

Chapitre 8
LES DEPOTS ET
LA MORPHOLOGIE PERIGLACIAIRES
DE LA BELGIQUE.

par

A. PISSART

RESUME.-

I.- INTRODUCTION.- Bien que de nombreux géologues se soient préoccupés de rechercher des traces de glaciation dans notre pays au cours du siècle dernier, la marque que les climats froids quaternaires ont laissée dans la morphologie de notre pays n'a été reconnue qu'après 1940.

II.- LES DEPOTS.- Les dépôts périglaciaires les plus importants sont les limons éoliens et les sables de couverture. L'origine de ces formations a été discutée pendant de nombreuses années. Leur répartition ainsi que leurs caractères granulométriques et minéralogiques (minéraux denses transparents) sont rappelés brièvement. Beaucoup de dépôts de pente de notre pays se sont formés aussi en climat périglaciaire : éboulis, éboulis ordonnés, dépôts de gélifluxion et de ruissellement. Les données qui ont été publiées à leur sujet sont résumées. Dans les fonds des vallées secondaires, les dépôts périglaciaires sont également fréquents ; ils sont formés de dépôts de pente descendus en grande abondance des versants sous l'action des agents de transport en masse et de sédiments déplacés dans l'axe des vallées par des coulées boueuses. Ces dépôts ont été excavés par l'écoulement fluvial postglaciaire et apparaissent maintenant comme des terrasses de remblaiement. Dans les vallées principales, la majorité des dépôts de terrasse se sont mis en place également sous climat froid comme en témoignent les blocs transportés par des radeaux de glace, les cryoturbations syngénétiques du dépôt et les caractères de la sédimentation.

III.- LES STRUCTURES PERIGLACIAIRES.- Cryoturbations, cailloux dressés et fentes de gel ont été très souvent décrits en Belgique. Leur utilité comme repère stratigraphique est reconnue. On peut espérer en tirer d'intéressantes conclusions paléoclimatiques quand les conditions d'apparition de toutes les structures seront mieux connues.

IV.- LA MORPHOLOGIE.- Les sables de couverture ont contribué à aplanir la Basse Belgique. Dans la Moyenne Belgique, la morphologie a sans doute été considérablement modifiée par le dépôt d'épaisses couches de loess comme le montre le fait que beaucoup de vallons de la Hesbaye sont creusés uniquement dans les loess.

Quelques formes de nivation ont été signalées dans notre pays. Elles sont cependant rares et peu démonstratives. Par contre, des aplanissements quaternaires remarquables ont été décrits aussi bien en Haute qu'en Moyenne Belgique. Les formes les plus spectaculaires ont été dégagées dans les schistes de la Famenne. Des pentes dont l'inclinaison est voisine de 6° correspondent souvent à d'épais dépôts de solifluxion. Les vallées asymétriques ont fréquemment une origine périglaciaire ; l'asymétrie résulte du déplacement latéral de cours d'eau repoussés contre des versants par les agents de transport en masse. Ce phénomène se produit lorsque les apports d'un versant sont plus importants que ceux du versant opposé pour des raisons soit lithologiques, soit d'exposition, soit de longueur du versant.

Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires. Des buttes équivalentes ne sont toujours pas connues dans la nature actuelle et l'on ne sait s'il faut parler de traces de pingos ou de traces de palses.

I.- INTRODUCTION.

Les recherches de traces glaciaires en Belgique ;
l'apparition de la notion de périglaciaire.

Des traces de glaciation ont été reconnues en Europe depuis 150 ans. Cette découverte fondamentale a suscité un vif intérêt dans notre pays et, dans la seconde moitié du siècle dernier, plusieurs géologues ont recherché s'il ne subsistait pas également en Belgique des témoins de l'existence de glaciers. Les publications qui témoignent de cette recherche ne sont pas très nombreuses car celle-ci s'est révélée infructueuse. Citons cependant les articles de E. DELVAUX (1883, 1884, 1886) sur les erratiques de Basse Belgique (travaux que A. BRIQUET mentionnait en 1907) ; citons aussi les recherches de G. DEWALQUE en Ardenne (mentionnées par W.C. KLEIN en 1912, et par P. FOURMARIER en 1923), les comptes rendus d'excursion en Haute Belgique (E. DELVAUX, 1885, G. DEWALQUE, 1888) et surtout le travail de K. STAMM (1912). Celui-ci avait cru retrouver dans la morphologie et les dépôts de la retombée sud-est du plateau des Hautes Fagnes les traces d'une calotte glaciaire. Cette hypothèse a été abandonnée à la suite de diverses études : A. QUAAS, 1917 ; P. FOURMARIER, 1920, 1923-c, 1933, 1945 ; Ch. GUILLEAUME, 1924 ; A. PISSART, 1953-b. En 1966, l'hypothèse glaciaire a été exprimée de nouveau par des géomorphologues étrangers à l'occasion d'une excursion sur le plateau des Hautes Fagnes (A. PISSART et F. GULLENTOPS, 1967, p. 312). Les recherches qui ont été poursuivies depuis lors par A. PISSART, B. BASTIN, E. JUVIGNE et J. THOREZ (1975) n'ont fourni aucune preuve de l'existence d'un glacier sur le plateau de la Baraque Michel.

La limite des neiges éternelles n'a toutefois pas été très éloignée du sommet de la Belgique puisque les planchers des cirques glaciaires quaternaires s'observent jusqu'à 600 m dans la chaîne des Pennines et 800 m dans les Vosges. Ces données correspondent à un abaissement de la température moyenne estimé entre 4 et 8° C. Il est cependant certain que la température moyenne est, à certains moments, descendue en dessous de cette valeur, comme en témoignent par exemple les fentes de gel à remplissage de glace dont on retrouve les traces en de nombreux endroits de Belgique. Or, ces fentes de gel ne peuvent apparaître qu'au sein d'un pergélisol qui nécessite une température moyenne inférieure à - 1° C. Comme la température doit encore être plus

basse de quelques degrés pour que s'ouvrent les fentes de gel, il est évident que la température moyenne annuelle s'est abaissée temporairement au cours de la dernière glaciation d'au moins 13° C.

Qu'un abaissement semblable de la température se soit produit au cours du Quaternaire n'est pas étonnant quand on se souvient que, pendant l'avant-dernière période froide (Saale), la calotte glaciaire scandinave s'est avancée jusqu'à Nimègue, à moins de 70 km de la frontière de notre pays (fig. 8.1.). Les études palynologiques ont montré d'autre part que la Belgique a été longtemps pendant le Quaternaire le domaine de la toundra qui s'étendait presque jusqu'à la Méditerranée. Pendant les périodes les plus froides, cette couverture végétale était sans doute discontinue et protégeait mal le substrat des phénomènes géomorphologiques efficaces que provoquent les alternances de gel et de dégel.

Lorsque, au cours de la seconde moitié du 19^e siècle, les géologues belges recherchaient des traces laissées par d'éventuels glaciers, ils ne soupçonnaient pas que les refroidissements climatiques avaient pu donner naissance à une action géomorphologique particulière et importante. A. RUTOT et E. VAN DEN BROECK (1880, p. 39) écrivaient en effet que "malgré son immense durée, la période glaciaire proprement dite n'a laissé dans nos contrées que des vestiges insignifiants de son action".

A cette époque cependant, une grande controverse commençait à propos de l'origine des limons, controverse qui s'est poursuivie pendant des dizaines d'années, bien que, en 1894 déjà, ces dépôts aient été expliqués comme des formations périglaciaires par Ch. DAVISON (1894). Cet auteur, dans un travail qui a été résumé avec beaucoup de détails par R. STORMS (1895) dans le bulletin de la Société belge de Géologie, défendait l'opinion suivant laquelle les limons étaient apparus "pendant la période glaciaire, alors qu'une grande partie de l'Europe n'était pas recouverte de glace" (R. STORMS, p. 23). Il y régnait un climat froid qui permettait aux actions éoliennes, reconnues dans les régions arctiques actuelles, de s'exercer. Ainsi, Ch. DAVISON expliquait les caractères principaux des loess périglaciaires et leur distribution géographique selon une frange qui recouvre en partie les dépôts glaciaires.

