

Bull. Soc. belge Géologie	T. 87	fasc. 1	pp. 55-65	3 fig.	Bruxelles 1978
Bull. Belg. Ver. Geologie	V. 87	deel 1	blz.55-65	3 fig.	Brussel 1978

STRUCTURES PERIGLACIAIRES SYNGENETIQUES DANS QUELQUES TERRASSES FLUVIATILES DU NORD DE LA FRANCE ET EN BELGIQUE

par G. DE MOOR (*)

RESUME. - L'auteur donne une description détaillée des chenaux-à-piliers caractérisant la structure sédimentaire de certaines terrasses pléistocènes. Il avance une hypothèse génétique et les considère comme un argument indubitable de mise en place sous conditions fluvio-périglaciaires. Il met en question la signification stratigraphique de ces structures et présente une meilleure définition de quelques niveaux de terrasses dans la partie méridionale du Bassin de l'Escaut pléistocène.

SUMMARY. - The author presents a detailed description of pillar-channels characteristic for the sedimentary structure of some pleistocene terraces. He puts forward a genetic interpretation, stresses their value as an indicator for the fluvio-periglacial nature of the terrace deposit and questions their stratigraphic meaning. He presents a more accurate definition of some terrace-levels in the southern part of the pleistocene Scheldt basin.

SAMENVATTING. - De auteur geeft een gedetailleerde beschrijving van pilaar-geulen die de sedimentaire structuur van sommige pleistocene terrassen kenmerken. Hij stelt een genetische interpretatie voorop en onderlijnt hun betekenis als een indicator voor het fluvio-periglaciaire karakter van het terrassediment. Hun stratigrafische betekenis wordt in vraag gesteld. Hij herziet sommige aspecten van de terrassenstratigrafie in het zuidelijk deel van het Schelde-bekken.

1. INTRODUCTION.

L'étude des terrasses comprend leur identification paléohydrographique et stratigraphique, de préférence à l'aide de caractéristiques intrinsèques du dépôt ainsi que leur cartographie, basée sur la corrélation entre vestiges ou sur la continuité des formes et des sédiments. Ces données fournissent la base pour une reconstruction de l'évolution paléohydrographique des rivières et des bassins ainsi que pour la corrélation des terrasses entre différents bassins.

Les caractéristiques sédimentologiques et la répartition du dépôt suffisent généralement à prouver le caractère fluvial du dépôt.

A défaut d'éléments alluvionnaires permettant une datation géologique, on avance le plus souvent une interprétation stratigraphique basée sur la position morphostratigraphique, le contenu pétrographique et les caractéristiques sédimentologiques permettant d'identifier le

(*) Laboratorium voor Fysische Aardrijkskunde en Regionale Bodemkunde, Rijksuniversiteit Gent, Krijgslaan, 271, B-9000 GENT.

mode de sédimentation et, le cas échéant, les conditions paléoclimatiques.

Toutefois, des lacunes sédimentaires ou érosives, les particularités du profil longitudinal ainsi que son évolution et des déformations tectoniques peuvent fausser la succession morphostratigraphique et de ce fait troubler l'interprétation, surtout si celle-ci se fait à l'échelle locale. Des phénomènes en relation avec l'évolution du bassin (déplacement des cours d'eau, captages, e.a.) peuvent à leur tour perturber les interprétations. Elles ont en effet une certaine influence sur les apports, sur l'intensité et la nature de l'action fluviale et sur le tracé des rivières.

Dans le cas du Bassin de l'Escaut, les moyennes et hautes terrasses pléistocènes n'ont fourni jusqu'à présent que très rarement des éléments pouvant servir à leur datation par des techniques géologiques. En plus elles se présentent très souvent découpées en vestiges et en position d'interfluve.

Pour autant qu'une étude systématique des dépôts des moyennes et hautes terrasses morphologiques ait été faite, il s'avère que la différenciation pétrographique est peu caractéristique, à l'exception toutefois des dépôts des terrasses des cours d'eau qui localement ont atteint le socle paléozoïque.

A l'étude macroscopique, silex et sable quartzeux dominent très largement. Les apports locaux, arrachés au substrat tertiaire ou secondaire, et généralement constitués d'éléments gréseux, calcareux, limonitiques (parfois conglomératiques), sableux ou argileux ou encore des silex, n'ont pas encore apporté d'arguments suffisants permettant une identification stratigraphique ou paléohydrographique. Vu la nature des sédiments, les phénomènes d'altération n'ont jusqu'à présent ouvert que peu de perspectives. D'autre part les sédiments susjacents ne procurent qu'un âge minimal.

