

SUR LA PRÉSENCE DE SOLS FOSSILES PLÉISTOCÈNES PRÉ-ÉMIENS ENTRE HAL ET TOURNAI

Par R. PÆPE et G. MORTELMANS

(Service Géologique de Belgique, Université Libre de Bruxelles)

SUMMARY. The interstream area between Scheldt and Dendre in the Tournai-Halle region is part of an old erosion surface as is proved by the general occurrence of two superposed interglacial palaeosoils. The latter are interbedded between cold eolian and solifluction deposits. This litho-stratigraphic sequence shows great affinity with the one yielded in the Ardennes and differs entirely from that of the thick widespread weichselian deposits of western Belgium.

RÉSUMÉ. Les interfluves du bassin Dendre-Escaut, entre Hal et Tournai, font partie d'une surface d'érosion ancienne. On y trouve régulièrement deux paléosols interglaciaires superposés, intercalés entre des formations éoliennes et solifluées, froides. Cette séquence lithostratigraphique est très proche de celle trouvée en Ardennes. Elle contraste fortement avec celle que montrent les épais dépôts weichséliens de l'Ouest de la Belgique.

1. Introduction

Entre la Senne et la Dyle, les Ardennes brabançonnaises forment un paysage découpé dont un élément fondamental consiste en nombreux lambeaux de plateaux. Ceux-ci sont établis essentiellement sur le sable bruxellien lorsqu'ils s'élèvent au-dessus de 110 m d'altitude. Cette région (Fig. 1), de même que l'aire d'extension du Bruxellien, se terminent brusquement vers l'Ouest par une crête sensiblement rectiligne, allongée du S.S.W. au N.N.E. Cette crête domine la vallée de la Senne en aval du point de confluence avec la Sennette au Nord de Hal. A partir de ce point, elle s'isole des autres plateaux sans pour autant perdre de l'altitude et se prolonge vers le Sud jusqu'à Rœulx en une série de buttes alignées où affleure toujours le Bruxellien.

La crête étirée du Bois de la Houssière, entre la Senne et la Sennette, en présente un exemple typique et c'est ici qu'on note également la plus haute altitude (160 m) de la région. Autour et en contrebas de ces buttes,

d'autres replats ou plateaux s'étendent, établis cette fois sur l'Yprésien. A l'Est, leur extension est plus ou moins restreinte aux bordures de vallées profondément incisées dans la région des hauts plateaux. Vers l'Ouest, par contre, ils occupent la vaste crête de partage s'étendant entre les vallées de la Haine et de l'Escaut d'une part et, d'autre part, les ramifications de la Senne et de la Dendre au Sud des Monts de Flandres.

Ces replats s'étagent depuis le pied du Bois de la Houssière et les plus fréquemment rencontrés se situent vers les cotes 110 à 100, 85, 70 et vers 60 m. R. FOURNEAU (1966) a fait mention de dix niveaux d'érosion observés au cours du levé de la carte géomorphologique de Braine-le-Comte - Feluy. Avant lui, L. WALSCHOT (1962) avait distingué le long de la vallée de la Senne: la terrasse des plateaux au-dessus de 100 m, la haute-terrasse (70-85 m), la moyenne-terrasse (50 m) et la basse terrasse s'élevant seulement à quelques mètres au-dessus de la plaine alluviale. Auparavant encore, R. TAVERNIER (1948),

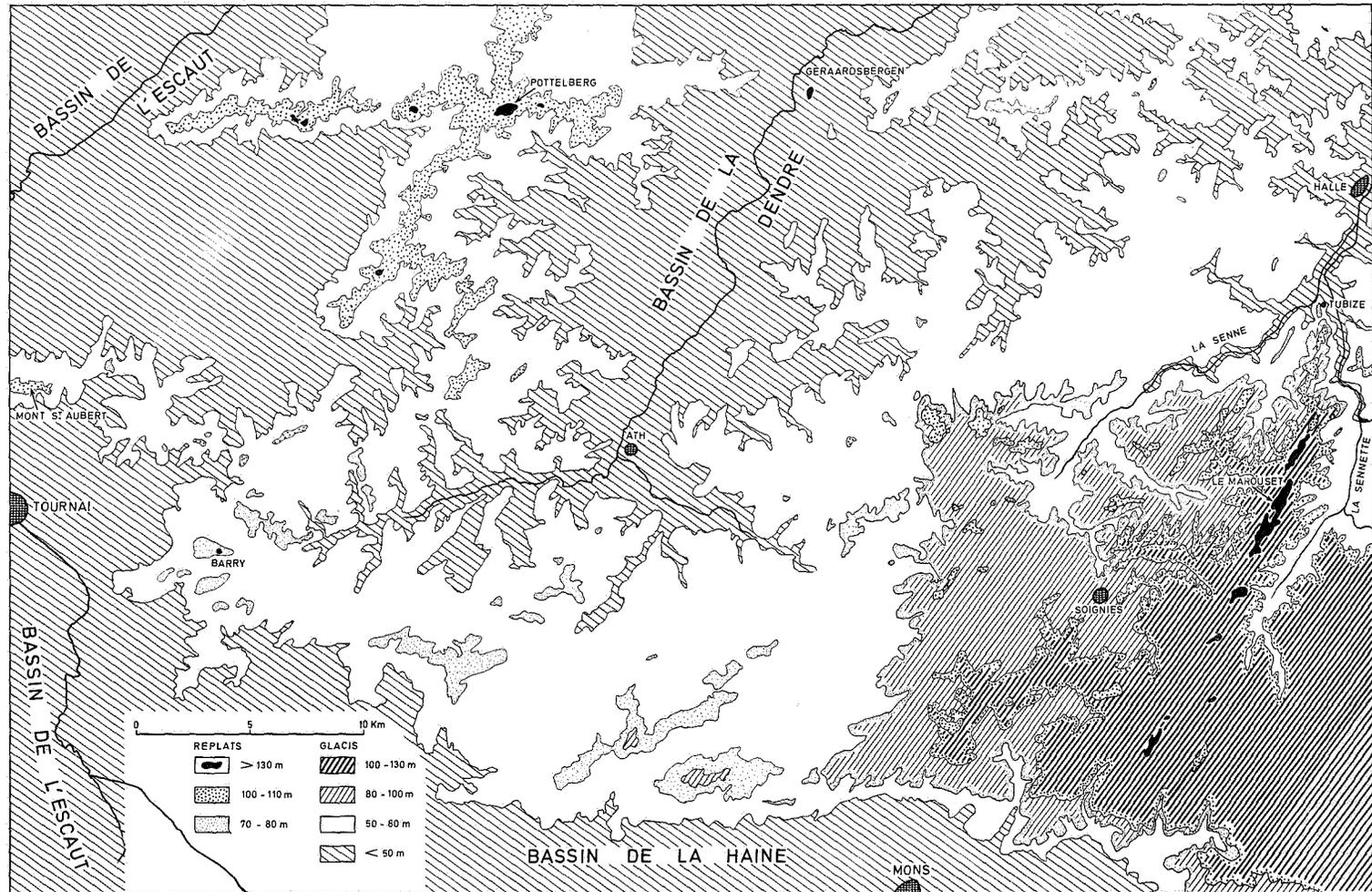


Fig. 1

avait désigné sous le nom de « prèles » les graviers reposant sur les plateaux, alors que L. WALSCHOT réserve ce terme uniquement aux graviers situés au-dessus de 100 m.