En Belgique, ce travail de précurseur allait être oublié pendant un demi-siècle. En effet, il faudra attendre 1940 pour que soit de nouveau exprimée chez nous aussi clairement la notion de périglaciaire. Entretemps, cependant, divers chercheurs ont admis

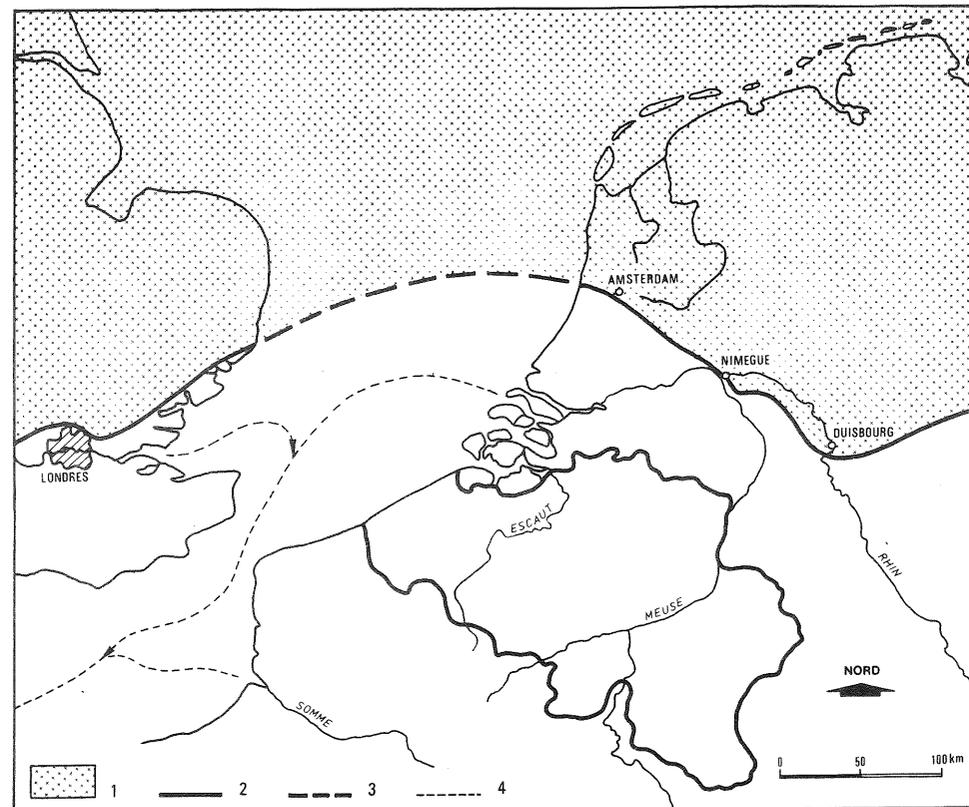


FIGURE 8.1.- Extension maximum des glaciers au nord de la Belgique lors de l'avant-dernière glaciation (Saale = Riss).
Légende : 1. glacier ; 2. limites du glacier ; 3. limites incertaines du glacier ; 4. tracé approximatif des cours d'eau s'écoulant dans la Manche au moment où le niveau marin était abaissé par glacio-eustatisme.

l'existence de relations entre les limons et les périodes froides (1). Citons entre autres, A. RUTOT et E. VAN DEN BROECK (1880, p. 40) qui voyaient en effet dans les loess des dépôts d'inondation de rivières en crue au moment de la fonte des glaciers. L'importance des inondations aurait été déterminée par le barrage que

constituaient les glaciers le long des rivages du nord de l'Europe. Une opinion très voisine était défendue par A. BRIART dès 1891.

Très lentement, vers cette époque, la notion de climats périglaciaires s'est installée. M. LOHEST, en 1912, lors d'une session extraordinaire, après avoir rappelé les études de L. FREDERICQ sur le plateau des Hautes Fagnes soulignait : "Il est indiscutable que pendant une partie du Pléistocène le climat de nos régions fut froid puisque le renne y a vécu en abondance" (W. KLEIN, 1912). En 1919, A. RUTOT invoque le grand froid des périodes glaciaires pour rendre

(1) Rappelons pour mémoire que A. DUMONT, peu de temps avant sa mort, aurait affirmé que "le limon hesbayen n'est pas un dépôt fluvial, il n'est pas nivelé et n'en porte aucunement les caractères : il doit avoir été déposé par une couche de glace". Cette opinion de A. DUMONT n'était pas oubliée puisque, en 1880, G. DEWALQUE (p. 28), et, en 1891, A. BRIART (p. 42) la mentionnent.

compte des cailloux gélivés trouvés au-dessus du limon hesbayen et pour expliquer les formations d'éboulis de certaines grottes. En 1933, P. FOURMARIER explique par la solifluxion les coulées pierreuses des Hautes Fagnes et fait remarquer que de telles accumulations ne peuvent plus se former de nos jours. Il pense que ces accumulations se sont constituées sous un climat plus froid que l'actuel.

C'est en 1935 que pour la première fois le mot "pérglacière" paraît avoir été utilisé dans la littérature belge. M.A. LEFEVRE mentionne, en effet (p. 192), l'importance de la localisation des zones pérglaciaires et signale (p. 194), que le ruissellement est très important lorsque le sol est gelé. Au cours de la même décennie, sont parus dans les pays voisins les premiers travaux qui démontraient l'importance géomorphologique des climats froids. Ces idées ont été répandues en Belgique par les publications de R. TAVERNIER (1940, 1943, 1945).

Le rôle des climats froids dans l'apparition de nombreux dépôts quaternaires et dans le façonnement du relief de notre pays n'est donc reconnu que depuis la dernière guerre. Dans le domaine de la géomorphologie, cette découverte constitue peut-être le plus important progrès qui ait été réalisé depuis un siècle dans notre pays.

II.- LES DEPOTS PERIGLACIAIRES.

A.- LES DEPOTS EOLIENS.-

Les sables de couverture et les limons ont posé longtemps des problèmes de stratigraphie et de genèse qui, le plus souvent, ont été considérés simultanément. Comme les questions stratigraphiques sont traitées au chapitre 11, nous évoquerons seulement ici les hypothèses qui ont été proposées et souvent défendues passionnément pour expliquer l'origine des limons.

J.J. D'OMALIUS D'HALLOY (1842) considérait les limons comme des dépôts geysériens; A. DUMONT (1849) comme une formation d'eau douce; A. RUTOT et E. VAN DEN BROECK (1880) puis A. BRIART (1891) les attribuaient à des inondations des rivières en relation avec les glaciations; M. LOHEST (1896) les expliquait comme des dépôts de ruissellement, en suivant l'opinion défendue dès 1885 par DE LAPPARENT; Ch. DAVISON (1894) - article résumé

par R. STORMS (1895) - pensait qu'ils étaient des formations éoliennes. Ces diverses hypothèses sont restées longtemps en présence sans que soit trouvé d'argument qui emporte les convictions (voir les discussions rapportées par M. LOHEST et C. FRAIPONT, 1912). Petit à petit, il fut admis partout que les limons supérieurs au moins étaient d'origine éolienne (A. RUTOT, 1919, 1922). Mais à cette époque, ceux qui comme H.HALLEZ (1914, 1919), pensaient très justement que tous les limons étaient éoliens mais qu'ils étaient souvent remaniés par des agents de transport en masse, n'arrivaient pas à imposer leurs vues. En 1943, R. TAVERNIER les explique d'une manière définitive comme des formations éoliennes pérglaciaires et, dès lors, cette opinion a été admise en Belgique (Ch. STEVENS, 1946).

1.- LES LIMONS EOLIENS.-

Si l'origine des limons a été si longtemps discutée, c'est parce qu'ils se présentent rarement comme des formations éoliennes homogènes non modifiées après leur dépôt. Très souvent, les limons ont été remaniés par des phénomènes de ruissellement ou de solifluxion. Les caractères qu'ils présentent à la suite de ces remaniements et, par exemple, la présence de cailloux dans leur masse, constituaient pour les chercheurs des raisons de ne pas admettre une origine éolienne. En outre, les loess présentent souvent une très mince stratification (1) due à la présence de lits finement sableux, et cette stratification paraissait incompatible avec l'hypothèse d'un apport par le vent.

Il existe dans notre pays des limons d'âge différent; l'état de nos connaissances reste fragmentaire au sujet des limons prévestuliens (voir chapitre 11).

