichtian chalk. *Sedimentary Geology*, 109, 261-281.

Moorkens Th., 1972. Foraminferen uit het stratotype van het Montian en uit de onderliggende lagen van de boring te Obourg. (Met een overzicht van de stratigrafie van het Paleoceen in België). *Natuurwet. Tijdschr.,* 54, 117-127.

Nijs R., De Geyter G., 1985. De l'usage architectural et des caractères pétrographiques du tuffeau de Lincent. *Bulletin de la Commission Royale des Monuments et des Sites édité par la section autonome française,* 12, 61-69.

Omalius d'Halloy J.B.J. (d'), 1839. Eléments de Géologie. 3ème édition, Paris, 759 p.

Omalius d'Halloy J.B.J. (d'), 1842. Coup d'œil sur la géologie de la Belgique. Bruxelles, Edition Hayez, 132 p.

Omalius d'Halloy J.B.J. (d'), 1862. Abrégé de Géologie. Bruxelles – Leipzig : Edition A. Schnée – Paris : Edition Leiber, 626 p.

Ortlieb J., Dollfus G., 1873. Compte rendu de la géologie stratigraphique de l'excursion de la Société Malacologique de Belgique dans le Limbourg belge les 18 et 19 mai 1873. *Ann. Soc. Malacologique de Belgique,* 8, 38-57.

Piessens K., Vancampenhout P., De Vos W., 2005. Geologische subcropkaart van het Massief van Brabant in Vlaanderen. *Ministerie van de Vlaamse Gemeenshap, Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie en Geological Survey of Belgium,* 2 karten.

Pingot J.L., Delcambre B., 2006. Perwez – Eghezée, n°40-7/8. *Carte géologique de Wallonie. Ministère de la Région Wallonne,* 71 p. 1 pl.

Pingot J.L., Cornet C., Pacyna D., Tourneur F., Vanneste C., 2009. Sentier géologique à la Citadelle de Namur. *Service public de Wallonie*, 61 p.

Raeymakers D., Piéret V., 1889. Note sur les puits artésiens de Léau et des environs de cette ville. *Ann. Soc. Malacologique de Belgique*, 24, 136-154.

Robaszynski F., Dhont A.V., Jagt J.W.M., 2001. Cretaceous lithostratigraphic units (Belgium). *In :* Bultynck P., Dejonghe L. Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium, *Geologica Belgica*, 4, 121-134.

Rutot A., 1876. Description de la faune de l'Oligocène inférieur de Belgique (Terrain tongrien de Dumont). *Ann. Soc. Malacologique de Belgique*, 11, 7-67, 4 pl.

Rutot A., Van den Brœck E., 1884a. Explication de la feuille de Landen. *Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique. Service de la Carte Géologique du Royaume,* 112 p, 1 pl.

Rutot A., Van den Brœck E., 1884b. Explication de la feuille de St-Trond. *Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique. Service de la Carte Géologique du Royaume,* 103 p, 1 pl.

Rutot A., Van den Brœck E., 1887. Etude sur le Massif Crétacé de la vallée de la Petite Gette et de ses affluents. *Bull. Soc. belge Géol.,* 1, 117-164.

Rutot A., Van den Brœck E., 1893a. Carte Hannut – Montenaken. Carte géologique de Belgique. *Commission géologique de Belgique*, 1 pl.

Rutot A., Van den Brœck E., 1893b. Carte Landen – Saint-Trond. Carte géologique de Belgique. *Commission géologique de Belgique*, 1 pl.

Saporta G. (de), Marion A.F., 1873. Essai sur l'état de la végétation à l'époque des marnes heersiennes de Gelinden. *Mémoire couronné de l'Académie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique,* 37, 1-94.

Saporta G. (de), Marion A.F., 1877. Révision de la flore heersienne de Gelinden. *Mémoires couronnés et Mémoires des savants étranges publiés par l'Académie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique,* 41, 101-240.

Saucy E., Doutrelepont J., 1993. L'industrie épipaléolithique de Wansin au-lieu-dit « Le Paradis » (Comm. de Hannut, Province de Liège), *Amphora*, 70, 13-25.

Schumacker – Lambry J., Roche E., 1973. Etude palynologique (pollens et spores) des marnes à empreintes de Gelinden (Paléocène, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.,* 96, 413-433.