Un des buts de notre article est de préciser l'âge de ces dépôts et l'importance du relief qu'ils impliquent. Pour ce faire, nous ferons appel à de nouvelles observations lithostratigraphiques et paléopédologiques, provenant de diverses coupes de la région.

La première coupe se situe à Tubize, sur le promontoire terminal de la crête du Bois de la Houssière, dans l'angle formé par la confluence de la Senne et de la Sennette. Elle met en évidence la relation entre les formations de la Haute Terrasse et les dépôts formant le replat de 60 m. Le deuxième profil décrit provient de la crête même du Bois de la Houssière à l'extrémité nord de la sablière du Marouset. Alors que sur cette crête, le Bruxellien affleure souvent directement, ici est conservé un important témoin de la couverture quaternaire. Enfin sont exposées des observations effectuées à Barry près de Tournai, sur un replat, voisin de 80 m. Ce replat se détache, à l'extrémité occidentale, de la crête surbaissée qui forme la ligne de séparation entre les bassins hydrographiques de la Haine, de l'Escaut et de la Dendre. Elle-même fait partie du vaste glacis qui descend du Bois de la Houssière.

2. Crête du Bois de la Houssière - Promontoire de Tubize (R. PAEPE)

2.1. Tubize

La coupe figurée a été levée sur les parois nord et est de l'ancienne Briqueterie et Tuilerie du Brabant, située près de la gare de Tubize (fig. 2).¹

Les graviers couvrant le replat de 70 m appartiennent à la haute-terrasse de L. WALSCHOT. En accord avec les vues de cet auteur, on peut admettre leur origine solifluidale:

cette origine peut être étendue aux dépôts de pentes les reliant aux graviers colmatant les ravinements situés en contrebas (55 à 50 m).

Du haut vers le bas, une certaine continuité peut être suivie dans la stratification de ces dépôts, ce qui permet de conclure à leur contemporanéité. Pour ces raisons l'ensemble en est attribué à une seule et même période froide.

Par ailleurs, la forme très peu concave des ravinements indique un mode d'érosion différent de celui généralement attribué à l'érosion normale. Elle correspond aux processus agissant sous climat froid. L'établissement des ravinements et leur colmatage subséquent par les graviers pourraient donc bien être liés au même cycle climatique froid. On ne trouve d'ailleurs aucun indice d'amélioration climatique entre les deux phénomènes.

Vers le haut, les formations graveleuses passent à des dépôts finement lités qui évoquent, soit un colmatage par crues périodiques,² soit un dépôt de ruissellement. Il est certain, qu'à ce moment, l'activité éolienne était devenue importante puisque la texture principale de ces lits est limoneuse, voire loessique. En outre, l'intercalation de plusieurs niveaux de fentes corrobore la persistance du régime froid.

Graviers et loess ruisselés sont surmontés par le « paléosol inférieur »: celui-ci est un sol brun lessivé intensément marmorisé, bien plus fortement développé que le « paléosol supérieur » qui le surmonte; il s'agit également d'un sol brun lessivé pseudogleyifié. De façon similaire, ce second paléosol a atteint un stade d'évolution de profil plus poussé que le sol brun lessivé actuel, non gleyifié formé en surface. Ces deux pseudogleys sont attribuables à des périodes interglaciaires. En effet, entre eux existe un cailloutis accompagné de quelques fentes et d'un dépôt d'argile solifluée, ensemble témoignant d'un climat froid intermédiaire. A son tour, le sol gleyifié supérieur est séparé du sol brun lessivé actuel par un cailloutis ravinant, traversé de fentes, auquel succède un loess.

¹ Une description détaillée de ces profils sera publiée ultérieurement.

² Communication orale de R. SOUCHEZ.

Cette coupure indique une nouvelle période froide. Dans les deux cas, les cailloutis qui tronquent les paléosols recouvrent l'horizon B textural d'un pseudogley. On en arrive à la conclusion que sous les conditions froides régnantes, l'érosion était incapable de détruire la carapace résistante que formaient ces deux horizons pédologiques. On en conclura également que d'une part, entre les deux sols interglaciaires et, d'autre part, entre le paléosol supérieur et le sol brun lessivé actuel, il n'existe pas d'hiatus stratigraphique important. La chronostratigraphie peut dès lors être considérée comme continue entre les périodes froides et chaudes qui se sont succédées dans l'ensemble des dépôts étudiés ici. La position stratigraphique et la morphologie du paléosol supérieur rappelle celles du *sol de Rocourt*, d'âge Eémien. Le paléosol inférieur, plus fortement développé, peut alors être assimilé aux pédogenèses datant de l'Holsteinien. Il se rapproche du *sol de Profondeville* (R. PAEPE, 1968).

Cette attribution stratigraphique démontre l'âge incontestablement pré-Holsteinien du dépôt de la Haute-Terrasse et des dépôts colmatant les ravinelements.

En l'absence d'une datation certaine vers le bas, l'origine des dépôts pré-Holsteiniens pourrait s'étendre sur un laps de temps remontant jusqu'au Tertiaire. Cependant, nous avons montré que ces dépôts et les ravinelements qu'ils colmatent, étaient à rattacher à une seule période froide. C'est pourquoi nous préconisons un âge Elstérien. Ceci est en accord avec L. WALSCHOT (1962) qui, à l'instar de R. TAVERNIER (1948), avait attribué également un âge Elstérien (Mindélien) à la Haute-Terrasse. Par ailleurs, de plus grands doutes semblent exister quant au moment de formation de l'aplanissement même sur lequel repose la Haute-Terrasse. Si une liaison climatique étroite peut être établie entre les ravinelements et leur colmatage, la chose est bien moins nette entre la base de la Haute-Terrasse et le replat à gravier de solifluxion qui la supporte. Pourtant, nous sommes enclins à accepter un processus commun de cryoplanation pour l'origine du replat et de son gravier; nous nous basons sur le fait qu'il