La première carte de la répartition des limons a été réalisée par J. D'OMALIUS D'HALLOY (1842). Par la suite, la carte géologique de Belgique au 160.000e de A. DUMONT, puis la carte agrogéologique de F. HALLET (1913) en précisèrent les limites. G. MANIL en 1947 (p. 270), souligne que les limites nord et sud de la zone limoneuse sont souvent mal définies. Cette imprécision des tracés s'explique d'une part, par le fait que, au nord

(1) Cette très fine stratification, qui a été longtemps considérée comme l'indice d'une sédimentation nivéo-éolienne (dépôt en alternance de couches de sables et de neige) est vraisemblablement due à l'action des eaux de fonte de neige (ruissellement) et à l'action de la pluie (impact des gouttes de pluie et ruissellement) (H.J. MUCHER et J. DE PLOEY, 1976).

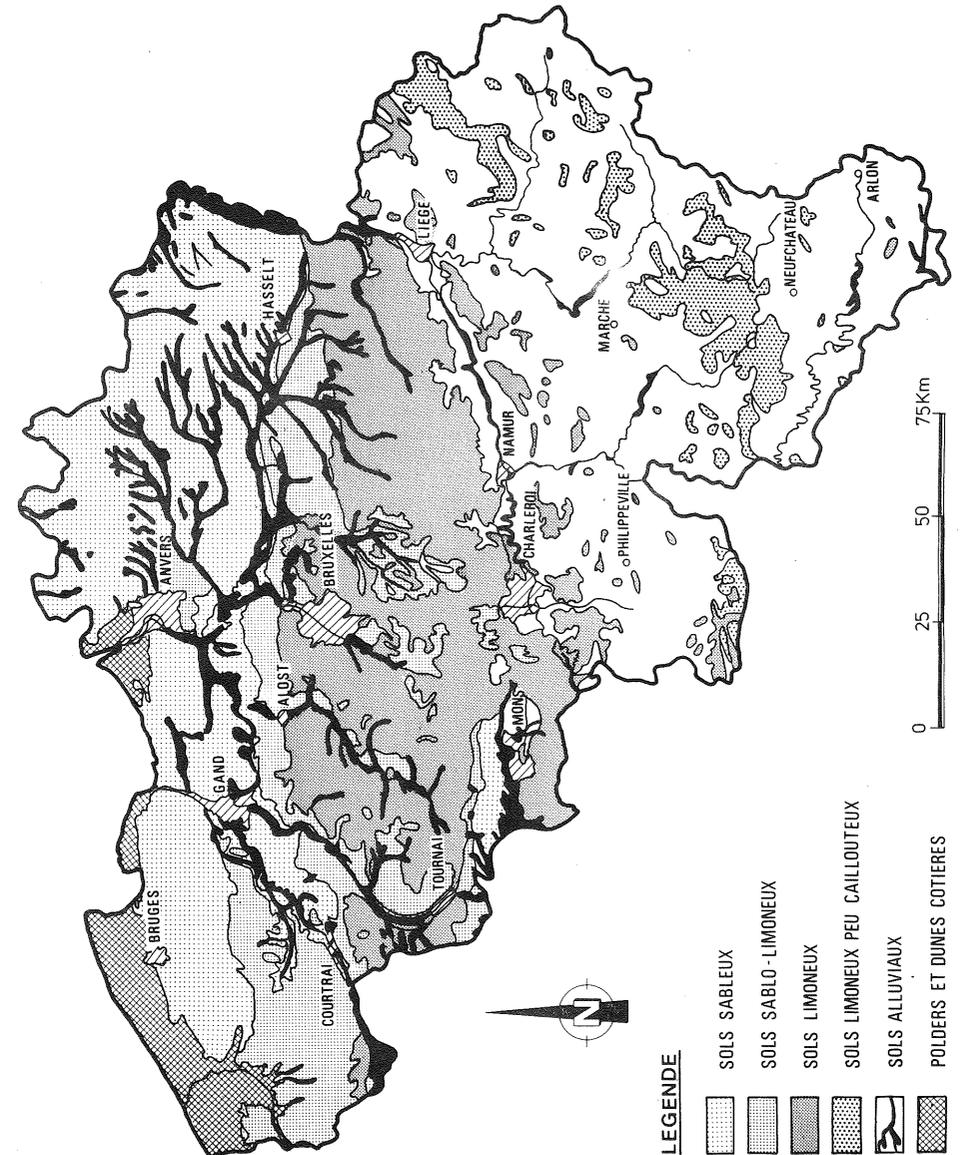


FIGURE 8.2.- Répartition des limons et des sables de couverture d'après la carte pédologique de l'Atlas de Belgique de R. MARECHAL et R. TAVERNIER (1960).

en tout cas, le passage des limons aux sables de couverture n'est généralement pas brutal : il y a une transition progressive de l'un à l'autre de ces sédiments. Comme l'a écrit R. TAVERNIER en 1948 (p. 628), "le passage des sables aux limons est en relation très nette avec le relief, la limite entre les deux faciès se place généralement à la cote + 20 m. Le passage s'effectue insensiblement quand le relief déprimé de la Basse Belgique passe graduellement au relief plus marqué de la Moyenne Belgique. Les sables deviennent plus fins et l'on voit apparaître petit à petit des intercalations franchement limoneuses de plus en plus nombreuses. Par contre, quand il existe un resaut de terrain, le passage des sables aux limons se fait très rapidement.

Ainsi se justifie le dessin, au nord de la zone limoneuse, d'une zone de transition telle que l'ont présentée R. TAVERNIER et R. MARECHAL en 1959. Le document qui, actuellement, paraît le mieux figurer la répartition des limons dans notre pays est la carte pédologique de l'Atlas de Belgique dressée par R. MARECHAL et R. TAVERNIER (1970). C'est de ce document que nous avons extrait notre figure 8.2; elle donne la répartition de ce que la légende appelle les sols limoneux (1). Bien que de nombreuses simplifications nécessitées par une diminution d'échelle, aient été apportées au document original, cette carte permet de visualiser la complexité des limites et indique que la couverture de loess n'est pas continue et homogène dans toute la région limoneuse. Notamment, elle montre aussi que la couverture limoneuse n'est pas limitée à la région située au nord de la Sambre et de la Meuse. Des placages importants existent en effet au sud de ces cours d'eau sur les sommets horizontaux. Sur les versants, par contre, les limons qui se sont déposés ont été déplacés par les agents de transport en masse et mélangés à des éléments du substratum; de ce fait, leurs caractères ont été modifiés, mais ils peuvent être reconnus par des analyses granulométriques et minéralogiques.

L'épaisseur de la couverture limoneuse est très variable. A certains endroits, elle dépasse 20 m (R. MARECHAL et G. MAARLEVELD, 1955, p. 78). Dans la région limoneuse, l'épaisseur est moindre sur les pentes

(1) Les pédologues de Belgique considèrent comme sols limoneux ceux qui sont constitués de plus de 65 % de fraction limoneuse (2 à 50 μ) et moins de 15 % de fraction sableuse (50 μ à 2 mm). Une tolérance de 5 % d'éléments aberrants (sable, silex, gravier, schiste, craie) est admise, surtout dans le cas de couverture limoneuse peu épaisse.

exposées à l'ouest que sur celles exposées à l'est, et cette inégale répartition du limon contribue au caractère dissymétrique des vallées de Moyenne Belgique (R. TAVERNIER, 1954 b, p. 569). L'épaisseur des couvertures limoneuses situées au sud du sillon Sambre et Meuse est moins grande; toutefois, en Lorraine belge par exemple, il existe de grands placages de limon homogène dont l'épaisseur dépasse parfois 2 mètres (R. TAVERNIER, 1954 b, p. 569).

Les limons éoliens de notre pays sont avant tout reconnaissables par leurs caractères granulométriques : normalement plus de 60 % de la masse du sédiment sont compris entre 10 et 50 microns mais, bien entendu, de légères variations existent. A la limite septentrionale de la zone limoneuse, la granulométrie est moins fine. Les éléments sableux sont de plus en plus nombreux. F. GULLENTOPS (1954, p. 153) a montré cette variation de triage du nord au sud entre Kesselt et Ans, en soulignant la diminution progressive du mode qui, en moyenne, dans ses analyses passe de 28 à 26 microns. Les analyses granulométriques de limons sont nombreuses (G. MANIL, 1947, 1952; P. BOURGUIGNON, 1953; F. GULLENTOPS, 1954; P. BOURGUIGNON et F. DELECOUR, 1961; A. PISSART, R. PAEPE et P. BOURGUIGNON, 1970; etc.), mais aucune synthèse des variations qu'elles présentent n'a été publiée.