En tant qu'indice paléoclimatique ou critère pour une interprétation stratigraphique relative on a surtout utilisé l'importance et le degré d'évolution des cryoclastes et mécanoclastes de silex, ceux des silex altérés ainsi que les caractéristiques morphométriques des éléments grossiers, où l'apport local présente malgré tout une certaine importance (G. DE MOOR, 1963; L. WALSCHOT, 1967; R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974).

D'autre part les structures périglaciaires présentent un argument pour l'identification du paléoclimat existant lors de la mise en place d'un dépôt de terrasse. Toutefois, afin d'avoir une valeur diagnostique ces structures doivent être syngénétiques. Vu l'épaisseur généralement réduite (n'excédant que rarement 2 à 3 m), le caractère grossier mais souvent mal classé, la nature pétrographique du dépôt, la couverture généralement peu épaisse et de ce fait l'interférence avec des cryoturbations ultérieure, il reste difficile de trouver des structures périglaciaires indubitablement syngénétiques dans les moyennes et hautes terrasses pléistocènes du Bassin de l'Escaut. En plus, la majorité des vestiges de terrasses se situent sur un substrat argileux, ce qui les a rendu encore plus sujet à des déformations post-sédimentaires.

L'analyse des structures sédimentaires de quelques dépôts de terrasses établis sur sables tertiaires à divers endroits dans le Bassin de l'Escaut, prouve néanmoins qu'on y trouve des structures spécifiques, ayant la forme de chenaux-à-piliers et pour lesquels il est possible d'avancer une origine fluvio-périglaciaire syngénétique.

2. ANALYSE MACRO-SÉDIMENTOLOGIQUE DES CHENAUX-À-PILIERES.

Un profil-type a été étudié dans une sablière à Clarques, près de Théroüane (P.d.C., France), le long de la vallée de la Lys en amont d'Aire.

Le cailloutis mis à jour à cet endroit, se situe au niveau de la haute terrasse de Clarques (R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974), auquel avait été accordé un âge mindélien. La constitution géologique, aussi bien que les caractéristiques morphologiques indiquent que ce niveau comprend au moins deux terrasses : la terrasse du Mont Brulé, dont le sommet se situe vers + 70 à + 80 et la terrasse des Quarante (Cauchie d'Ecques) qui s'étend de 5 à 8 m en contrebas et à l'ouest de la terrasse précédente. Les deux terrasses se continuent en direction sud-ouest/nord-est sur la dorsale interfluviale à l'ouest de la Lys en aval de Théroouanne, qui elle-même coule plutôt de l'ouest vers l'est. De ce fait le niveau de Clarques se continue dans la prolongation de la Lys en amont de Théroouanne après sa sortie de la vallée encaissée dans le massif des grès dévoniens de Matringhem.

Chaque terrasse comporte une couche graveleuse supérieure caractérisée par une stratification planaire ou en auges, et une couche inférieure formant un complexe de chenaux-à-piliers. Cette structure est composée d'une juxtaposition de chenaux profondément incisés dans un substrat généralement sableux. Ils sont séparés par des cloisons souvent très minces, épargnés dans ce substrat, et colmatés de dépôts plus ou moins graveleux et généralement tronqués par la base de la couche supérieure. Cette couche supérieure est affectée d'involutions qui de par leur position et âge infirment un caractère syngénétique.

Les chenaux, qui constituent un ensemble de chenaux-à-piliers, sont caractérisés par leurs parois très raides et généralement rectilignes, souvent à concavités, parfois en escalier ou faiblement courbées. Ils ont un diamètre qui en profil transversal atteint 1 à 3 m et leur profondeur peut dépasser 2 à 4 m. Les fonds des chenaux d'une même terrasse se situent approximativement à un même niveau. En dessous des chenaux on note parfois des traces de piping. Les chenaux se suivent à des distances assez régulières (entre 2 et 6 m au moins sur cette coupe).

A Clarques ils sont érodés dans un substrat de sable fin, légèrement glauconifère, d'âge Paléocène (Sable d'Ostricourt). L'épaisseur des cloisons (piliers) peut descendre en dessous de 20 cm, alors même que la hauteur du pilier dépasse 2 m.

La terrasse supérieure ne montre que des chenaux-à-piliers séparés; la terrasse inférieure comprend des chenaux soudés.

Ni l'emplacement des chenaux-à-piliers ni leur profondeur ne présente de rapport direct avec les caractéristiques structurales ou lithologiques du substrat sableux. Notons toutefois que ce substrat sableux est parcouru par des réseaux de fines diaclases, comprend des blocs faillés et quelques peu affaîsés et présente une stratification planaire subhorizontale à entre-couches faiblement argileuses.