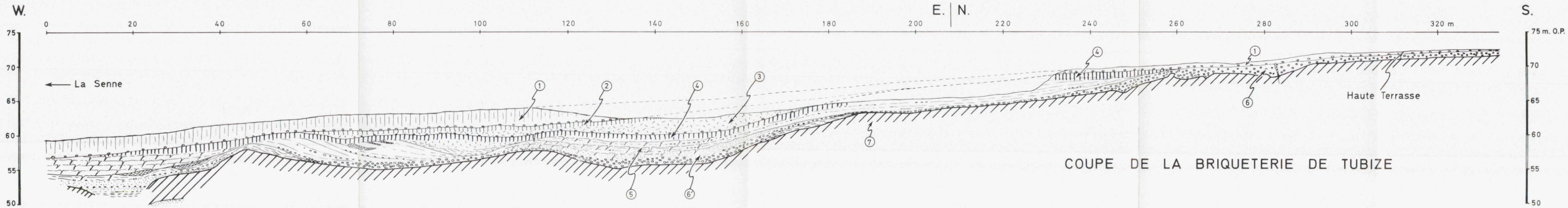
existe une relation géométrique latérale par-faite entre les graviers de la Haute-Terrasse et ceux des ravinelements situés en contrebas. Ainsi, par analogie, on pourrait étendre la notion de contemporanéité du gravier et du ravinement sous-jacent, à la Haute-Terrasse et à son replat.

2.2. Autres vestiges de la Haute-Terrasse

Depuis Tubize, la Haute-Terrasse de 70 m semble former un horizon continu avec les graviers rencontrés sur les replats plus élevés du promontoire qui s'élève de 10 en 10 m progressivement jusqu'à 110 m d'altitude, au pied du Bois de la Houssière (fig. 3). Non seulement, un simple examen de la surface indique la présence d'un gravier, mais de nombreux sondages figurant aux archives du Service Géologique de Belgique, font mention de graviers alternant avec ou surmontés de lits d'argile, puis de loess, l'ensemble pouvant atteindre de 1 à 5 m d'épaisseur. Par le fait qu'on ait pu distinguer plusieurs niveaux de replats sur lesquels ces graviers se sont épan-dus, certains auteurs suggèrent une origine polycyclique. C'est du moins l'opinion de R. FOURNEAU qui leur attribue un âge fin Tertiaire — début Quaternaire. L. WALSCHOT les groupe en partie sous le nom de Terrasse des plateaux et date du Pléistocène inférieur, les « prèles » qui les composent. Le même âge était antérieurement préconisé par R. TAVERNIER (1948) mais plus tard, cet auteur attribua les prèles au Pléistocène moyen (1954).

Comme nous rattachons à la Haute-Terrasse, ces divers replats de la Terrasse des plateaux situés en contrebas du Bois de la Houssière, nous leur accordons à tous le même âge: pré-Holsteinien, vraisemblablement Elstérien (Mindélien). Par ailleurs, pour l'ensemble de ces replats, nous n'excluons pas une évolution commune telle que l'évolution des terrasses de cryoplanation.³

³ R. LEGRAND (1945) y avait trouvé un galet de syénite dont les caractéristiques se rapprochent de celles de l'aire Scandinave.



COUPE DE LA BRIQUETERIE DE TUBIZE

Fig. 2 — TUBIZE

- 1: Limon brun jaunâtre pâle (10 YR 6/4) avec horizon B textural plus argileux; en-dessous devenant plus sableux et stratifié puis plus argileux avec des structures de solifluxion; pavements de petits cailloux entre les couches et gros graviers à la base (ondulante); celle-ci devient très importante sur la dite haute-terrasse, où l'on trouve des fentes de gel à la base.
- 2: Limon argileux brun foncé (7-5 YR 5/8), marmorisé; guirlandes grisâtres inclinées dans le sens de la pente et irrégulièrement tronquées par la limite supérieure ondulante; limite inférieure diffuse.
- 3: Complexe de lentilles d'argile brunâtre, de limon argileux brunâtre et de nombreuses intercalations de cailloutis plus ou moins importantes; base ondulante avec sporadiquement quelques grandes fentes de gel.
- 4: Argile massive fortement marmorisée avec taches rouge vif (5 YR 5/8) et mailles rectangulaires de guirlandes grisâtres (gley).
- 5: Limon sableux jaune hétérogène avec nombreux niveaux de cailloux accompagnés de niveaux à fentes nombreuses; transition graduelle vers les couches inférieures.
- 6: Complexe d'argiles limoneuses brunes alternant avec des amas de cailloutis et de graviers, colmatant de façon irrégulière les faibles ravinelements dans le substratum.
- 7: Complexe 6 passant sur la haute-terrasse à une masse essentiellement graveleuse de silex, avec stratification grossière; intercalation de lits d'argile; structures de solifluxion.
- 8: Substratum: argile silteuse yprésienne.

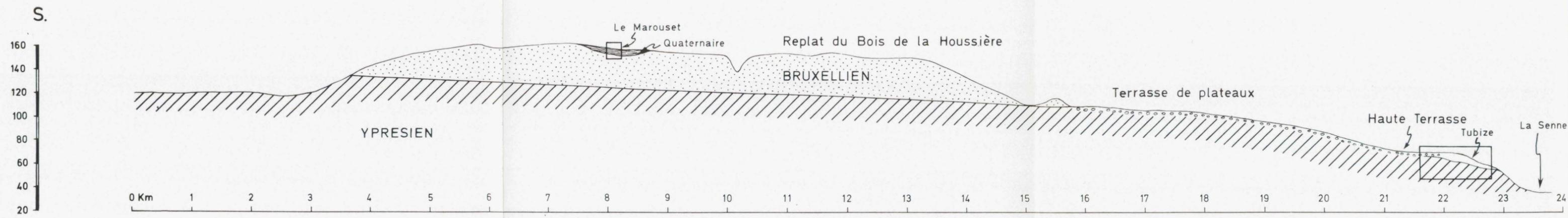


Fig. 3 — Situation relative des coupes de Tubize et du Marouset

2.3. Le Marouset

Les formations quaternaires du Bois de la Houssière rappellent la succession de Tubize (fig. 4). Celles-ci sont visibles sur près de 300 m de longueur dans la coupe des sablières du Marouset au-dessus du Bruxellien.

L'argile bariolée qui forme la base des dépôts quaternaires est depuis longtemps connue en Hainaut où elle s'est souvent épanchée sur les sables tertiaires. LADRIÈRE la désignait par le nom de « glaise ». Son épaisseur y est, comme au Marouset, faible. On y rencontre des amas de silex roulés⁴, ce qui plaide en faveur d'une origine solifluidale. Témoigne aussi de cette origine le fait qu'on retrouve cet ensemble en diverses positions topographiques. Il s'agit donc d'un dépôt climatique de période froide.