Des analyses minéralogiques permettent également de reconnaître les limons. En 1901, J. CORNET avait montré que les limons contenaient une plus grande abondance de zircons que les autres formations du Hainaut. Il en concluait que les limons provenaient sans doute de schistes cristallins étrangers et étaient donc allochtones. R. TAVERNIER en 1945 (p. 125) a précisé, de la même manière que J. DRUIF (1927), C. EDELMAN (1933) et J. VAN DORMAEL (1945) l'avaient montré en Hollande, que la composition minéralogique des limons montre une analogie remarquable avec les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires des Pays-Bas et du nord-ouest de l'Allemagne.

Ces auteurs, comme d'ailleurs P. BOURGUIGNON (1953; in P. BOURGUIGNON et F. DELECOUR, 1955; in A. PISSART et al., 1961) n'ont pas observé les minéraux spécifiques des loess dans les proportions où ils existent réellement. La réalisation des séparations par simple décantation ne permet pas en effet d'extraire tous les minéraux denses de la taille des loess comme l'a montré E. JUVIGNE (1976) qui a travaillé par centrifugation. F. GULLENTOPS a cependant donné en 1954 une description complète des associations de minéraux denses des limons éoliens. Il apparente, par contre, les

limons supérieurs aux sédiments de la province A d'EDEL-MAN à forte proportion de minéraux nordiques (épidote et hornblende), la variation par rapport à la province A typique étant due à la finesse des loess (moins de grenats et plus de rutile). Les limons inférieurs présenteraient, toujours selon le même travail de F. GULLENTOPS, la composition typique de la province X d'EDEL-MAN.

Dans une thèse présentée en 1976, E. JUVIGNE a montré la constance de composition des loess vistuliens (würmiens) dans toute la Moyenne Belgique et a situé l'origine des matériaux sur le fond exondé de la mer du Nord, dans une région comprise entre le Danemark et le Dogger Bank. Il distingue aussi plusieurs générations de loess prévistuliens qui proviendraient du fond de la Manche. Il a en outre établi dans ce travail que des loess locaux proviennent, en Famenne, de la déflation sur la plaine alluviale de l'Ourthe.

2.- LES SABLES DE COUVERTURE.-

Une couverture continue de sables éoliens s'étale sur toute la Belgique au nord de la zone limoneuse, à l'exception des polders où la surface du sol est constituée de formations marines plus récentes. R. TAVERNIER en 1947 (p. 312) précise : "on n'en trouve guère à une cote supérieure à 20 ou 25 m." En Basse Belgique, quand des collines, à l'exception des dunes, dépassent cette cote, elles sont pratiquement exemptes de sédiments de couverture et le substratum tertiaire affleure (Aalter, Wynendale, Kasterlee, Bolderberg). En Campine cependant, la limite est moins précise, le sous-sol s'élevant progressivement.

La reconnaissance de l'origine éolienne périglaciaire des sables de couverture est relativement récente. Depuis 1934, ces sables ont retenu l'attention aux Pays-Bas et les géologues de Wageningen ont, les premiers, supposé qu'il s'agissait de formations éoliennes (C.H. EDELMAN, 1947, p. 303). En Belgique, R. TAVERNIER en 1940 a, pour la première fois, interprété ces dépôts comme une accumulation périglaciaire due aux tempêtes de neige et de sable de la dernière glaciation, expliquant ainsi le passage graduel des sables aux limons. En 1945, les analyses minéralogiques, les données paléobotaniques de F. STOCKMANS, les travaux de A. CAILLEUX sur la fréquence des grains de sable ronds-mats et des cailloux éolisés permettaient à R. TAVERNIER (p. 125) de confirmer son interprétation.

Pour les sables de couverture comme pour les limons, il a été supposé que le dépôt éolien s'était mis en place en même temps que de la neige et le terme

nivéo-éolien a été utilisé pour la première fois par V. VAN STRAELEN au cours de la session extraordinaire des sociétés belges de géologie en 1946 pour désigner ces dépôts mixtes de neige et de sable. Ce terme, qui s'est rapidement imposé, exprime avant tout des suppositions sur les conditions de sédimentation.

De la même manière, ont été dénommés sédiments nivéo-fluviaux les remplissages de thalwegs par des sables éoliens mélangés à des éléments du substrat et ressemblant à des dépôts de solifluxion. Ce terme a été proposé pour la première fois aux Pays-Bas par C.H. EDELMAN et G. STEUR (1951).

Les sables de couverture ont une épaisseur variable. Ils atteignent 20 m et plus, là où ils remplissent d'anciens thalwegs (la vallée flamande par exemple) (R. TAVERNIER, 1948, p. 629). En Campine, l'épaisseur ne dépasse pas 3 m (E. PAULISSEN, 1970 a, p. 12). Dans la zone sablo-limoneuse, c'est-à-dire la zone de transition, la couverture nivéo-éolienne est généralement peu épaisse et souvent finement sableuse (R. TAVERNIER, 1954, p. 517). En gros, ils contribuent au nivellement du pays étant donné leur faible épaisseur ou leur absence sur les sommets et leur accumulation dans les vallées.

Les problèmes que pose la stratigraphie des sables de couverture sont particulièrement difficiles étant donné que ces formations se trouvent le plus souvent sous la nappe aquifère. La subdivision en trois termes correspondant au Vistule (Würm) avait été supposée par R. TAVERNIER (1948, p. 632) et a été retrouvée par G. de MOOR en 1960 (p. 309). J. de PLOEY en 1961 a distingué seulement deux formations dans les sables de couverture de la Campine anversoise :

- 1° la formation de Wildert caractérisée par la présence de l'épidote, la hornblende verte et le grenat et située par l'auteur dans le Vistule 3.
- 2° la formation de Sint-Leenaerts à ubiquistes dominants datant du Vistule 2 et des périodes antérieures.

Dans une étude comparative des loess et des sables éoliens, E. JUVIGNE (1976) défend l'opinion que la formation de Wildert doit être étalée sur l'ensemble de la glaciation de la Vistule et que celle de Sint-Leenaerts est prévistulienne.

E. PAULISSEN (1970, p. 352) a reconnu, sur une terrasse saalienne (rissienne) de la Meuse limbourgeoise au pied de l'abrupt de Campine, des sables de couverture saaliens 2 qu'il appelle "Formatie van Dilsen" et qui sont recouverts d'un sol eemien. La séquence complète des sables tardiglaciaires comprenant les sables du Dryas 1, la trace de l'oscillation de Bølling, les sables du Dryas 2, des témoins de l'Allerød et des sables du Dryas 3 a été

décrite en 1969 par E. PAULISSEN et A. MUNAUT à Opprimbie. R. TAVERNIER (1954, p. 575) avait reconnu auparavant les sables du Dryas 3 qui sont surtout importants en Basse Belgique "où ils montrent une relation nette avec le réseau fluvial". Ils se présentent comme des nappes peu épaisses qui atteignent leur épaisseur maximale (quelques mètres) le long des rives orientales des biefs nord-sud des cours d'eau. Dans les régions sablo-limoneuses, les sables du Dryas 3 semblent confinés principalement le long des vallées. En dehors de celles-ci, ils forment une mince nappe sableuse qui recouvre les limons et qui contribue à rendre complexe la transition sables de couverture-limon. L. PEETERS en 1943 (p. 59) avait fait remarquer que les sédiments appartenant aux dunes continentales ne paraissent pas affectés par des phénomènes périglaciaires. Certaines dunes paraboliques de Campine (F. GULLENTOPS, 1957) paraissent d'âge tardiglaciaire et étaient stabilisées au préboréal. D'autres formations dunaires seraient beaucoup plus récentes comme l'a montré J. de PLOEY en 1967 (p. 117).

R. TAVERNIER (1954 b ; p. 575) précisait que les sables du Dryas supérieur ont une granulométrie légèrement supérieure à celle des sables de couverture. Ce caractère a été retrouvé par J. de PLOEY (1961, p. 15) dans la Campine septentrionale.

Les sables de couverture sont en général des sédiments granulométriquement bien classés. Leur mode est le plus souvent compris entre 105 et 150 microns (R. MARECHAL et G. MAARLEVELD, 1955, p. 79). Divers auteurs ont publié des courbes granulométriques de ces sédiments (J. de PLOEY, 1961, p. 15 ; W. MULLENDERS et al., 1966, p. 59 ; E. PAULISSEN et A. MUNAUT, 1969 ; E. PAULISSEN, 1970 b).