D'après leur profil transversal on peut reconnaître cinq types de chenaux. Dans une certaine mesure ils forment une série évolutive: chenal en coin, chenal rectangulaire, chenal-en-sac, chenaux communicants et chenaux soudés. Cette dernière complication affecte aussi bien les chenaux en coin que chez les chenaux rectangulaires. Un type spécial est formé par des chenaux en coin très rapprochés, dont seulement les parties supérieures se sont soudés. Il est à remarquer qu'en cas de chenaux soudés, les cloisons ont été érodées avant le colmatage. Dans les autres cas de chenaux-à-piliers, le colmatage est essentiellement individuel.

Les chenaux-en-sac sont des chenaux de type rectangulaire dont la partie inférieure a été élargie par le glissement d'une masse boueuse. Ceci est prouvé par la structure du colmatage, par l'orientation redressée et parallèle à la paroi que présentent les cailloux dans le colmatage le long de cette paroi, ainsi que par la présence d'un anneau de fluage dans le substrat sableux entourant la partie inférieure. De par sa forme et la structure du colmatage ce type donne à première vue l'impression d'appartenir à un système d'involutions, surtout lorsque la partie supérieure a été tronquée par l'érosion ultérieure. Ceci n'est toutefois pas le cas : jamais les

cloisons présentent la moindre trace de structures involutives.

Les chenaux communicants sont des chenaux adjacents entre lesquels les cloisons (ou piliers), devenues très minces (10 à 30 cm), ont été percées sur une faible hauteur et à un niveau constant. La partie montante aussi bien que la partie descendante d'un même pilier sont toutefois restées en place, indiquant que le percement ne s'est effectué qu'après le colmatage des chenaux. Le fait de retrouver le sable des percées dans de petits lobes insérés dans la partie inférieure perturbée peut être attribué à une genèse lors d'un dégel, accompagné de la fonte de blocs de glace. Celle-ci y a provoqué une liquifaction du sable des piliers, un développement de cavités dans la partie inférieure, une décompaction au niveau des percées et une réorganisation des structures avec dressage de cailloux le long de la paroi.

Nulle part le sable des parois ne présente des phénomènes de glissement, ni des perturbations post-sédimentaires. Aussi bien le long des parois que le long des fonds des chenaux le contact entre substrat sableux et colmatage est remarquablement net. Il n'y a que les chenaux-en-sac qui présentent un anneau de fluage.

Exceptionnellement on retrouve un passage plus argileux en res-saut le long d'une paroi ou décollé et englobé dans le colmatage.

Tout ceci montre que les chenaux se sont formés par érosion fluviatile au moment où le substrat sableux réagissait comme une roche consolidée (soumise à l'action abrasive) et où tout élément arraché était emporté.

Seul l'état gelé du substrat sableux, un écoulement agressif accompagné d'une action thermo-érosive et la pré-existence de fentes subparallèles permettant l'enlèvement de tranches successives paraissent en mesure d'expliquer la genèse des chenaux-à-pilier et surtout celle des minces (20-30 cm) murs de sable cloisonnant un écoulement fluviatile et dominant le fond des chenaux par 2 à 3 m de hauteur.

Dans les chenaux en coin (individuels ou soudés) et dans les chenaux rectangulaires, on retrouve un colmatage uniforme constitué de lamines subhorizontales. Le plus souvent elles appartiennent à des unités sédimentaires différentes, superposées et séparées par des diastèmes. Le sédiment est essentiellement grossier et comporte des lamines sableuses assez épaisses, pauvres en éléments caillouteux, alternant avec des lamines épaisses essentiellement graveleuses. Le sable est souvent grossier, mais on retrouve des lentilles de sables fins et parfois même des passages à matrice argilo-limoneuse et ferrugineuse. Les éléments caillouteux sont essentiellement des silex arrondis, quelques rognons de silex peu évolués, des mécanoclastes et cryoclastes de silex. Quelques silex sont encore englobés dans une gangue de craie, d'autres sont fortement cacholonisés, prouvant ainsi une origine variée.

Dans la partie inférieure on retrouve de nombreux cailloux et des petits blocs de sable, d'argile et de sable limonitisé, grès limonitique peu résistant, arrachés au substrat tertiaire et vraisemblablement mis en place en état gelé. L'état rectiligne des parois suggère qu'ils proviennent de l'effondrement de tranches comprises entre des fentes ou bien de loupes de solifluction, entraînés dans les chenaux par fluage de la couche active. Le fait que leur nombre diminue vers le haut du colmatage indique d'ailleurs qu'à fur et à mesure du colmatage, l'apport d'éléments locaux s'est diminué et celui d'éléments de provenance plus lointaine et d'apport plus exclusivement fluviatile s'est accru.