Sélys-Longchamps E. (de), Vander Maelen P., Meisser D., 1831. Dictionnaire géographique de la Province de Liège. Etablissement géographique. Bruxelles, 365 p. - disponible sur le site : http://books.google.be/books?id=AIZJAAAAMAAJ&pg=RA2-PA13&lpg=RA2-PA13&dq

Sintubin M., Laga P., Vandenberghe N., Kenis I., Dusar M., 2000. Deformation features in Paleogene sands in the Hœgaarden area (Belgium). *Geologica Belgica,* 3, 257-269.

Smith T., Smith R., 1996. Synthèse des données actuelles sur les vertébrés de la transition Paléocène-Eocène de Dormaal (Belgique). *Bull. Soc. Belge Géol.,* 104, 119-131.

Smith R., Smith T., Steurbaut E., 1999. Les élasmobranches de la transition Paléocène-Eocène de Dormaal (Belgique) : implications biostratigraphiques et paléobiogéographiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 170, 327-334.

Steurbaut E., 1992. Integrated stratigraphic analysis of Lower Rupelian deposits (Oligocene) in the Belgian basin. *Ann. Soc. Géol. Belg.,* 115, 287-306.

Steurbaut E., 1998. High-resolution holostratigraphy of Middle Paleocene to Early Eocene strata in Belgium and adjacent areas. *Palaeontographica Abt.* A., 247, 91-156.

Steurbaut E., De Coninck J., Roche E., Smith T., 1999. The Dormaal sands and the Paleocene-Eocene boundary in Belgium. *Bull. Soc. Géol. France*, 170, 217-227.

Steurbaut E., Magioncalda R., Dupuis C., Van Simaeys S.,

Roche E., Roche M., 2003. Palynology, paleœnvironments and organic carbon isotope evolution in lagoonal Paleocene-Eocene boundary settings in North Belgium. *In :* Wing S.L., Gingerich P.D., Schmitz B., Thomas. Causes and consequences of globaly warm climates in Early Paleogene. *Geol. Soc. America, Special Paper*, 369, 291-317.

Thielens A., 1871. Relation de l'excursion faite par la Société malacologique de Belgique à Orp-le-Grand, Folz-les-Caves, Wansin. *Ann. Soc. Malacologique de Belgique*, 6, 39-75.

Tourneur F., 1998. La pierre et la rue. *Ministère de la Région Wallonne*, 167 p.

Vandenberghe N., Laga P., Steurbaut E., Hardenbol J., Vail P.R., 1998. Tertiary Sequence Stratigraphy at the Southern border of the North Sea basin in Belgium. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication* n° 60, 119-154.

Vandenberghe N., Van Simaeys S., Steurbaut E., Jagt J.W.M., Felder P.J., 2004. Stratigraphic architecture of the Upper Cretaceous and Cenozoic along the southern border of the North Sea Basin in Belgium. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 83, 155-171.

Van den Brœck E., Rutot A., 1883. Explication de la feuille de Bilsen. *Musée Royal d'Histoire naturelle de Belgique. Service de la Carte géologique du Royaume*, 212 p, 1 pl.

Vandereyken J.J., 1981. Lincent à travers les temps. Centre d'animation et de créations culturelles – CENAC de Lincent, 179 p.

Vandy G., 1980. Lincent. Jadis en Duché de Brabant… *Le folklore brabançon*., 227-228, 337-373.

Vandy G., 1984. Une pierre méconnue : le tuffeau de Lincent. *Bull. Soc. Royale. Le Vieux-Liège,* 225, 490-496.

Vandy G., Berger E., 1988. Le tuffeau de Lincent. *Cahiers de l'a.s.b.l. Ancienne Eglise de Lincent*, 1, 12 p.

Vercoutere C., Van den Haute P., 1993. Post-paleozoic cooling and uplift of the Brabant Massif, as revealed by apatite fission track analysis. *Geological Magazine*, 130, 639-646.

Verniers J., Herbosch A., Vanguestaine M., Geukens F., Delcambre B., Pingot J.L., Belanger I., Hennebert M., Debacker T., Sintubin M., De Vos W., 2001. Cambrian - Ordovician - Silurian lithostratigraphic units (Belgium). *In :*

Bultynck P., Dejonghe L. Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium, *Geologica Belgica, 4,* 5-38.