L'origine nordique et la similitude d'origine des limons vistuliens (würmiens) et des sables de couverture a été défendue sur la base de l'étude de la minéralogie de ces formations (F. GULLENTOPS, 1954 et J. de PLOEY, 1961). En 1940, C. EDELMAN et R. TAVERNIER ont montré que la composition des sables de couverture en Belgique était identique à celle des sables de couverture des Pays-Bas et l'hypothèse d'une genèse commune, nivéo-éolienne a été avancée. Dans le même article, les auteurs considéraient que ces sables formaient la transition entre les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires des Pays-Bas et les loess situés plus au sud.

La direction des vents qui ont amené les limons et les sables de couverture a fait l'objet de nombreuses discussions, spécialement aux Pays-Bas. Tous les auteurs ont admis que ces vents avaient une composition nord.

A. CAILLEUX (1942, p. 124) se demandait s'ils ne venaient pas du nord-est. R. TAVERNIER (1946, p. 315) pensait que les vents dominants avaient dû souffler du nord-ouest. Il expliquait ainsi qu'à l'ouest du pays la composition minéralogique des sables est caractéristique des dépôts du fond de la mer du nord et de l'ouest des Pays-Bas, tandis que dans la Campine anversoise l'association minéralogique était différente.

F. GULLENTOPS (1954, p. 156) remarquait que la moyenne des modes granulométriques diminuait, en Hesbaye, du nord au sud et que cette variation indiquait le sens du transport. R. TAVERNIER (1954, p. 570) soulignait que les dépôts éoliens varient selon l'orientation des pentes du terrain en accord avec une orientation des vents de l'ouest et du nord-ouest. J. de PLOEY (1961, p. 116) admet également que les sables de couverture périglaciaires ont été amenés par des vents de direction nord et nord-ouest. Il montre cependant que les sables dunaires du Dryas 3 forment des dunes longitudinales et paraboliques de direction sud-ouest/nord-est. Des études récentes aux Pays-Bas (H.J. VEENSTRA and A.M. WINKEMOLEN, 1971) admettent que jusqu'au Dryas 2, les vents dominants venaient du nord-ouest, pour passer au sud-ouest au Dryas 3. Il est évident cependant que l'idée d'une couverture homogène de sable de composition minéralogique constante et d'une provenance unique ne peut plus être admise (J. de JONG, 1967, p. 366) ; des remaniements locaux et l'action de la déflation à partir des lits des rivières ont joué, en effet, un rôle non négligeable.

B. LES DEPOTS DE PENTE PERIGLACIAIRES.

1.- LES EBOULIS DE GRAVITE, LES ACCUMULATIONS DE BLOCS, LES EBOULIS ORDONNES.

Les éboulis de gravité typiques, accumulation de blocs dont la pente est voisine ou supérieure à 30° sont rares dans notre pays. Là où ils existent, ils tapissent des versants raides dus à l'érosion verticale ou latérale des rivières (exemple : les éboulis du défilé de la Salm entre Salmchâteau et Vielsalm ; les éboulis accumulés sous la falaise de la Roche aux Faucons près d'Esneux). Aucune étude n'a établi la part que les climats froids quaternaires ont joué dans la libération des fragments qui tapissent ces versants. Il est très vraisemblable cependant que la gélivation périglaciaire a contribué d'une manière essentielle à leur formation (A. PISSART, 1952, p. 211 ; F. GULLENTOPS, 1954, p. 219).

En quelques endroits, la roche s'est fracturée sur place et a donné naissance à des amas de blocs. Un bel exemple en est fourni par les masses de blocailles qui recouvrent les affleurements de quartzite devillien de Hourt près de Grand Halleux où, à côté d'éboulis typiques dont la pente atteint 30°, existent des amas de blocs sur des pentes plus faibles (15° et moins).

De telles accumulations de blocs sans doute périglaciaires sont formées à partir de bancs de quartzite très résistants qui ne fournissent, en se désagrégant, que très peu de matière fine. D'après F. GULLENTOPS (1954, p. 219), l'absence de limon éolien sur certaines de ces accumulations (par exemple sur les éboulis de Bande), résulterait de l'enlèvement par le ruissellement du limon qui s'y serait déposé.

Des éboulis typiquement périglaciaires ont toutefois été reconnus en Belgique. Il s'agit des éboulis ordonnés, que l'on appelle aussi grèzes litées, qui ont été formés par la désagrégation de schistes houillers près de Namur (P. de BETHUNE, 1950), de schistes siluriens près de Fosses (F. GULLENTOPS, 1952), de schistes de la Famenne à Wanlin (P. MACAR et J. ALEXANDRE, 1957 ; J. ALEXANDRE et P. MACAR, 1960 ; G. SERET, 1963 ; R. PAEPE, 1969), à Noisieux (E. JUVIGNE, 1963, p. 18 ; G. SERET et P. de BETHUNE, 1967, p. 326), dans la région de Maulenne dans l'Entre-Sambre-et-Meuse (A. HUYS, 1964) sur la rive gauche du ruisseau Wayai près de Franchimont (inédit).

Ces éboulis ordonnés sont formés de lits de débris de schistes sans matrice alternant avec des lits où les fragments de schistes sont emballés dans du limon. L'épaisseur des couches est variable mais peut n'être que de quelques centimètres. Les débris schisteux présentent parfois un émoussé qui témoigne de l'action du ruissellement. Une des caractéristiques essentielles de ces formations est la disposition de la grande majorité des éléments parallèlement à la direction de plus grande pente.

Le mécanisme de mise en place de ces éboulis particuliers est mal connu. Il est évident que la gélivation joue un rôle important dans la libération des fragments car de tels dépôts n'existent que dans des roches qui se désagrègent très facilement sous l'action du gel (en Belgique, ils sont connus uniquement dans des schistes). Leur origine périglaciaire est incontestable car des structures périglaciaires (cryoturbations, fentes de gel, etc ...) contemporaines du dépôt ont été souvent observées au sein de ces formations. De nombreux chercheurs après Y. GUILLIEN (1964) admettent que des plaques de neige ont joué un rôle déterminant dans l'apparition de ces éboulis. Le ruissellement entre la neige et le sol gelé jouerait un rôle fondamental, de même

que les mouvements de creep de la plaque de neige (A. PISSART, 1967, p. 217). Le profil du versant recouvert par ces dépôts est généralement concave ; il varie par exemple de 26 à 8° à Noisieux et de 18 à 3° à Wanlin. Mais, vers l'aval, lorsque la pente est très faible, l'éboulis ordonné perd certains de ses caractères. Il devient un dépôt de ruissellement pour lequel Y. GUILLIEN (G. SERET et P. de BETHUNE, 1967, p. 326) n'admet plus le nom de grèze litée. Ce passage extrêmement graduel des éboulis ordonnés aux dépôts de ruissellement explique l'existence d'une certaine confusion dans la littérature.

2.- LES DEPOTS DE GELIFLUXION.-(1)

Les dépôts de gelifluxion constituent une formation périglaciaire bien plus importante que les éboulis. Ils couvrent, en effet, d'un manteau quasi continu la Haute Belgique, ainsi que certaines zones à mince couverture quaternaire de la Basse et Moyenne Belgique (R. MARECHAL, 1956, p. 87). Dans la région de Laroche, seuls les versants raides des vallées et quelques zones d'érosion peu étendues à la surface des plateaux en sont dépourvus (F. GULLENTOPS, 1954, p. 216).

J. ALEXANDRE (1958, p. 225) a précisé excellemment les caractères qui permettent de reconnaître les dépôts de gelifluxion :

- a) leur classement extrêmement mauvais, depuis la particule la plus fine jusqu'aux énormes blocs de quartzite ou de poudingue, de plus d'un mètre cube, sans aménagement progressif vers le haut, comme dans le cas du creep.
- b) la présence d'éléments anguleux.
- c) la disposition particulière des gros éléments plats ou allongés dans une matrice plus fine : lorsque la pente est faible, l'inclinaison et l'orientation sont quelconques. Une partie des éléments ont donc - ce qui est remarquable - une inclinaison assez forte et sont même redressés.
- d) la faculté que possède cet agent de transport en masse de faire progresser de gros blocs sur de faibles pentes...