A la même période doit sans doute être rattachée la formation des cryoturbations déformant la glaise. Glaise et cryoturbations sont à leur tour affectées par une forte rubéfaction (marmorisation) indiquant une pédogénèse postérieure à la période froide.

Il est dès lors certain que cette pédogénèse est différente de celle du sol rouge ferrugineux non gleyifié visible au sommet du sable Bruxellien immédiatement sous-jacent. Elle est par conséquent infra-pleistocène. L'intensité des veines jaunes, grises et rouges et des enduits d'argile suggère une marmorisation interglaciaire très importante.

A cette forte pédogénèse a succédé une nouvelle période froide: le sommet du paléosol est tronqué par un cailloutis dont la disposition est parfois irrégulière à cause des fentes de gel qui l'ont découpé. L'érosion qui se manifeste ainsi au début de la nouvelle période froide, semble à nouveau ne pas avoir été capable d'enlever la carapace résistante formée par le sol marmorisé. La mince couche de loess jaunâtre qui suit et est exempte de toute trace de pédogénèse, témoigne de la persistance du froid, après cette phase érosive.

⁴ J. DEMEK vient de décrire des niveaux semblables un peu partout dans le monde et souligne la parenté de la surface de cryoplanation et de son recouvrement.

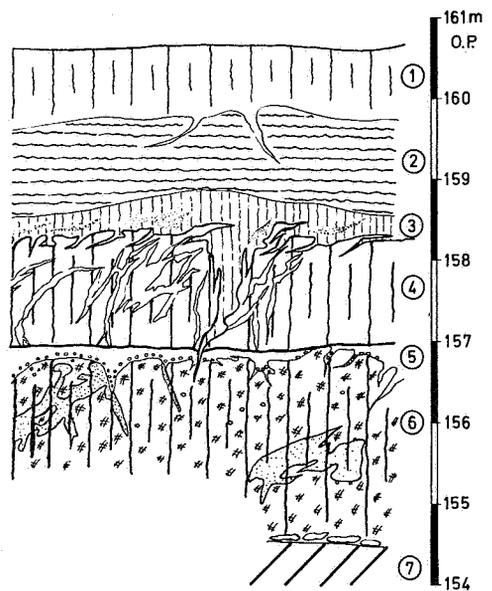


Fig. 4 — LE MAROuset

- 1: Limon brun foncé (10 YR 4/3) avec horizon B textural plus argileux; traces de racines à la base.
- 2: Limon brun jaunâtre (10 YR 5/8) avec fine stratification lamellaire.
- 3: Limon brun jaunâtre foncé (10 YR 4/4) avec lentilles sableuses inclinées dans le sens des cryoturbations et fentes établies le long de la limite inférieure; celle-ci peut être percée par de grandes fentes de gel.
- 4: Limon argileux brun jaunâtre (10 YR 5/6) avec horizon B textural gleyifié plus argileux, brun foncé (7-5 YR 5/8); guirlandes irrégulières gris-blanchâtres inclinées dans le sens de la pente et des irrégularités mentionnées au contact avec la couche 3.
- 5: Limon sableux brun jaunâtre (10 YR 5/8) avec quelques niveaux caillouteux dont un à la base; celle-ci est irrégulière à cause des fentes.
- 6: Complexe d'argile sableuse grise légèrement olive (5 Y 6/2) avec cailloux épars et poches irrégulières de sable argileux brun foncé (7-5 YR 5/8); marmorisation intense dans l'argile (taches: 10 R 4/6 = rouge) et dans le sable (taches: 5 YR 5/8 = rouge jaunâtre); banc de plaques de grès bruxellien à la base.
- 7: Sable argileux grossier rubéfié.

Également tronqués par un cailloutis⁵, ce loess peut localement manquer dans le profil. Mais, même dans ce cas, l'hiatus est suffisant pour séparer le paléosol marmorisé d'un deuxième paléosol sus-jacent et moins intensément gleyifié. Celui-ci est établi dans la masse épaisse de loess qui surmonte généralement l'ensemble des glaises et des cailloutis. Il se trouve ainsi exactement dans la même position stratigraphique, c'est-à-dire en-dessous d'un paquet de loess de couverture, que le paléosol gleyifié éémien de Tubize. En outre, le contact entre les deux dépôts montre les mêmes phénomènes de solifluxion. Ici, les guirlandes de gley qui occupent normalement une position verticale dans le paléosol prennent généralement, dans leur partie supérieure, une inclinaison conforme à celle de la pente du contact. Celui-ci ayant une forme convexe, la déformation revêt une forme d'ensemble en éventail. Ce n'est qu'au centre de la coupe que ces guirlandes de gley ont gardé leur verticalité. Nulle part elles ne se continuent dans le loess sus-jacent : la gleyification, qui est à leur origine est donc antérieure au dépôt du loess. Néanmoins, l'inclinaison des guirlandes de gley se trouve sans conteste en relation avec la solifluxion qui se manifeste à la base du loess sus-jacent. Certains lobes de loess soliflué s'insèrent en effet entre les irrégularités du sommet du paléosol gleyifié. En même temps, cet aspect rappelle la morphologie du *sol de Kesselt*, ce qui pourrait également expliquer la couleur plus sombre du dépôt de solifluxion. L'érosion éventuellement liée à cette solifluxion ne semble pas avoir été capable de détruire le sol gleyifié. A part le léger déplacement de son sommet, il est pour le reste autochtone.

La période froide, dont le début est ici exprimé par une phase de solifluxion, est suivie du dépôt de loess homogène qui, à notre avis, peut indiquer une accentuation du froid. Cette opinion est renforcée par la présence de grandes fentes de gel s'ouvrant au contact de la zone solifluée et des dépôts

loessiques. Le sommet de ce limon de couverture revêt également une forme convexe. Le sol brun lessivé actuel qui l'affecte en surface (terre à briques) se trouve ainsi nettement séparé du sol gleyifié par un nouveau dépôt froid. Il est indiqué de l'attribuer à la Dernière Glaciation (Weichsélienne). Car outre leur position de surface, la succession : solifluxion avec *sol de Kesselt*, grandes fentes de gel, loess, terre à briques, coïncide parfaitement avec les observations faites dans les dépôts weichséliens en de multiples autres endroits. (R. PÆPE et R. VANHOORNE, 1967). Ceci est encore confirmé par la présence des silex taillés du type moustérien à l'endroit mentionné plus haut.