Verniers J., Pharaoh T., André L., Debacker T., De Vos W., Everaerts M., Herbosch A., Samuelsson J., Sintubin M., Vecoli M., 2002. The Cambrian to mid Devonian basin development and deformation history of Eastern Avalonia, east of the Midlands Microcraton : new data and a review. *In :* Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J. Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. *Geological Society, London, Special publications,* 201, 47-93.

Vincent G., 1873. Fossiles recueillis dans les sables heersiens près d'Orp-le-Grand. *Ann. Soc. Malacologique de Belgique*, 8, 44-169.

Vincent G., 1876. Description de la faune de l'étage Landénien inférieur de Belgique. Première partie : Description de la faune du Tuffeau de Lincent. *Ann. Soc. Malacologique de Belgique*, 11, 111-160, 5 pl

Vinken R., 1988. The Northwest European Tertiary Basin. *Geologisches Jahrbuch*, 100, 508 p.

Wauters R., 1987. Avernas. Apport des trouvailles et des fouilles archéologiques à l'histoire du village. *Centre de Recherche d'Archéologie nationale*, 70 p. inédit.

Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science*, 292, 686-693.

ANNEXES

ANNEXE 1

LISTE DES CAPTAGES

X (M) coord. Lambert	Y coord. Lambert	COMMUNE	DÉNOMINATION LOCALE DU CAPTAGE
196.084	156.176	LINCENT	Rue de la Vallée
194.922	157.012	LINCENT	Avenue des Français
197.020	155.759	LINCENT	Rue de Grand-Hallet 41
196.898	155.838	LINCENT	Rue de Grand-Hallet 36
194.441	152.720	ORP-JAUCHE	Jandrain-Jandrenouille P1 SWDE
194.444	152.702	ORP-JAUCHE	Jandrain-Jandrenouille P2 SWDE
194.410	152.622	ORP-JAUCHE	Jandrain-Jandrenouille P3 SWDE
196.322	153.384	HANNUT	Rue de la Fusion
198.045	152.950	HANNUT	Les sept Fontaines SWDE galerie
197.925	153.015	HANNUT	Grand-Hallet PR1
196.700	153.840	HANNUT	Rue de Petit-Hallet
197.012	154.145	HANNUT	Rue Julien Dossogne
200.159	153.640	HANNUT	Rue Maurice Withœs
200.185	153.970	HANNUT	Ferme Mœs
199.647	153.915	HANNUT	Hannut P1 SWDE
196.330	150.920	HANNUT	Fontaine du Corbeau
195.139	149.260	HANNUT	Rue de la Chapelle
198.015	151.235	HANNUT	Puits Arletho
199.055	149.925	HANNUT	Rue de Wasseiges
198.320	150.430	HANNUT	Rue du Mignawez
199.180	149.854	HANNUT	Rue Loriers
197.759	151.394	HANNUT	Chaussée de Wavre
197.471	151.025	HANNUT	Rue de la Vallée
198.147	151.105	HANNUT	Thisnes
198.510	150.369	HANNUT	Rue de Thisnes
199.073	149.637	HANNUT	Puits foré Landrain
201.765	149.460	HANNUT	Captage du Vivier-Champiotte