L'absence de structures perturbées laisse supposer que ce type de sédiment ne contenait pas de fragments de glace.

Les autres types de chenaux présentent un colmatage plus complexe. Généralement on peut y distinguer une partie inférieure à structure très perturbée et une partie supérieure à stratification inchangée.

La partie inférieure comprend des grands fragments plus ou moins déformés et redressés in situ provenant d'une stratification laminaire

de sables alternant avec des lamines caillouteuses, et ressemblent assez bien à un dépôt du type précédent. Le nombre de cailloux de sable et de sable limonitisé peut être important. Ces fragments sont séparés par des lobes sableux qui occupent la majeure partie du centre et de la zone sommitale de cette partie inférieure. Le long des parois et des bords internes, les lamines sont déformées et les cailloux souvent dressés parallèlement à la surface de séparation. Cette structure fortement perturbée peut être attribuée à une mise en place en présence de glace qui s'est ultérieurement fondue. L'intercalation de lobes de sable provenant des piliers dans les chenaux communicants correspond avec cette même interprétation. Le fait que la partie supérieure n'a pas été perturbée laisse supposer qu'elle était plus consolidée. Dans les chenaux les plus importants et les chenaux soudés la partie inférieure du colmatage est généralement peu perturbée. Le dépôt présente une stratification de lamines très épaisses et en auges parallèles, essentiellement sablo-caillouteuses mais également avec de nombreux cailloux de sable et de sable limonitisé.

Dans le cas des chenaux-en-sac la partie inférieure présente en plus des traces de fluage en masse, accompagnant la fonte des glaçons ensevelis et la liquifaction qui la suivait.

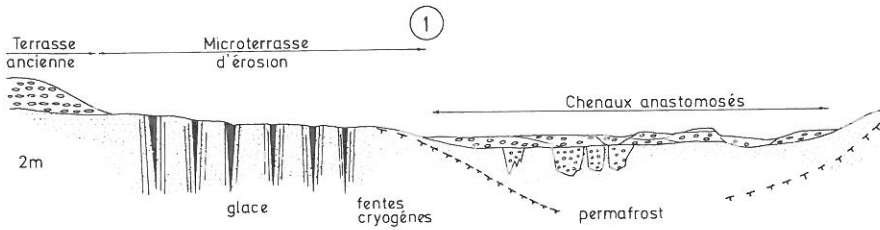
Dans la partie supérieure du colmatage, les structures sédimentaires sont franchement de type hydrodynamique avec alternation laminaire de sables caillouteux et de couches graveleuses et n'ont pas été perturbées ni affectées par les perturbations sous-jacentes. La présence des piliers prouve toutefois que le dépôt était en place avant les perturbations. Les éléments caillouteux sont essentiellement des silex et le caractère sableux avec passages argilo-sableuses est plus développé que dans le type précédent.

Dans le cas des chenaux communicants, on retrouve en outre une couche intermédiaire de faible épaisseur. Elle est constituée de cailloux de silex et de sable grossier. Cette couche appauvrie en éléments fins et peu tassée, présente une stratification laminaire subhorizontale. Les cailloux sont préférentiellement orientés. La couche passe à travers les percées des cloisons. Sa mise en place est donc bien ultérieure aux percées et donc aussi au colmatage et ne résulte pas d'une sédimentation primaire. Cette couche intermédiaire surmonte souvent une zone sableuse et à matrice plus argilo-limoneuse, souvent même plus ferrugineuse au sommet de la partie inférieure du colmatage. Le développement de cette couche intermédiaire semble attribuable à un lavage des particules fines et à une réorganisation des particules grossières lors de la décomposition du colmatage inférieur par la fonte des glaçons et à l'effet hydrodynamique de l'eau chassée à travers cette zone lors de phases ultérieures de regel de la couche active par remontée simultanée du permafrost et descente du front de gel.

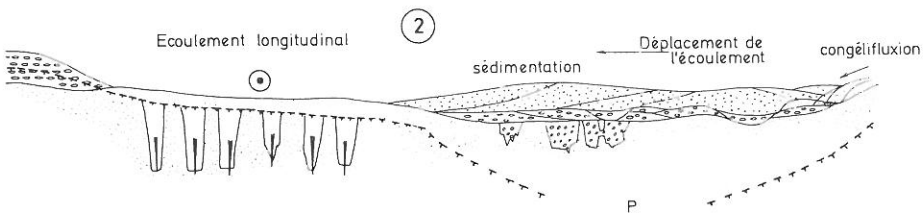
3. SCHÉMA GÉNÉTIQUE.