Ainsi on se trouve à nouveau, dans la coupe du Marouset, en présence de deux paléosols au-dessous du Weichsélien. Compte tenu du fait qu'aucune lacune stratigraphique n'intervient apparemment dans la succession des formations froides et des sols interglaciaires, des âges respectivement Eémien et Holsteinien s'imposent respectivement pour les paléosols supérieur et inférieur. La glaise située à la base du profil serait alors d'âge Elstérien, sinon plus ancienne encore.

Si la surface de ce dernier dépôt, et celle du loess jaunâtre, sont proches de l'horizontale ou à peine incurvées, il n'en est plus de même pour les dépôts loessiques reposant au-dessus du dernier cailloutis observé ; ils montrent une convexité croissante. Cette convexité est à l'origine de la convergence des dépôts vers les bords de la crête ainsi que suivant son axe longitudinal. On a mis en évidence, en outre, que la convexité du sommet du sol éémien a déterminé la forme et la direction de la solifluxion observée à la base du loess weichsélien. C'est pourquoi, nous pensons que cette convexité des dépôts loessiques au-dessus de la glaise est en partie primaire, et due à une érosion survenue peu après la formation de ces dépôts. Nous y voyons également la preuve que la mise en relief de la crête du Bois de la Houssière a été de plus en plus marquée à partir du dépôt de loess d'âge Saalien (Rissien). Lors de la formation de la glaise, par contre, la crête était plus large et moins soumise à l'érosion. En

⁵ Dans ce cailloutis, R. LEGRAND a trouvé une centaine d'artéfacts vraisemblablement moustériens (communication orale).

effet le galet de syénite peut indiquer une origine fluviale avant que l'inversion de relief ne se soit manifestée.

2.4. Autres coupes dans le Bois de la Houssière

Au Sud et au Nord du Marouset, les exploitations dans le Bruxellien ne montrent jamais de dépôts pléistocènes. Le sol rouge du sommet du Bruxellien y affleure directement et peut alors être envahi par un podzol récent où s'observent quelques cailloux épars de silex.

Il en résulte que les dépôts pléistocènes observés actuellement au Marouset n'offrent qu'une extension limitée. Ce fait, une fois de plus, implique leur érosion au moins partielle et confirme également la mise en place de la glaise dans une dépression d'une surface plus vaste et disparue. On pourrait d'autre part, s'étonner du fait que les loess se seraient uniquement déposés sur la glaise.

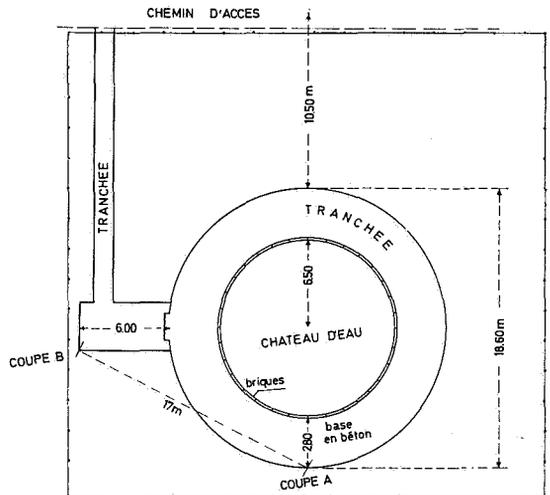
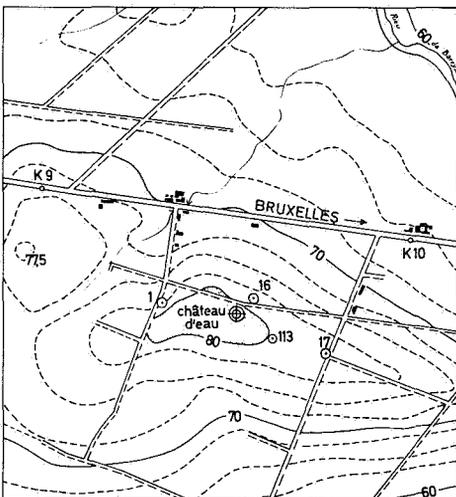
2.5. Autres coupes au sud du Bois de la Houssière

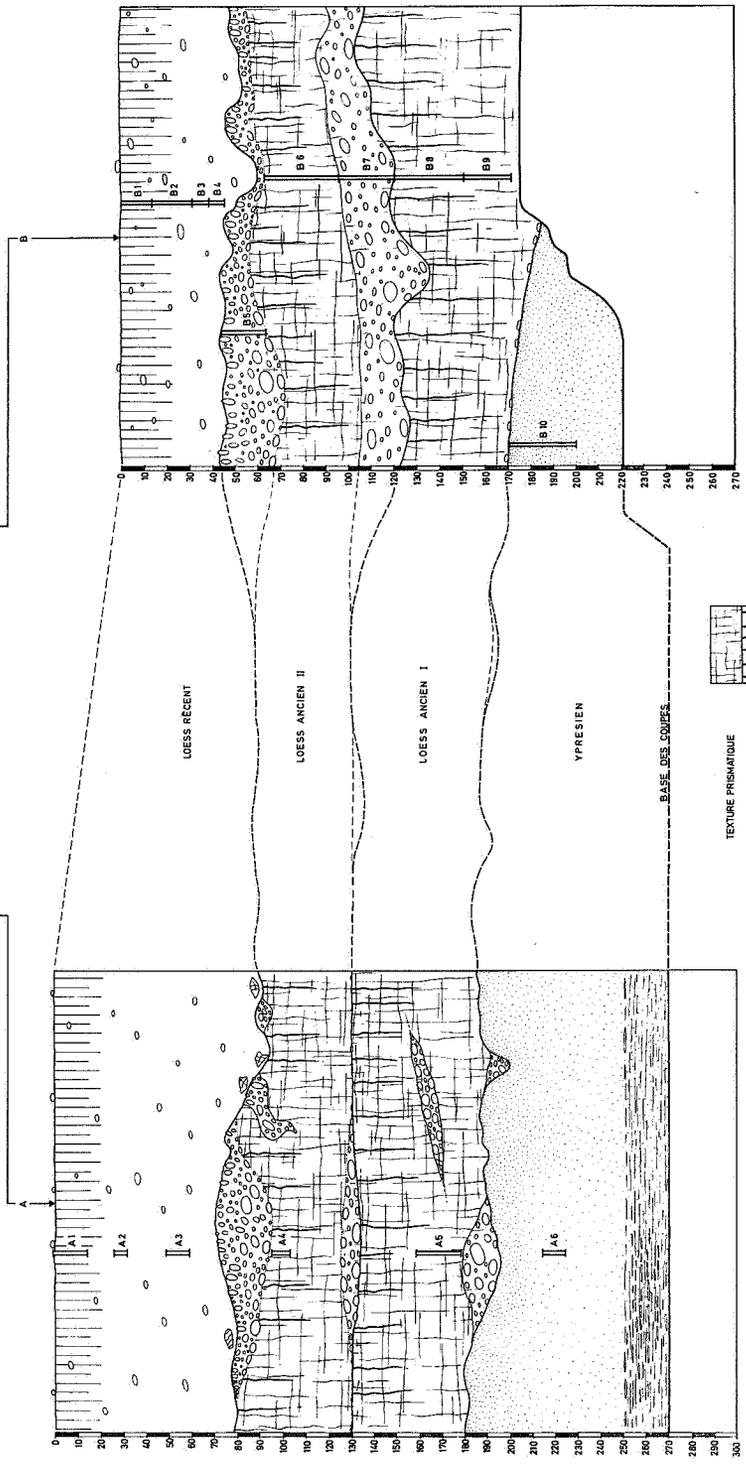
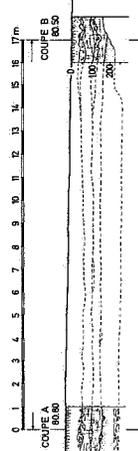
Plusieurs mètres de loess couvrent le substrat calcaire des environs de Soignies et d'Ecaussines. Leur observation est possible dans les carrières de « petit granite ». Nous