201.150	149.940	HANNUT	Rue de la Crosse
199.990	149.663	HANNUT	Rue de Meeffe
200.052	149.864	HANNUT	Route de Namur
201.440	149.580	HANNUT	Ferme du Vivier
207.700	155.170	BERLOZ	Rue des Combattants
204.200	154.605	HANNUT	La Bosquée
202.745	154.595	HANNUT	Rue du Rivage Puits Robert
203.921	154.445	HANNUT	Puits Christians Beton
202.850	154.285	HANNUT	Rue Isidore Fumal
203.984	154.106	HANNUT	Puits foré Bosquagri
203.986	152.545	HANNUT	Au Bois de Trognée
202.100	153.411	HANNUT	Au Bois de Bertrée
207.240	152.880	GEER	Pré à l'Eau
206.400	153.171	GEER	Rue du Broux
206.121	153.498	GEER	Rue de Villereau
205.165	151.721	HANNUT	Rue de Lens-St-Servais
205.265	151.617	HANNUT	Rue du Brou
206.736	154.328	BERLOZ	Cœnen-Crenwick
209.928	151.772	GEER	Puits intérieur
209.966	151.708	GEER	Puits extérieur
209.790	154.465	BERLOZ	Rue du Centre
207.787	151.660	GEER	Pont de Darion
209.662	151.540	GEER	Puits P1
208.869	152.145	GEER	Rue de Rosoux 1
208.808	152.228	GEER	Rue de Rosoux 6
204.085	149.785	HANNUT	Rue Georges Touret
204.602	149.401	HANNUT	Puits foré Milquet
206.960	151.330	GEER	Puits P1 Station de Pompage n°1
207.045	151.390	GEER	Puits P2 Réception Pois
207.115	151.410	GEER	Puits P3 Quai de chargement
207.085	151.241	GEER	Puits P4 Station de Pompage n°2
207.060	151.289	GEER	Puits P5 Station de Pompage n°2
205.680	150.520	GEER	Rue de Tourinne
207.155	148.675	GEER	Chaussée Romaine
206.079	148.296	BRAIVES	Les vingt Bonniers
208.650	150.125	GEER	Brouck
207.547	151.364	GEER	Au Bosquet
207.355	150.550	GEER	Rue de l'Ecole
209.318	151.226	GEER	Forage irrigation

► **Source :** SPW – Département de l'Environnement et de l'Eau - Direction des Eaux souterraines. *Avenue Prince de Liège, 15 5100 JAMBES. Situation 2009.*

ANNEXE 2

LANDEN FORAGES

N° sondage	Z topo	base des limons	base TIE	base HAN	base HER	base GUL	socle
33/5-003	62,0	54,5		44,3	9,6	<25,6	
33/5-005	80,0	72,0	69,6	54,0	23,5	3,0	<-120,0
33/5-022	68,5	?		54,0	<50,0		
33/5-028	91,0	86,2		<85,5			
33/5-045	89,0	86,7		<84,0			
33/5-049	71,0	63,0		49,5	<43,0		
33,5-169	87,0	82,0	79,0	<74,0			
33/5-197	87,0	82,7		<77,0			
33/5-239	60,0	57,0?		<41,0			
33/5-250	93,0	87,0		<85,0			
33/5-260	93,5	85,5	<83,5				
33/5-332	85,0	82,5		<80,5			
33/5-334	89,0	84,2	<84,0				
33/5-347	94,0	91,0		44,0	26,0		

HANNUT FORAGES

N° sond.	Z topo	base des limons	base SHH	base TIE	base HAN	base HER	base GUL	socle
41/1-064	99,0	97,2		95,0	<94,9			
41/1-099	143,0	130,5			<128,5			
41/1-114	147,5	131,0			<129,0			
41/1-121	88,0	85,0			<78,0			
41/1-132	147,5	128,5					<126,0	
41/1-133	152,5	125,5					<125,5	
41/1-156	99,0	96,1		<94,9				
41/1-169	140,0	137,9			<135,8			
41/1-174	135,0	130,3		<128,5				
41/1-186	126,0	119,0		<117,0				
41/1-187	127,0	124,9			<123,2			
41/1-191	139,0	135,5		135,0	<134,3			
41/1-193	137,5	133,5		132,9	<131,5			

HANNUT FORAGES (SUITE)

N° sond.	Z topo	base des limons	base SHH	base TIE	base HAN	base HER	base GUL	socle
41/1-194	143,0	128,0			126,0		<121,0	
41/1-195	137,0	134,6		133,4	<133,2			
41,1-198	136,0	130,7		<130,4				
41/1-201	141,0	135,7				134,2	<134,0	
41/1-209	137,5	129,0			125,0		<124,9	
41/1-210	137,5	132,7			132,3		<132,0	
41/1-228	132,0	130,5		129,0	<128,3			
41/1-247	132,5	128,5			<126,5			
41/1-261	87,5	(al.)73,5			49,5	38,6	5,4	<-122,0
41/1-267	98,0	?			71,0	<67,0		
41/1-272	140,0	132,7		130,4	125,0	116,0	<115,0	
41/1-287	75,0	?					<59,0	
41/1-288	90,0	?					<69,0	
41/1-292	72,5	?			52,5		<51,5	
41/1-298	101,0	?			91,0		<84,0	
41/1-299	103,0	99,0					<72,0	
41/1-311	106,0	103,0			<98,0			
41/1-317	75,0	(al.) 67,0				62,0	<56,0	
41/1-321	127,0	123,0			<105,0			
41/1-324	143,0	130,0			<122,0			
41/1-328	117,0	?			<97,0			
41/1-335	122,0	?			<115,0			
41/1-336	137,5	125,5		<117,5				
41/1-337	98,0	85,0			<81,0			
41/1-342	95,0	87,0		<81,0				
41/1-343	126,5	115,5	111,5		<104,5			
41/1-351	137,5	127,2			119,0	<113,5		
41/1-357	147,5	131,5			<128,8			
41/1-360	141,0	133,0			<132,0			
41/1-362	96,0	?			86,0	64,0	<62,0	
41/1-370	145,0	139,0			<138,0			
41/1-443	110,0	?					<75,0	
41/1-445	88,0	80,0			<71,3			
41/1-454	139,0	?		124,0		113,0	<94,0	