Les chenaux-à-piliers se sont formés sous conditions périglaciaires suite aux déplacements latéraux d'un écoulement anastomosé fluvio-périglaciaire sur une surface gelée dans un large fond de vallée. Par ce déplacement des mottes érosives ou des microterraces, émergeant au-dessus du niveau de l'écoulement anastomosé, et occupées par des réseaux de fentes de gel ou de glace, ont d'abord été inondées. De plus en plus les réseaux de fente ont recueilli et conduit l'écoulement et ils ont été vidés et élargis par l'action hydrodynamique et thermo-érosive d'un écoulement devenu particulièrement agressif par suite du dépôt préalable de la majeure partie de son débit solide. Finalement les chenaux-à-piliers ont été remplis de sédiments fluviaux, d'abord essentiellement injectés par congélifluction et ruissellement locaux, accompagnés de l'ensevelissement de glaçons (dépôts après transport ou restés en place), ensuite d'un apport plus éloigné.

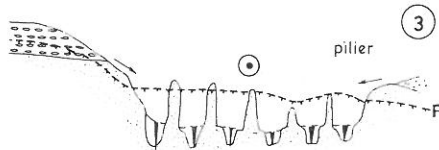
Fig. 2 - Schéma génétique



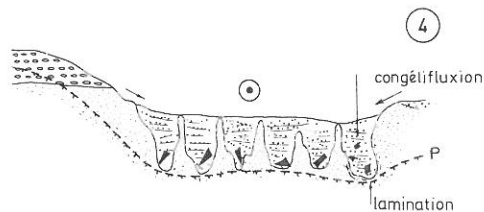
Phase 1 - Ecoulement fluvio-périglaciaire anastomosé en bordure d'une microterrasse occupée par un système réticulaire de fentes cryogènes.



Phase 2 - Déplacement latéral de l'écoulement accompagné d'une diminution du débit solide. Action thermo-érosive sur le système réticulaire.

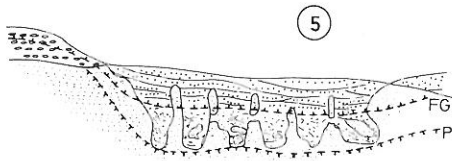


Phase 3 - Stade des chenaux-à-cloisons

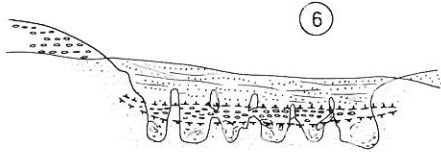


Phase 4 - Colmatage des chenaux comportant des glaçons dans la partie inférieure. Descente du permafrost en-dessous de la zone colmatée.

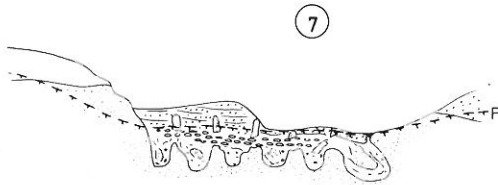
Fig. 2. - Schéma génétique



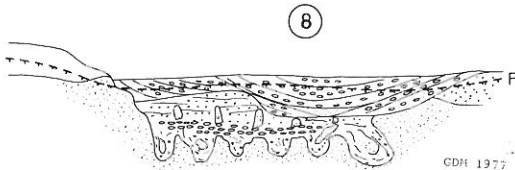
Phase 5 - Dégel des piliers. Fonte des glaçons. Perturbation du colmatage (partie inférieure). Formation de chenaux communicants et de chenaux-en-sac.



Phase 6 - Rapprochement des fronts de gel. Mise-en-charge de la nappe d'eau confinée. L'appauvrissement et réorganisation de la structure dans la zone intermédiaire.



Phase 7 - Remontée du permafrost. Tronquage



Phase 8 - Aggradation fluvio- périglaciaire anastomosée.

La fonte des glaçons dans certains fonds de chenaux et le dégel des piliers, faisant suite au colmatage, ont provoqué une décompaction et une liquéfaction dans la partie inférieure du colmatage de certains chenaux, conduisant à une perturbation interne de cette partie, son fluage dans d'autres cas, le percement des cloisons dans d'autres encore. La réorganisation des éléments et l'entraînement des particules fines qui l'accompagnaient, ont été activés par des courants de l'eau confinée entre le permafrost remontant et le front de sel descendant, d'où formation de la couche intermédiaire dans les chenaux communicants.

Toute cette évolution s'est effectuée en phases successives (fig. 2).