avons visité celles qui se situent vers les cotes 110 à 120. Généralement, on y rencontre une masse de 2 à 3 m de loess décalcifié, brun (terre à briques), surmontant 8 à 10 m de loess jaunâtre, finement stratifié, à multiples petites fentes sinueuses. Des fentes en coin peuvent séparer les deux dépôts. Souvent il est difficile de dire si le loess jaunâtre est attribuable au loess weichsélien ou non. Ce n'est que dans la carrière de Restaumont que nous avons pu reconnaître le *sol de Kesselt* (Denekamp) au milieu et le *sol de Rocourt* (Eémien) à la base du dépôt. Ici, le loess weichsélien forme donc une couche épaisse sous le replat de 110 m. Il en est vraisemblablement de même dans les autres sites des environs. J. DE HEINZELIN poursuit depuis plusieurs années des études sur les loess de la carrière du Clypot (Soignies), à la base desquelles se trouve une industrie moustérienne.

Au terme de cette description, se pose un double problème. Pourquoi les loess weichséliens sont-ils si faiblement développés à Tubize et sur la Haute-Terrasse, alors que les altitudes sont égales et souvent inférieures à celles des environs d'Ecaussines, où le loess atteint parfois plus de 10 m? Pourquoi le loess est-il également bien développé au Bois de la Houssière?

Fig. 5 a et b





TEXTURE PRISMATIQUE
PERFORATIONS RADICAIRES

3. Région de Barry (G. MORTELMANS)

La coupe étudiée se situe sur la colline qui s'allonge parallèlement à la Chaussée de Bruxelles, à 300 m environ au sud de celle-ci et à la limite des communes de Barry et de Gaurain-Ramecroix. Elle était visible lors de la construction, en 1966, d'un Château d'eau élevé légèrement en contrebas du sommet de la colline, vers la cote 80 (Fig. 5).

Deux parties de la coupe ont fait l'objet d'un relevé détaillé (Fig. 6). La description se rapporte essentiellement à la coupe B mais comporte des références à la coupe A chaque fois que la chose a paru utile (Fig. 5 et 6).

L'étude des coupes et de divers petits sondages⁶ voisins conduit :

- à retracer la succession des phénomènes qui s'y sont inscrits,
- à comprendre la raison de la conservation, en ce point, d'un lambeau de Pléistocène ancien,
- à situer ce lambeau, et la surface qui le porte, dans le cadre plus large de l'évolution morphologique de la région.

3.1. Description de la coupe de Barry

LOESS RÉCENT :

Limon argileux brun jaunâtre (10 YR 5/6) (Ech. A 3 et B 3) renfermant des cailloux de silex, des grains de limonite et de grès limoniteux (« Diestien »), gleyifié à la base (Ech. B 4) et avec « terre à briques » au sommet : horizon Ap. humifère (10 YR 4/2) (Ech. A 1 et B 1), horizon A₂ (10 YR 5/6) (Ech. A 2 et B 2) et horizon B_{2t} (7,5 YR 5/8) (Ech. A 3 et B 3). Base ravinante et poches de solifluxion.

LOESS ANCIEN II :

— Formation lenticulaire consistant en cailloutis de silex très bien roulés, à cortex blanchâtre, parfois brisés par le gel et présentant souvent des cupules de gélivation empâtés dans une masse argileuse ocre à ocre-rouge (5 YR 5/6); celle-ci offre une texture prismatique (horizon B textural) et des enduits d'argile luisante sur les surfaces des polyèdres. (Ech. B 5). Ensemble localement tronqué par le loess récent. Au sommet, cailloux

dressés par cryoturbation et localement quelques petits festons. Base ravinante (solifluxion)

— Argile sableuse marmorisée (taches brunâtres claires (10 YR 6/3); taches rougeâtres (2,5 YR 4/8) enrichies en argile) à texture prismatique; enduits argileux luisants et « slickensides » sur les parois des prismes (Ech. Ar et B₂); quelques cailloux épars de silex; base ondulante mais nette — Cailloutis hétérogène de silex roulés de dimensions nucléaires à pugilaire rarement céphalaire, à cortex blanchâtre offrant des craquelures et des cupules de gel; ces galets sont empâtés de façon non jointive dans une argile sableuse localement à allure stratoïde. L'argile est gleyifiée (taches brunâtres (5 Y 7/2) à sec; taches rouges 5 YR 4/8 à 2,5 YR 4/8) et présente de forts enduits (Ech. B 7); limites supérieure et inférieure onduleuses et parfois seuls quelques rares galets isolés témoignent de la présence du cailloutis.

LOESS ANCIEN I :

— Argile silteuse rubéfiée, intensément marmorisée (taches grises (5 Y 7/1) et taches rouges (2,5 YR 4/8) renfermant quelques cailloux épars; texture prismatique, toutefois plus massive et des enduits argileux moins marqués que plus haut (Ech. A 5, B 8 et B 9). L'argile renferme localement un paquet lenticulaire oblique de galets empâtés (coupe A); sa base est irrégulière et soulignée soit par un semis de petits galets de silex (coupe B) ou par de nouvelles lentilles et poches caillouteuses (coupe A)

— Formation caillouteuse à épaisseur inégale reposant soit sur l'argile yprésienne silteuse (coupe A) soit sur une argile moins silteuse et pédogénisée (coupe B).