HANNUT FORAGES (SUITE)								
N° sond.	Z topo	base des limons	base SHH	base TIE	base HAN	base HER	base GUL	socle
41/1-467	106,5	100,5			93,5		<77,5	
41/1-469	134,0	130,9	121,2		98,3	80,7	<78,0	
41/1-478	109,0	(al.) 104			96,0		<53,0	
41/1-491	137,5	133,5	125,5		<95,5			
41/1-494	100,0	93,0					68,0	<64,0
41/1-495	100,0	93,0					76,5	<72,0
41/1-496	88,0	79,5					64,0	<60,0
41/1-497	98,0	90,0					75,0	<71,0
41/1-498	103,0	98,0					68,0	<65,0
41/1-516	95,0	?			93,0	91,0	<64,0	

MONTENAKEN FORAGES (SUITE)								
N° sond.	Z topo	base des limons	base SHH	base HAN	base HER	base GUL	base VAA	socle
41/2-005	106,5	125,5		117,5	97,5	62,8		<62,5
41/2-007	134,0	116,0		105,0	<98,0			
41/2-008	109,0	119,0		107,0	<101,0			
41/2-010	137,5	107,0				<89,0		
41/2-016	100,0	110,8		97,0	74,2	<74,1		
41/2-016B	100,0	?		?	?	32,5		<31,5
41/2-017	88,0	118,2			114,5	<104,0		
41/2-018	98,0	124,5	117,5	116,0	<92,0			
41/2-021	103,0	114,5			<91,5			
41/2-029	95,0	131,0	124,1	116,5	<116,0			
41/2-030		126,3	122,0	120,0	<113,0			
41/2-034		143,0	136,4			<135,5		
41/2-035		?				107,0	<97,0?	
41/2-038		122,3		114,0				
41/2-040		124,9		100,9	<83,9			
41/2-042		128,0	121,2	115,6	107,5	<92,0		
41/2-045		112,0			103,0	<100,0		
41/2-048		125,0	118,0	102,0	<86,0			

MONTENAKEN FORAGES (SUITE)

N° sond.	Z topo	base des limons	base SHH	base TIE	base HAN	base HER	base GUL	socle
41/2-072	132,0	123,4		115,0		<106,0		
41/2-073	131,0	122,0	120,0	111,0	<97,5			
41/2-078	137,0	122,5	117,0	<108,7				
41/2-116	141,0	132,3	130,5	<129,5				
41/2-127	133,0	127,8	<126,7					
41/2-128	130,0	129,0	127,0	126,2	<125,0			
41/2-145	128,0	118,7				<91,0		
41/2-150	125,0	119,0	116,0		<90,0			
41/2-168	139,0	131,0		126,0	114,0	<90,0		
41/2-173	137,5	130,5	123,5	Ha+He=	117,5	<93,8		
41/2-174	131,0	123,6		112,3		<101,6		
41/2-176	131,0	121,0			117,0	<86,5		
41/2-182	137,5	134,3				<129,0		
41/2-191	133,0	123,0				<103,0		
41/2-196	143,0	132,0				<123,8		
41/2-197	128,5	115,2				<99,5		
41/2-207	129,0	117,0		116,6	<100,0			
41/2-209	137,0	123,0			117,0	<96,0		
41/2-210	134,0	127,0			126,0	<117,0		
41/2-212	136,0	127,0			123,0	94,0	<92,0	
41/2-213	141,0	135,0			129,0	<116,0		
41/2-222	135,0	126,6				<107,6		
41/2-232	118,0	?	?	98,0	<91,5			
41/2-244	134,0	128,0				<111,5		
41/2-252	129,0	124,6			121,2	<121,0		
41/2-264	138,0	121,0	116,2	<113				
41/2-268	106,0	96,0		84,0	65,0	26,0	25,5	<25,0
41/2-272	109,0	103,2		84,0	68,0	28,0		<27,9
41/2-276	115,0	105,0		<100,0				
41/2-280	121,0	118,0	111,0	99,0	79,0	<69,0		
41/2-291	132,0	122,5			108,5	75,0	<74,0	