Il n'est pas possible de trancher dès à présent si ces déplacements et les phénomènes de dégel et de regel étaient conditionnées par l'évolution hydromorphologique de l'écoulement anastomosé, par l'importance de phénomènes de congéfluction sur des pentes et par l'adaptation de la profondeur du permafrost aux conditions hydrologiques, ou bien si une légère fluctuation climatique serait intervenue.

Il nous semble peu probable que les réseaux de fentes auraient été d'importantes fentes de glace mais qu'il s'agissait plutôt d'un système réticulaire de réseaux de fentes de gel juxtaposés comportant quelques passages englacés et dont l'emplacement était conditionné par le réseau des diaclases du substrat sous-jacent.

4. RÉPARTITION.

En dehors des terrasses du Mont Brulé et des Quarante (situés respectivement vers le niveau +80 et +70 le long de la Lys près de Théroüanne), des dépôts de terrasses à chenaux-à-piliers ont également été observés dans plusieurs autres hautes terrasses graveleuses établies sur sable tertiaire.

Ce fut notamment le cas à Helfaut-Sanatorium dans une terrasse située vers l'altitude + 80 m à l'est de l'Aa; à Longuenesse, dans la terrasse de Longuenesse située vers l'altitude de + 70 m à l'ouest de l'Aa; à Louches, dans une terrasse située vers + 55 m à l'ouest de la trouée de l'Hem à travers la crête de la Forêt d'Eperlecque (Tournehem) et donnant directement sur la plaine côtière; et à Oedinghem, dans une terrasse située sur le niveau des Hauteurs de St. Sauveur vers l'altitude de + 130 m et actuellement englobée dans le bassin de la Dendre Occidentale au nord de Leuze. A Obourg (Bois St. Macaire), un niveau à chenaux-à-piliers a été reconnu dans une terrasse de la Haine vers l'altitude + 70 m (niveau de Ressaix; R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974). Ici les chenaux s'étaient formés dans un dépôt de terrasses sableux à stratification planaire.

A Helfaut les chenaux-à-piliers n'ont été observés qu'à la base de la terrasse d'Helfaut-Sanatorium qui se situe à une dizaine de mètres en contrebas de la terrasse de Helfaut-Monument (terrasse classique d'Helfaut vers l'altitude + 90 m). Ceci prouve que tout comme pour le niveau de Clarques, le niveau de terrasse d'Helfaut comporte au moins deux terrasses.

Avant d'utiliser ces données à des fins paléo-hydrographiques et de corrélation, il faudrait évidemment élucider la signification stratigraphique de cette structure.

La proximité des terrasses d'Helfaut, de Clarques et de Longuenesse incite toutefois à une corrélation dans cette partie du bassin. Leur altitude, leur position morphostratigraphique et leur caractère paléoclimatique permettent de corréler les terrasses du Mont Brulé et de Helfaut-Sanatorium ainsi que celles des Quarante et de Longuenesse (fig. 3). La terrasse d'Helfaut-Monument étant considérée auparavant comme Cromérienne et interglaciaire (cf. de HEINZELIN, 1966) et la période Cromérienne actuellement reconnue comme ayant comporté plusieurs périodes glaciaires (W. ZAGWIJN en C. VAN STAALDUINEN, 1977), il est donc probable que les terrasses du Mont Brulé, des Quarante,