SUBSTRATUM YPRÉSIEN :

— Argile yprésienne (Y_c = Y 1_a) représenté par un facies silto-argileux à argilo-silteux revêtant une forme lenticulaire au sein de l'argile normale. Dans la coupe A, elle passe d'une teinte jaunâtre vers le haut à olivâtre plus bas (Ech. A 6, puis apparaissent des taches rouilleuses disposées en stratification; dans la coupe B, elle est gris beige clair (5 Y 7/2), fortement gleyifiée avec peu de taches rouges (5 YR 5/8) et devient plus argileuse vers le bas (Ech. B 10) (horizon B 3 d'un profil pédologique tronqué).

3.2. Séquences lithostratigraphique et climatique de la coupe de Barry

Celles-ci comprennent les étapes suivantes :

1. A une époque déjà ancienne du Pléistocène, une surface topographique a été entaillée

⁶ En partie effectués par G. MORTELMANS, en partie extraits des Archives du Service Géologique de Belgique.

dans l'Yprésien inférieur, sensiblement au niveau du contact entre le sable Yd (= Y1b) et l'argile Yc (= Y1a). Des témoins limités en sont conservés sur quelques collines, au Nord de la chaussée de Bruxelles, de part et d'autre de la crête Escaut-Dendre. Sur la colline du château d'eau, cette surface est à la cote 79. Antérieurement à toute autre action, les couches yprésiennes sous-jacentes ont subi des altérations affectant de façon différentielle les sables fins argileux et les argiles silteuses. Les premiers portent la marque d'oscillations de la nappe perchée qu'ils renferment, les secondes celles d'une pédogenèse leur donnant l'aspect d'un horizon B3 gleyifié. Les hypothèses chronologiques proposées ci-après à propos des formations pléistocènes, conduisent à attribuer un âge pré-Elstérien (« Cromérien »? = Günz-Mindel) à cette pédogenèse.

2. Ultérieurement, à une époque que l'on peut hypothétiquement rattacher au début du Glaciaire Elstérien (Mindélien), cette surface topographique a subi de légères retouches et s'est couverte, de façon discontinue, de galets bien arrondis de silex originellement rassemblés par ruissellement ou déflation éolienne (« pavement désertique ») puis concentrés dans un écoulement boueux périglaciaire.

3. Ce niveau caillouteux a bientôt disparu sous une formation loessique d'épaisseur inconnue, attribuable à l'Elstérien (Mindélien) : c'est notre Loess ancien I.

4. Par la suite, ce loess a subi les effets d'une pédogenèse rubéfiante dont l'intensité ne se conçoit que dans le cadre d'un interglaciaire qui, dans le cadre chronologique proposé, serait l'Holsteinien (Mindel-Riss).

5. Une érosion superficielle subséquente a tronqué le profil pédologique correspondant, n'en laissant subsister que l'horizon B textural à pseudo-gley.

6. Au début d'une nouvelle glaciation, rapportée ici au Saalien (Rissien), de nouveaux amas de galets gélivés, empâtés de matériel loessique et d'éléments repris à l'Yprésien supérieur argileux, sont venus reposer sur la surface topographique entaillée dans le Loess ancien I. Leur aspect est celui de coulées de solifluxion. Le caractère discordant de ces amas est bien mis en évidence par le fait qu'ils

tronquent les prismes sous-jacents et les perforations radiculaires brun noir associées. Par ailleurs, l'absence de division prismatique nette dans leur masse, indique à suffisance qu'ils ne se rattachent pas au cycle des Loess anciens I mais bien au début de celui des Loess anciens II.

7. A ces produits de solifluxion succèdent les Loess anciens II, dont la puissance originelle est inconnue.

8. Ils sont en effet tronqués, à leur tour, par de nouveaux écoulements boueux à galets gélivés, marques d'une solifluxion intense.

9. Le fait que cette nappe de galets se soit, ultérieurement, trouvée dans des conditions de profondeur telles qu'elle ait été incorporée à un horizon B textural, suggère le dépôt, au-dessus d'elle, d'une nouvelle série de loess, les Loess anciens III. Si cette hypothèse est correcte, les termes 7, 8 et 9 de la succession seraient à rattacher à un Saalien (Rissien) complexe, avec deux stades glaciaires séparés par un interstade.

10. C'est au cours d'un nouvel interglaciaire, attribuable à l'Eémien (Riss-Würm), qu'aurait pris cours la pédogenèse rubéfiante de l'ensemble 7, 8 et 9, transformant la nappe de galets et de Loess ancien III en un horizon B textural.

11. Les érosions du début du Weichsélien (Würmien) auraient enlevé la partie haute du profil, s'arrêtant au niveau de la formation caillouteuse plus résistante.

12. Alors que s'amorçait le dépôt du Loess récent, une importante solifluxion s'est produite, cryoturbant l'horizon caillouteux et mêlant localement des fragments du paléosol sous-jacent à la base du Loess récent.

13. La position précise du Loess récent au sein du Complexe Weichsélien (Würmien) est difficile à déterminer en l'absence de toute donnée archéologique ou faunique. Par comparaison avec les coupes visibles dans les exploitations du Calcaire de Tournai, on peut penser qu'il s'agit du Loess récent I.

14. Depuis les temps post-glaciaires, ce loess, toujours peu épais sur les sommets, a subi une lehmification totale, avant d'être soumis au ruissellement né de la déforestation et du développement de l'agriculture.

3.3. Conservation du lambeau de Barry

La raison de la conservation d'un lambeau de Pléistocène ancien au sommet de la colline du château d'eau se conçoit aisément si, à la lumière de certaines observations sédimentologiques, on cherche à déterminer sa position topographique initiale.

1. Les nappes caillouteuses discontinues qui encadrent ou coupent la succession des Loess anciens renferment, dans leur portion fine, du matériel provenant des niveaux argileux de l'Yprésien supérieur (Panisélien). Ces niveaux affleurent au Mont Saint-Aubert et dans les collines de Renaix. C'est donc de ces régions que, par écoulement plastique périglaciaire, ces nappes caillouteuses se sont mises en place. Elles devaient donc, à l'époque, occuper le fond d'une dépression topographique.

2. La partie inférieure du Loess récent renferme, quant à elle, des grains de limonite et de grès limonitique qui ne peuvent provenir que des formations ferruginisées coiffant ces mêmes reliefs (ancien « Diestien »). Ce fait prouve, qu'à ce moment encore, des transports avaient lieu depuis ces sommets jusqu'à la dépression topographique de Barry.