ANNEXE 3

COMPLÉMENTS CONCERNANT LA FORMATION DE DORMAAL

▸ *Dynamique de sédimentation*

Dans la partie septentrionale de la carte, les périodes de sédimentation rapide initiée par des courants violents alternent avec des phases nettement plus calmes de type lagunaire caractérisées par un matériel plus argileux et une stratification planaire. Dès 1884(a), Rutot et Van den Broeck avaient compris l'origine continentale de ces dépôts.

En 1903, dans un rapport d'excursion, le même auteur complète et en déduit la présence d'un fleuve ou de bras de mer se jetant le long de rivages sud-est de la mer landénienne.

Plus tard, des observations détaillées effectuées notamment dans les sablières de Grand-Hallet, Orp-le-Grand, Linsmeau et Landen, ont permis à Gulinck (1948a) de déduire que l'écoulement des eaux au sein de ces chenaux était orienté vers le NNO.

▸ *Le gîte de Dormaal*

Au nord-ouest de la carte, ces chenaux aboutissent à Dormaal. La richesse en matériel paléontologique du gîte de Dormaal s'explique par une diminution du courant à cet endroit favorisant la concentration d'objets prélevés en amont. Ce matériel permet de reconstituer l'environnement sédimentaire.

Le biotope des chenaux était favorable au développement d'une faune constituée de poissons d'eau douce (Casier 1967), d'amphibiens, de reptiles dont des crocodiles (Smith et Smith, 1996, Smith et al., 1999, Steurbaut et al., 1999). Des algues d'eau douce colonisaient ces chenaux et des nannofossiles et autres dynoflagellées crétacés concentrés dans ces rivières par le ruissellement prouvent que les terrains étaient exondés au sud et à l'est du domaine couvert par la carte.

Mais le gîte de Dormaal est surtout célèbre pour sa faune de mammifères étudiées par Theilhard de Chardin (1927, 1928) et revues à plusieurs reprises notamment par Smith et Smith (1996, 2006) et Steurbaut *et al.* (1999). C'est à cette époque charnière à la limite Paléocène-Eocène que sont apparus les premiers vrais primates dont le Theilhardina dédié au R.P. Pierre Theilhard de Chardin. Ce primate originaire de Chine (T. asiatica), a transité par Dormaal (T. belgica) 4.000 à 10.000 ans au-dessus de la limite P/E avant de gagner l'Amérique du Nord. Ces primates avaient trouvé un biotope adapté à leur mode de vie grâce aux forêts qui couvraient la région.

Les vestiges de cette forêt fossile sont connus depuis le milieu du XIX^{e} siècle au nord d'Hoegaarden (Fairon - Demaret *et al*., 2003). Les surfaces exondées, elles étaient couvertes de forêts de pins et de peupliers (Doutrelepont *et al*., 1997). Dans les cas les plus spectaculaires, ces chenaux charriaient des troncs silicifiés entiers par exemple ceux retrouvés à la sablière de Neerheylissem (Gulinck, 1963). Les petits fragments de charbon de bois (lignites) amenés dans les chenaux par le ruissellement ou par le vent résultent de feux de forêt initiés par la foudre (Rutot et Van den Broeck, 1887 ; Steurbaut *et al*., 1999). Au sondage du lac de Zoutleeuw (Léau), les nombreux fragments d'ambre trouvés, prouvent une fois de plus l'importance du couvert végétal résineux à cette époque.

FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG - *LEGENDE* - LEGEND

Gesteinsgrenze - *Formatiegrens* – Geological boundary

Gesteinsgrenze verdeckt – *Formatiegrens onder bedekking* - Geological boundary under cover

Mögliche Gesteingrenze – *Vermœdelijke formatiegrens* – Hypothetical geological contact

Schichtung : Streichen und Fallen (a) der normal gelagerten Schichten - *Gelaagdheid: strekking en helling (a) van normaal hellende lagen* - Stratification: strike and dip (a) of inclined strata

Steinbruch außer Betrieb - *Verlaten steengrœve* – Disused quarry

Aufgeschütteter Steinbruch - *Opgevulde steengrœve* –Filled quarry

Verlassene Sandgrube – *Verlaten zandgrœve* – Disused sand pit

Aufgeschütteter Sangrube – *Opgevulde zandgrœve* – Filled sand pit

Hinweis auf unterirdischen Abbau (Mergel und Phosphat) - *Spoor van ondergrondse exploitatie (mergel en fosfaten)* - Underground mining indice (marl and phosphate)

Doline – *Doline* – Doline

Bohrung, a ist die Mächtigkeit (Meter) m: der modernen Ablagerungen – *Boring waar a de dikte (in meter) m: van de recente afzettingen* – Borehole where a is the thickness (meter) m: of the superficial deposit

Bohrung. xx/x-xxxx: Nummer des Bohrlochs: siehe Beschreibung in den Erläuterungen – *Boring….: nummer van de boring: zie in de tælichting – Borehole…: number of the borehole: see description in the explanation*

Wassergewinnung - *Waterwinning* – groundwater pumping station

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ 3
NOTE DE L'ÉDITEUR 5
Établissement de la carte 5
Méthodologies et avertissements 6

1. INTRODUCTION **8**
1.1. Cadre géographique *8*
1.2. Cadre géologique *9*

2. LITHOLOGIES **11**
2.1. Les formations paléozoïques : le massif du Brabant *11*
2.2. Les formations méso-cénozoïques *12*
2.2.1. Les formations crétacées 12
Formation de Vaals (VAA) 12
Regroupement des formations de Gulpen et de Jauche (GJ) 13
Formation de Gulpen (GUL) 13
Formation de Jauche (JAU) 18
2.2.2. Les formations paléocènes 19
Formation de Heers (HER) 19
Groupe de Landen (LND) 25
Formation de Hannut (HAN) 25
2.2.3. La formation éocène 31
Formation de Tienen (TIE) 31
2.2.4. Les formations oligocènes 37
Groupe de Tongeren (TGN) 37
Formation de Sint-Huibrechts-Hern (SHH) 37
Formation de Borgloon (BOG) 40
2.2.5. Les formations pléistocène et holocène 42
Les formations oligocènes Les limons quaternaires (LIM) 42
Alluvions modernes (AMO) 43

3. TECTONIQUE **44**
3.1. La tectonique calédonienne du socle brabançon 44
3.2. Disposition des terrains méso - cénozoïques de la carte 44
3.3. Activité sismique récente 46

4. HYDROGRAPHIE **47**
4.1. Le bassin de l'Escaut 48
4.2. Le bassin de la Meuse 48

5. HYDROGÉOLOGIE **49**

6. RESSOURCES MINÉRALES **51**
6.1. La craie *51*
6.2. Le phosphate *52*
6.3. Le silex *52*
6.4. La "marne" *53*
6.5. Le Truffeau de Lincent *54*
a. Son utilisation 54
b. Son exploitation 55
6.6. Les sables, grès et argiles de la Formation de Tienen *56*
6.7. Les sables de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern *56*
6.8. Les limons quaternaires *57*

REMERCIEMENTS **58**

BIBLIOGRAPHIE **59**

ANNEXES **70**
Annexe 1 : liste des captages 70
Annexe 2 : liste des principaux forages de Landen 72
Annexe 2 : liste des principaux forages de Hannut 72
Annexe 2 : liste des principaux forages de Montenaken 74
Annexe 3 : complément sur la Formation de Dormaal 76

FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG –
LEGENDE – LEGEND **77**

SPW | *Éditions*

CARTE GÉOLOGIQUE DE WALLONIE : 1/25 000

NOTICE EXPLICATIVE

LANDEN 33/5-HANNUT-MONTENAKEN 41/1-2

Service public de **Wallonie**

DIRECTION GÉNÉRALE OPÉRATIONNELLE
DE L'AGRICULTURE, DES RESSOURCES
NATURELLES ET DE L'ENVIRONNEMENT

DGO 3