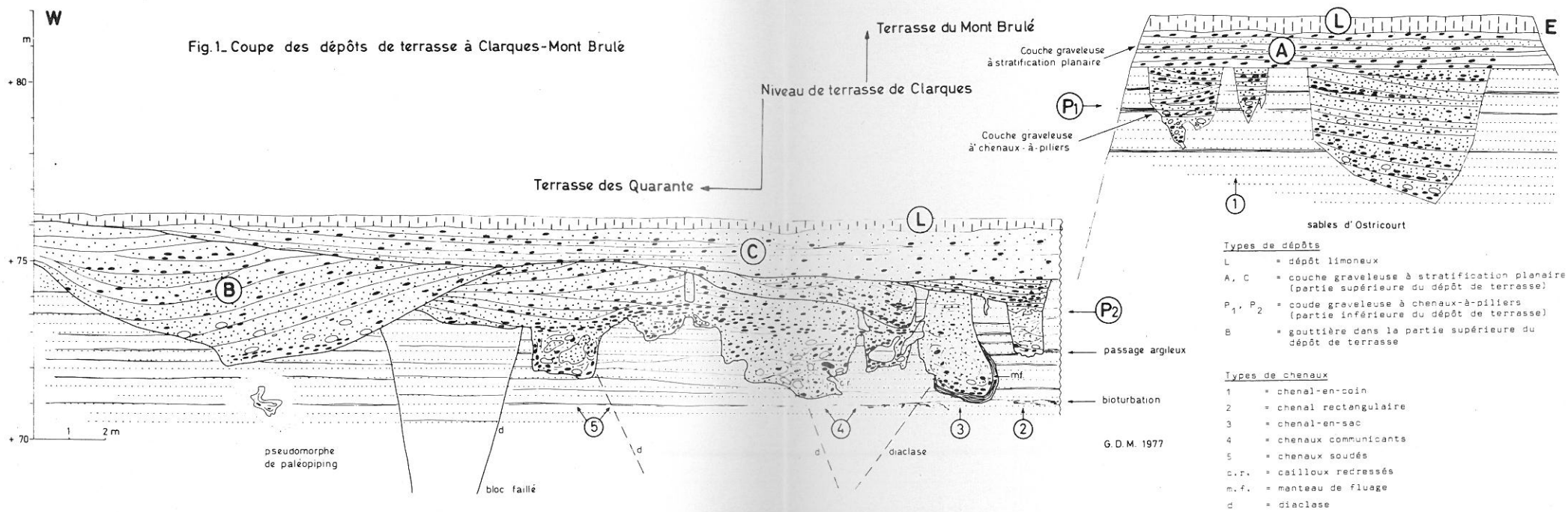
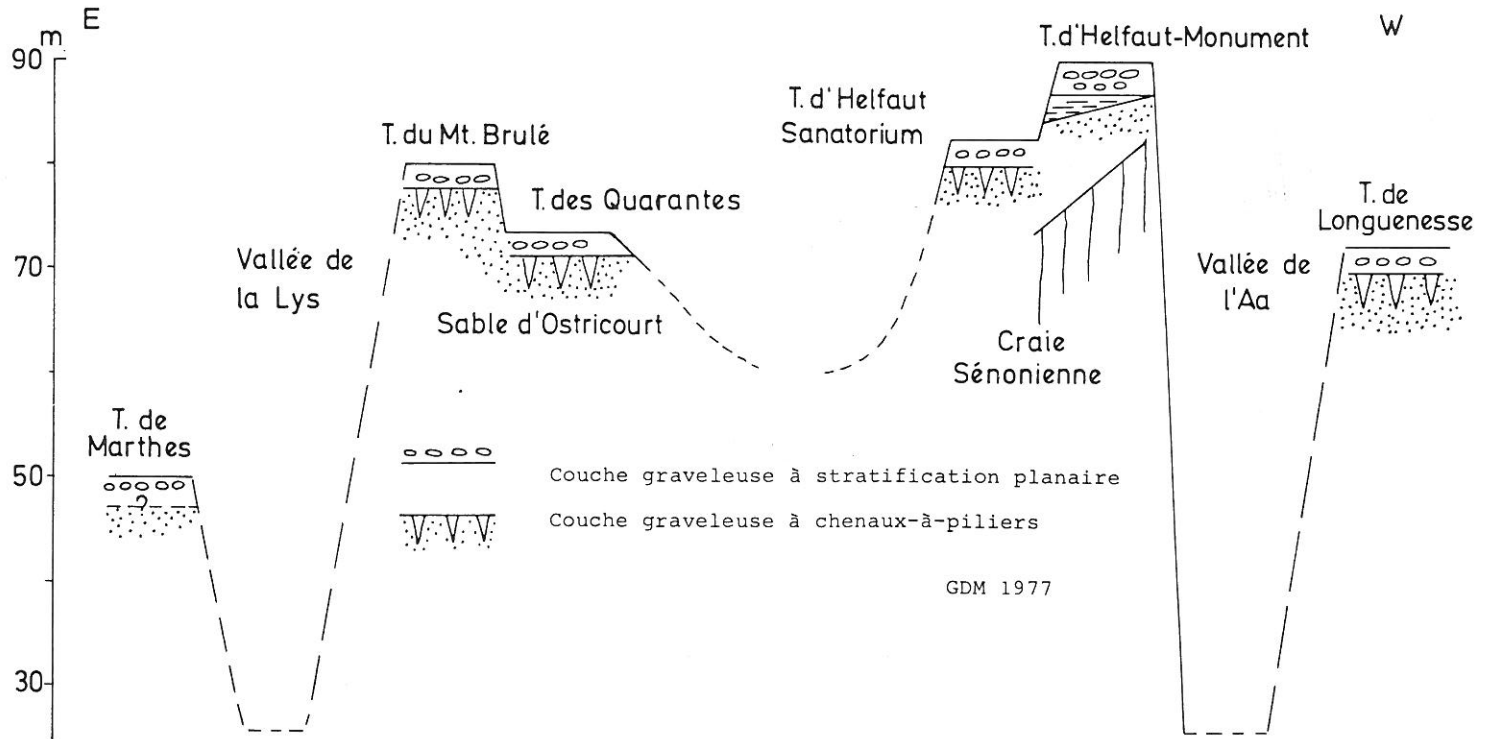