(1) Le terme gelifluxion a été créé en 1956 par H. BAULIG pour dénommer la solifluxion se produisant sur un sous-sol gelé. Cette distinction est utile car la solifluxion n'est pas nécessairement associée à l'action du gel et peut se produire sous tous les climats. Le terme congelifluxion a été créé par J. DYLIK en 1951 pour désigner la solifluxion agissant sur un pergélisol.

Parfois, d'autres indices de l'origine de ces dépôts ont été rapportés : le remaniement par des coulées boueuses de sols fossiles (J. de HEINZELIN, 1950, p. 12), l'existence de plus déversés dans le sens de la pente (G. MANIL, 1952), la dualité d'origine de ces dépôts qui le plus souvent sont formés d'un mélange d'éléments éoliens et d'éléments locaux (R. MARECHAL, 1956, p. 87), ...

Fréquemment toutefois, les auteurs parlent de dépôts de creep. En fait, il est souvent impossible de distinguer ces deux formations bien qu'elles soient dues à des phénomènes différents. Le creep est le mouvement lent, imperceptible des débris (le "frost creep" étant le creep dû au soulèvement par le gel et à sa retombée au dégel) tandis que la solifluxion est le fluage du sol saturé d'eau (gélifluxion : solifluxion sur sol gelé). Il est très malaisé de distinguer, dans les dépôts actuels, la part qui revient à chacun de ces processus parce qu'ils ont agi ensemble et parce que le creep affecte encore actuellement les dépôts de géfluxion. Par conséquent, l'interprétation de ces dépôts de pente comme de purs dépôts périglaciaires de géfluxion est souvent une interprétation basée sur des considérations théoriques (comme la notion que, en climat périglaciaire, ces processus sont rapides et importants) et sur des arguments indirects (par exemple, l'existence d'accumulations importantes, comprenant des blocs volumineux, sur de faibles pentes où le creep n'aurait sans doute pu les amener).

L'épaisseur de ces dépôts est très variable ; le plus souvent, elle est comprise entre 50 et 150 cm (R. MARECHAL, 1956), mais elle peut dépasser 10 mètres au pied de certains versants (par exemple, le dépôt de Goffontaine dans la vallée de la Vesdre étudié par P. ROBERT et décrit dans A. PISSART et F. GULLENTOPS, 1967, p. 308), dans des concavités développées sur de longues pentes (par exemple sur le versant nord du sommet de la Baraque Michel, à l'emplacement où sont installées à Jalhay les fermes de la Petite Propriété Terrienne) ou dans des têtes de vallée (par exemple aux sources du Getz Bach entre Eupen et Montjoie où un sondage a recoupé 14 m de dépôts de pente ; A. PISSART et al., 1971, p. 284).

La stratigraphie des dépôts de géfluxion est difficile à établir étant donné qu'il s'agit de dépôts de pente qui ont pu remanier des paléosols et produire ainsi d'apparentes superpositions de sols. Par ailleurs, ils ne présentent pas la même uniformité de composition que les limons et, en conséquence, la distinction

des divers paléosols y est plus malaisée que dans les loess. F. GULLENTOPS (1954) a signalé en deux points du bassin de l'Ourthe, près de Laroche, des coulées de solifluxion ayant subi plus tard une rubéfaction importante qu'il attribuait à la période saalienne (Riss). Pour R. MARECHAL (1956) la majorité des dépôts de géfluxion sont périglaciaires ; toutefois, il indique que, selon R. TAVERNIER, une partie très importante des dépôts de solifluxion se serait mise en place à l'Alleröd. G. MANIL en 1958 (p. 139) signale que, sur les pentes ardennaises, l'existence d'au moins deux dépôts de solifluxion distincts paraît la règle la plus générale.

3.- LES DEPOTS DE RUISSELLEMENT PERIGLACIAIRES.-

Les dépôts de ruissellement périglaciaires sont, comparativement aux dépôts de solifluxion, assez rares en Belgique. Cette relative rareté peut être expliquée de diverses manières : il est possible que beaucoup de ces dépôts aient été remaniés par des phénomènes de géfluxion ultérieurs, ce qui aurait effacé le caractère distinctif principal qui permet de les reconnaître, à savoir leur litage ; il est vraisemblable aussi que pendant de longues périodes une couverture végétale herbacée ait contrarié beaucoup plus les phénomènes de ruissellement que les phénomènes de creep et de géfluxion.

En Famenne cependant, les dépôts de ruissellement périglaciaires sont importants et cela essentiellement à cause de la fragilité des schistes famenniens à la géivation ; ce processus libère en effet à partir de cette roche, des fragments de très petite taille qui peuvent être facilement déplacés par l'eau courante.

Le dépôt de Rome (près de Durbuy) qui a été étudié récemment par E. JUVIGNE est la formation de ce type actuellement la mieux connue (E. JUVIGNE et W. MULLENDERS, 1972, p. 323). Il est constitué de couches de limons éoliens et de débris de schistes qui témoignent d'une action intense du ruissellement diffus. Il s'étend sur une longueur de 2750 m avec une largeur variable comprise entre 400 et 50 m et son épaisseur atteint localement 8 m. Ce dépôt est incontestablement périglaciaire et l'étude des minéraux denses a établi qu'il a été mis en place à peu près entièrement pendant le Vistule (Würm). Ce dépôt montre, à titre d'exemple, l'importance de ce processus de ruissellement dans cette région. Il contribue, avec d'autres, à établir l'idée que les grandes dépressions famenniennes ont été modelées, sans doute en grande partie, par ce processus.

C.- LES DEPOTS DES FONDS DE VALLEE.-

1.- LES ACCUMULATIONS DES VALLEES SECONDAIRES.-

Pendant certaines périodes périglaciaires, les processus de géfluxion et de ruissellement ont amené dans les vallées des matériaux si abondants que les rivières ont été parfois incapables de les emporter, du moins près de leurs sources (J. ALEXANDRE, 1953, p. B178 ; 1955, p. 335 ; 1960, p. 65 ; F. GULLENTOPS, 1954, p. 185 ; E. JUVIGNE et W. MULLENDERS, 1971, p. 323). Ces apports ont ainsi ennoyé les thalwegs et, là où ils sont conservés, ils contribuent à donner aux têtes de vallée un aspect de paysage sénile (P. MACAR, 1954, p. 21). Un excellent exemple de cet empâtement du relief, qu'extérieurement rien ne signale, est donné par les 14 m de dépôts de solifluxion reconnus par sondages au sommet du plateau des Hautes Fagnes près des sources du Getz Bach (A. PISSART et al., 1971, p. 291). Le plus souvent, après les périodes périglaciaires, les cours d'eau se sont incisés dans les dépôts accumulés dans les fonds de vallée et ont dégagé des terrasses que F. GULLENTOPS (1954 a, p. 213) a dénommées "terrasses de solifluxion". (1) Cette morphologie est très fréquente dans les petites vallées de la Haute Belgique.

Ces terrasses de remblaiement périglaciaires ne résultent pas uniquement d'apports de versants. Il est très fréquent en effet que les matériaux arrivés au fond de la vallée se soient déplacés dans l'axe de celle-ci. Pour distinguer ces deux types de mouvement, J. ALEXANDRE (1958-a, p. 264) a utilisé les termes de solifluxion transversale et longitudinale, qui ont été repris par ailleurs par différents auteurs et notamment V. TONNARD (1957).

Les coulées pierreuses des Hautes Fagnes constituent les formes les plus connues engendrées par ces déplacements longitudinaux. Ces accumulations ont été étudiées par de nombreux auteurs (A. QUAAS, 1917 ; P. FOURMARIER, 1920, 1923 c, 1933, 1945 ; Ch. GUILLAUME, 1924 ; A. PISSART, 1953 b ; V. TONNARD, 1958 ; A. PISSART et F. GULLENTOPS, 1967 ; B. BASTIN et al., 1972 ; A. PISSART et al.,

(1) Ce terme "terrasse de solifluxion" a toutefois une autre signification dans la littérature périglaciaire. Il désigne un replat apparu sur un versant à la suite du développement d'une loupe de solifluxion et sans l'intervention d'une érosion fluviale postérieure. Comme cette signification est internationalement admise, l'expression proposée par F. GULLENTOPS doit être abandonnée.