3. Ce ne serait donc qu'au cours du dernier Glaciaire que les érosions liées à l'extension de la Vallée Flamande auraient donné naissance à la crête Escaut-Dendre et dégagé, en particulier, la colline du château d'eau avec sa couverture de dépôts pédogénisés anciens. On peut penser que c'est à la lourdeur de ceux-ci et à la présence en leur sein de niveaux caillouteux compacts et résistants que ce lambeau doit d'avoir été préservé.

Les divers petits sondages effectués autour de la colline témoignent du peu d'extension latérale que revêt encore le lambeau de limons anciens rencontrés au château d'eau.

On se trouverait donc, en fait, devant un cas typique d'inversion de relief, le sommet de l'actuelle colline correspondant à une ancienne dépression colmatée.

3.4. Le lambeau de Barry dans la morphologie régionale

Un examen quelque peu poussé de la carte topographique montre que le lambeau de

Barry n'est pas isolé, mais qu'il représente le plus méridional d'une série de reliefs tabulaires culminant aux environs de la cote 80. Toutes ces collines se placent au Nord du chemin de fer Tournai-Bruxelles et la surface morphologique qui les couronne vient s'adosser aux reliefs ferruginisés plus élevés des collines de Renaix et du Mont Saint-Aubert. Cette observation est fondamentale, car elle démontre l'existence, au front méridional des collines des Flandres, d'un aplanissement d'âge Pléistocène ancien, antérieur au « Cromérien ».

La suite des recherches visera à contrôler l'existence éventuelle, sur ces lambeaux de surface ancienne, de recouvrements analogues à ceux observés sur la colline du château d'eau de Barry.

4. Conclusions générales (R. PAEPE & G. MORTELMANS)

— La présence de deux paléosols⁷ interglaciaires a été mise en évidence pour la première fois dans la région entre Hal et Tournai. Un âge Eémien semble le plus vraisemblable pour le paléosol supérieur, un âge Holsteinien pour l'inférieur. Il s'agit de deux sols bruns lessivés marmorisés (pseudogleyifiés) dont l'inférieur est toujours plus fortement développé.

Peut-être existe-t-il un troisième paléosol pléistocène plus ancien encore?

— Les paléosols holsteinien et eémien ont, jusqu'à présent, toujours été retrouvés au sein d'une succession litho-stratigraphique composée de dépôts froids soit éoliens, soit soliflués et ruisselés.

— Leur position topographique et géomorphologique peut varier considérablement d'un endroit à l'autre. Le relief pré-Holsteinien était donc déjà sensiblement marqué et localement érodé au moins jusqu'aux environs de 50 m (coupe de Tubize). Entre ce niveau et le sommet du Bois de la Houssière existaient plusieurs niveaux d'aplanissement (terrasses de cryoplanation) sur lesquels ces paléosols se

⁷ L'étude micro-morphologique de ces sols est en cours.

sont établis. Plus particulièrement, la crête surbaissée de l'Entre Dendre-Escaut témoigne de l'existence d'une ancienne surface établie vers l'altitude de 80 m. Elle est adossée dans le Tournaisis aux Collines des Flandres et se retrouve à l'Est, à la jonction des collines avec la crête Nord-Sud du Bois de la Housière. L'importance de ce glaciaire fossile réside dans le fait que c'est la première surface plus ou moins continue que l'on rencontre depuis la côte en se dirigeant vers la Haute Belgique. En effet, ce n'est que rarement que l'on trouve en Basse et, en partie, en Moyenne Belgique (M.C. VANMAERCKE, 1967), ces paléosols anciens, tandis qu'en Haute Belgique leur présence devient vraiment le critère diagnostique du Pléistocène moyen (R. PAEPE, 1968, 1969).

Cette affinité stratigraphique avec l'Ardenne montre que le glaciaire Hal-Tournai représente un élément majeur d'une topographie ancienne. L'érosion et l'accumulation weichséliennes qui ont dominé l'évolution géologique de l'Ouest du pays (formations weichséliennes

épaisses et très répandues) n'ont que faiblement influencé cette surface ancienne. Il semble que ce trait du relief ait persisté jusqu'à la formation et l'extension de la Vallée Flamande et de ses affluents. Avant, le réseau hydrographique lié à cette surface s'écoulait vraisemblablement vers l'Ouest-Sud-Ouest, c'est-à-dire vers le Boulonnais et la Manche. Ceci expliquerait la parenté de l'allure du glaciaire et de la direction de la Vallée de la Haine.

— Enfin, la juxtaposition sur cette surface ancienne de lambeaux de formations anciennes et récentes (weichséliennes) doit nous mettre en garde contre toute utilisation de la position topographique d'un élément du relief pour en déduire son âge géologique. Des loess récents peuvent être trouvés sur des replats à hauteur égale avec les vestiges anciens. Il en découle que l'accumulation des loess récents se faisait de façon irrégulière et discontinue dans cette région, ce que confirment les sondages récents lorsqu'ils sont suffisamment serrés (région de Tournai).

BIBLIOGRAPHIE

- DEMEK, J. (1969). Cryoplanation Terraces, their Geographical Distribution, Genesis, and Development. *Rozprawy Československé Akademie Véd*, R. 79, S. 4.
- FOURNEAU, R. (1966). Cartographie géomorphologique de la planchette Braine-le-Comte-Feluy et particularités morphologiques du bassin de la Senne supérieure. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, T. 89, 8, pp. B 295-B 346.
- MEYER, A. et LEGRAND, R. (1946). Sur un galet erratique de Syénite à la base du Quaternaire du Brabant. *Bull. Soc. belge de géologie*, T. LIV, fasc. 142, p. 46-52.
- PAEPE, R. (1968). Le Pléistocène de la Vallée de la Meuse à Profondeville. *Professional Papers, Serv. Géol. de Belg.*, n° 1.
- PAEPE, R. et VANHOORNE, R. (1967). *The stratigraphy and Palaeobotany of the Late Pleistocene of Belgium*. Mém. Cartes Géolog. et Min. de la Belgique, 8, p. 96.
- PAEPE, R. (1969). Quelques aspects des dépôts quaternaires de la Famenne. *Bull. Soc. belge de Géologie*, T. 78, fasc. 1, pp. 69-75.
- TAVERNIER, R. (1948). Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LVII, pp. 606-641.
- WALSCHOT, L. (1962). Les Terrasses de la Senne. *La Géographie*, 3, pp. 3-15.
- VANMAERCKE, M.C. (1967). De geomorfologische kaart van het Zwalmbekken. *Verh. Kon. Vl. Akad. Jg.*, XXIX, n° 99, 93 p.

Communication présentée le 21 janvier 1969.