Fig. 3. - Corrélation de quelques terrasses du bassin de la Lys de Théroutanne et du bassin de l'Aa



d'Helfaut-Sanatorium et de Longuenesse (dont le dépôt avait été considéré comme Rissien par J. de HEINZELIN, 1966) sont des terrasses Cromériennes fluvio-péri-glaciaires. En ce qui concerne le niveau de terrasse de Clarques, pareille interprétation s'accorderait mieux avec la présence, le long de la Lys en aval de Théroüanne, d'une terrasse située vers l'altitude + 50 m et non reconnue auparavant.

Ces interprétations illustrent l'importance de la période Cromérienne pour l'évolution morphologique dans la partie méridionale du bassin de l'Escaut pléistocène. Elles démontrent également l'importance des déplacements des vallées qui s'y opéraient et étaient accompagnées par la formation de terrasses d'interfluve.

5. CONCLUSIONS.

L'occurrence d'un dépôt de terrasse graveleux caractérisé par un niveau de chenaux-à-piliers indique une mise en place sous conditions fluvio-périglaciaires. La présence de cette structure permet également de mieux distinguer dépôts de terrasses fluviales des accumulations graveleuses des pentes.

Il est encore trop tôt pour trancher définitivement si cette structure spécifique ne présente qu'une indication génétique et paléoclimatique ou si on peut également lui accorder une signification stratigraphique propre. Il faudrait également étudier encore de plus près son mécanisme génétique, l'influence de la nature du substrat et sa répartition verticale et spatiale.

Note présentée à la réunion BELQUA
GAND - 10 janvier 1978

RÉFÉRENCES.

- CZUDEK, T. & DEMEK, J. (1970) - Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief. - *Quatern. Research*, 1, 103-120.
- DELATTRE, Ch., MERIAUX, E., WATERLOT, M. & MARLIÈRE, R. (1973) - Région du Nord. Bassin de Mons, in : Guide Géologiques Régionaux (Pomerol, Ed.). Paris, Masson, 176 p.
- de HEINZELIN, J. (1966) - Planations du Boulonnais et de la Flandre française, in: "Compte rendu de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, et de la Société géologique de Belgique (BONTE, A. et de HEINZELIN, J., éd.). - *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, 75, 245-305.
- DE MOOR, G. (1974) - De afzetting van Dendermonde en haar betekenis voor de jong-kwartaire evolutie van de Vlaamse Vallei. - *Natuurwet. Tijdschr.*, 56, 45-75.
- PISSART, A. (1975) - Bank Island (NWT) : Pingos, wind action, periglacial structures. - *Geol. Surv. Canada, paper 75-1, part A*, 479-481.
- PISSART, A. (1975) - Glace de ségrégation, soulèvement du sol et phénomènes thermokarstiques dans les régions à pergélisol. - *Bull. Soc. Géogr., Liège*, 11, 89-96.
- SOMME, J. (1969) - Introduction à la géomorphologie du Nord de la France. - *Ann. Soc. Géol. Nord*, 89, 103-110.
- SOMME, J. (1976) - Formes et formations fluviales en Picardie et dans le Nord. in : La Préhistoire française (H. DE LUMLEY, éd.). - *T. II*, 118-121, Paris, Editions CNRS.

- TAVERNIER, R. & DE MOOR, G. (1974) - L'évolution du Bassin de l'Escaut, in :
"L'évolution Quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord Méridionale"
(éd. P. MACAR). - *Liège, Soc. Géol. Belg., Centenaire, 159-231.*
- WALSCHOT, L. (1967) - Morfometrisch onderzoek in het Zennebekken. - *Gent, Rijks-
universiteit, doctoraatsthesis, 244 p.*
- WASHBURN, A.L. (1973) - Periglacial processes and environments. - *London, Edward
Arnold, 320 p.*
- ZAGWIJN, W.H. & VAN STAALDUINEN, C.J. (1975) - Toelichting bij geologische over-
zichtskaarten van Nederland. - *Haarlem, Rijks Geologische Dienst, 134 p. +
4 pl.*

N. V. **SMET** D. B.

VERKENNINGSBORINGEN
WATERWINNINGSPUTTEN
POMPENINBOUW
WATERBEHANDELING
AFVALWATERSTATIONS
BETONBORINGEN

Stenehei 30
2480 DESSEL
Tel. 014/37 76 56
Telex 33189