1975) depuis que K. STAMM (1912) les a interprétées comme des traces de moraines. A titre d'exemple, nous parlerons ici de l'accumulation la plus importante décrite, à savoir celle de la vallée de la Soor, dont les témoins s'étirent sur plus de 5 km dans l'axe de la vallée en attestant qu'en plusieurs endroits le colmatage a atteint 10 mètres d'épaisseur. Ce remblaiement a fauché vers l'aval de la vallée, les têtes de bancs du substratum. Ce fait confirme l'existence d'un déplacement en masse que le très mauvais classement du dépôt permettait de supposer. Vers le haut, le matériel est progressivement mieux lavé et les influences fluviales sont plus apparentes. Il est clair que, à côté de la géfluxion, des écoulements plus ou moins boueux ont joué dans ce transport un rôle non négligeable. Cette accumulation se prolonge d'ailleurs vers l'aval par des dépôts fluviaux. Les études des minéraux denses de E. JUVIGNE (1976) montrent que les dépôts de la vallée de la Soor sont tous d'âge Vistule (Würm).

Les nappes de remblaiement périglaciaires qui souvent tapissent le fond des vallées sont donc généralement complexes. Y alternent parfois des couches de géfluxion et de ruissellement, comme J.M. DELAHAUT et al., l'ont montré en 1966 près de Grand-Halleux et de Bertrix. Elles ne sont, par ailleurs, pas continues dans le fond de la vallée, le remblaiement ne se produisant que lorsque le cours d'eau était incapable de transporter le matériel qui arrivait dans son thalweg. Le Getz Bach, cours d'eau se jetant dans le barrage de la Vesdre, est remblayé seulement au-dessus de l'altitude de 525 m et en-dessous de 420 m, le secteur intermédiaire de pente forte ayant permis à la rivière de transporter plus de matériel.

2.- LES DEPOTS FLUVIATILES.-

Les connaissances se rapportant aux terrasses des rivières belges ont été présentées par S. ALEXANDRE-PYRE dans le chapitre 4 de cet ouvrage. Dans un inventaire des dépôts périglaciaires, il est toutefois indispensable de rappeler que divers indices de climat froid ont été signalés dans les dépôts de terrasse et que ceux-ci sont, en fait, très souvent des dépôts périglaciaires.

De gros blocs de roches dépassant la compétence des rivières ont déjà été signalés dans certains dépôts de terrasse dès le siècle dernier (E. DELVAUX, 1886). Ils ont été interprétés par beaucoup d'auteurs comme apportés par des glaces flottantes (A. BRIQUET, 1907 ; A. RUTOT, 1919, 1922 ; G. MORTELMANS, 1937). En 1954, P. MACAR (p. 597) précisait que "des cryoturbations contemporaines du dépôt et des cailloux roulés de sable (mélés aux galets de roche dure et qui ne peuvent s'y trouver que parce qu'ils étaient congelés au moment du dépôt) ont été relevés jusqu'ici, outre dans la traînée mosane, dans trois terrasses différentes de la

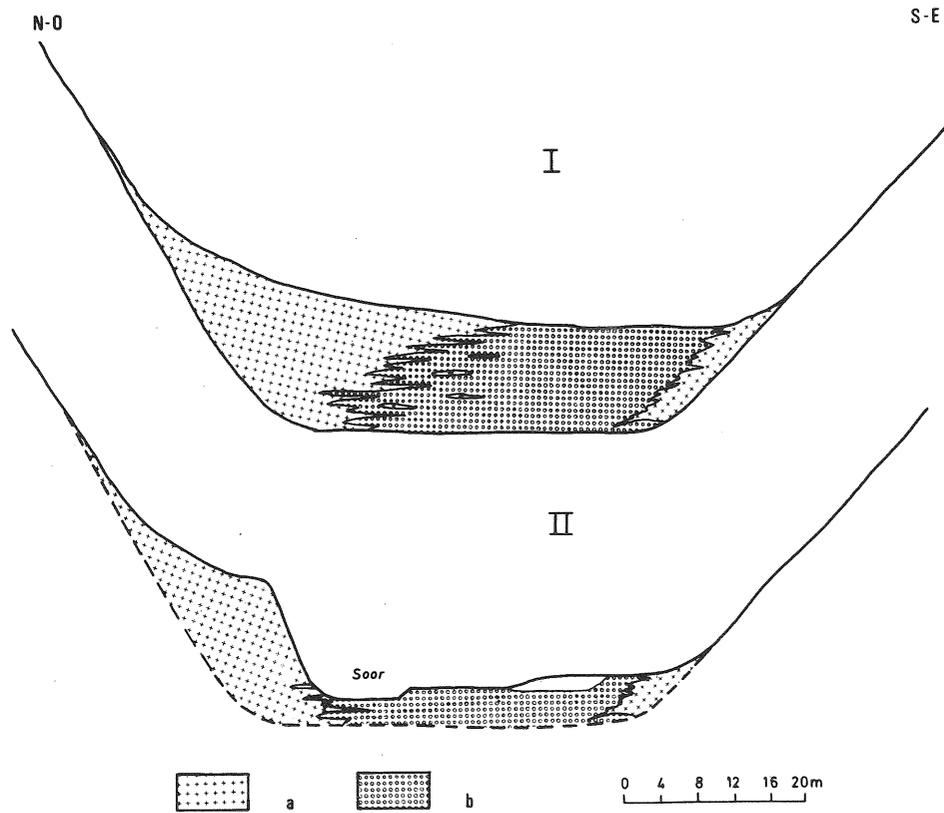


FIGURE 8.3.- Remblaiement périglaciaire dans la vallée de la Soor à l'altitude de 355 m, soit 6 km au sud d'Eupen. En I, au moment du maximum de remblaiement ; en II, de nos jours. Légende : a. dépôts de pente descendus des versants ; b. dépôts amenés par le cours d'eau et par des coulées boueuses qui se sont déplacées dans l'axe de la vallée.

Meuse, soit dans la terrasse principale (n° 4), le niveau immédiatement supérieur (n° 5) et la basse terrasse moyenne (n° 2). Ces niveaux doivent donc s'être formés, à tout le moins en partie lors des périodes glaciaires. J. ALEXANDRE (1957 b, p. B309) et P. MACAR (1957 b, p. B408) sur la base de l'étude des aplanissements quaternaires (voir plus loin) d'affluents de la Meuse défendent l'opinion que les terrasses ont toutes, ou presque toutes, coïncidé avec les phases froides du

Quaternaire à climat périglaciaire. Par la suite, divers auteurs ont précisé dans plusieurs bassins que certaines terrasses étaient périglaciaires : F. GULLENTOPS (1957 b, 1960), pour la terrasse de Campine ; H. KEERIS (1961) pour une terrasse de l'Escaut entre la frontière française et Gand ; L. WALSHOT (1962) pour les terrasses de la Senne ; M.C. van MAERCKE-GOTTIGNY (1964) pour une terrasse de l'Escaut près d'Audenarde ; E. PAULISSEN (1966 puis 1970) pour des terrasses de

la Meuse limbourgeoise. La thèse de doctorat de cet auteur a établi, par une étude très détaillée, que, dans cette région, les terrasses de Geistingen, de Mechelen aan-de-Maas, de Eisden-Lanklaar, de Caberg-Pietersem présentent toutes des cryoturbations syngénétiques du dépôt et sont constituées de lentilles très plates qui témoignent d'une mise en place par des cours d'eau à chenaux anastomosés. D'après cet auteur, les dépôts de ces terrasses sont typiquement périglaciaires.

Il semble, en conséquence, admis maintenant que de nombreux dépôts de terrasses se sont mis en place au cours des périodes froides du Quaternaire. Il est vraisemblable que les processus périglaciaires ont joué un rôle fondamental dans la formation de celles-ci, car elles sont apparues à un moment qui paraît à première vue très peu favorable à l'apparition d'une plaine alluviale, c'est-à-dire à un moment où le niveau de la mer était abaissé par des phénomènes glacio-eustatiques. L'efficacité des processus agissant sur les versants en était certainement le principal responsable. Ils amenaient dans les rivières une charge très importante comprenant beaucoup d'éléments grossiers et modifiaient ainsi la charge de fond. Les rivières surchargées en éléments grossiers avaient ainsi tendance à se transformer en rivières à chenaux anastomosés ainsi que E. PAULISSEN (1966, p. 114) l'a montré pour la Meuse au Saale (Riss). Il est vraisemblable que la crue de printemps inondait toute la plaine alluviale et permettait une érosion latérale efficace.

III.- LES STRUCTURES PERIGLACIAIRES : CRYOTURBATIONS, SOLS POLYGONAUX ET STRIES, CAILLOUX DRESSES, FENTES DE GEL.

Des phénomènes de cryoturbation ont été décrits en Belgique, bien avant que les chercheurs soient capables de les expliquer (R. COGELS et D. van ERTBORN, 1883 ; A. RUTOT, 1899 ; H. HALLEZ, 1914). C.H. EDELMAN et R. TAVERNIER ont souligné ce fait en 1940 lorsqu'ils ont, pour la première fois dans notre pays, interprété de telles structures comme d'origine périglaciaire. Par la suite, les descriptions se sont rapidement multipliées (R. TAVERNIER et A. HACQUAERT, 1940 ; A. CAILLEUX, 1942 ; L. PEETERS, 1944 ; R. TAVERNIER, 1945, 1948 ; M. GULINCK, 1949 ; P. MACAR et W. van LECKWIJCK, 1949 ; R. MARLIÈRE, 1949 ; J. de HEINZELIN, 1949, 1950 ; J. ALEXANDRE, 1953 ; F. GULLENTOPS, 1954 ; etc ...). En 1945, R. Tavernier (p. 128) écrivait

déjà que ces phénomènes de cryoturbations avaient été observés pratiquement dans tous les terrains meubles de la Moyenne et de la Basse Belgique. Dix ans plus tard, R. MARECHAL et G. MAARLEVELD (1955, p. 82) étendaient ce domaine à tout le territoire de la Belgique et des Pays-Bas : " Ces phénomènes ont été observés dans pratiquement tous les dépôts de surface (à l'exception des dépôts holocènes), aussi bien dans les sables de couverture, dans les loess, dans les dépôts nivéo-fluviaux que dans les dépôts de solifluxion " (R. MARECHAL, 1956, p. 93). Dès 1949, W. van LECKWIJCK et P. MACAR (p. 18) faisaient cependant remarquer que pour que ces phénomènes se développent bien, il faut que la couche soumise au gel ne constitue pas un ensemble homogène, mais qu'elle comporte des dépôts différents au point de vue lithologique ou granulométrique (W. van LECKWIJCK et P. MACAR, 1949, p. 18).

Dans certains dépôts homogènes où des cryoturbations ne sont pas visibles, la disposition verticale des cailloux est souvent le seul indice de l'action du gel. Les cailloux dressés ont été assez rarement décrits dans notre pays, bien qu'ils aient été remarqués depuis longtemps. P. MACAR (1949, p. M40) en décrivant des cailloux dressés au Sart Tilman rappelait en effet que M. LOHEST en 1908 (Ch. FRAIPONT, 1908, 1922) avait déjà songé à attribuer l'allure dressée des cailloux aux effets d'une succession de gels et de dégels.

Un inventaire de tous les types de cryoturbation observés actuellement ne trouverait pas place dans le présent ouvrage. Nous nous contenterons donc de signaler que les trois types principaux que distingue A. JAHN (1956) ont été reconnus dans notre pays, à savoir : des plications, des involutions en piliers et des involutions amorphes (fig. 8.4.). Entre autres, les travaux de P. MACAR et W. van LECKWIJCK (1949) F. GULLENTOPS (1954), J. de PLOEY (1961), R. PAEPE (1965, 1967, 1968) et E. PAULISSEN (1970) en montrent de nombreux exemples.

Il n'est pas très fréquent que l'aspect des structures ait été décrit dans des plans verticaux et horizontaux. Quelques auteurs ont pu cependant, par de telles observations, reconnaître des sols polygonaux et striés (R. TAVERNIER, 1945 ; F. GULLENTOPS, 1954 ; M. COLLARD, 1973 ; E. PAULISSEN, 1973).

Des cryoturbations d'un type particulier viennent d'être décrites en Ardenne dans la région de Bastogne (J. DONNAY, P. MACAR, A. OZER et A. PISSART, 1976). Elles ont été observées sur des photos aériennes au 16.000e prises au cours d'une période de printemps particulièrement sèche. Sur ces photos apparaissent,

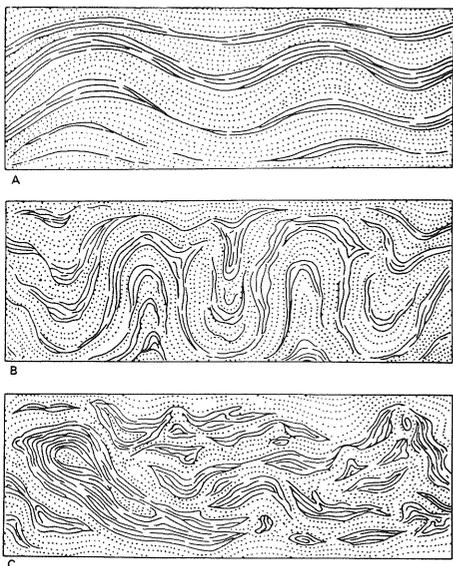


FIGURE 8.4.- Les différents types de cryoturbation d'après A. JAHN (1975). A. Plications ; B. Involutions en piliers ; C. Involutions amorphes.

dans des champs de céréales, des taches claires plus ou moins circulaires contrastant avec le réseau plus sombre qui les entoure. Le diamètre moyen de ces taches claires est proche de 15 m. Des tranchées réalisées au travers de ces formes ont montré qu'elles correspondent à de grandes cryoturbations ; les taches claires se rapportant à de grandes poches limoneuses enfermées au milieu d'une matière limoneuse à forte charge caillouteuse qui provient de la désagrégation du substratum paléozoïque. Des formes voisines ont été décrites dans l'est de l'Angleterre par R.B.G. WILLIAMS en 1964.

Les mécanismes responsables des sols structuraux et des cryoturbations sont toujours mal connus au point qu'il est impossible actuellement, en les décrivant, d'avancer des interprétations paléo-climatiques valables. Ces structures témoignent incontestablement de l'action du gel dans le sol, mais ne prouvent nullement l'existence d'un pergélisol au moment où elles se sont formées (A. PISSART, 1970).

Il n'en est pas de même pour les fentes de gel, car certaines d'entre elles (celles qui étaient remplies de glace) attestent la présence d'un pergélisol au moment de leur croissance.

C. EDELMAN et R. TAVERNIER ont été aussi les premiers auteurs en Belgique à interpréter comme dues au gel les fentes en coin. D'après R. TAVERNIER, de telles structures étaient déjà connues en 1945 (p. 128) dans les argiles de Boom du Pays de Waes, dans l'argile bartonienne à Oedelem, dans l'argile ypresienne et les limons du sud de la Flandre, dans les lentilles argileuses à Genk et à Asch. Les descriptions de fentes de gel se sont multipliées avec celles des cryoturbations (M. GULINCK, 1949 ; J. de HEINZELIN, 1952 ; J. ALEXANDRE, 1953 ; G. MANIL, P. MACAR et W. van LECKWIJCK, 1960 ; P. BOURGUIGNON et F. DELECOUR, 1961 ; J. de PLOEY, 1961 ; A. PISSART et P. MACAR, 1963 ; J. de PLOEY, 1964 ; R. PAEPE, 1965, 1967, 1968, 1969 ; E. PAULISSEN, 1966 ; P. HAESAERTS et B. van VLIET, 1973 ; etc ...).

Sous le nom de fente de gel, on a rangé des structures très différentes. A côté des formes en coin existent des formes particulières comme celles étudiées par P. MACAR et W. van LECKWIJCK (1949, 1957) qui sont développées dans des sables sur des épaisseurs considérables, tout en restant très étroites. Des structures semblables ne sont toujours pas connues en milieu périglaciaire actuel.

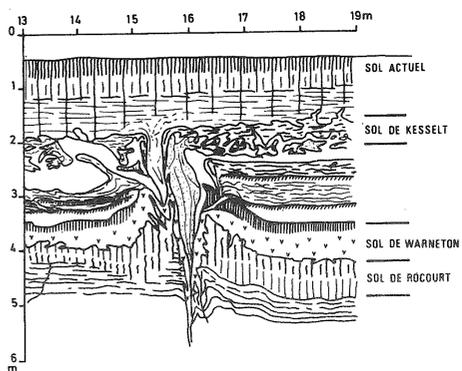


FIGURE 8.5.- Pseudomorphose de fente de gel à remplissage de glace observée dans les limons éoliens de la briqueterie de Tongrinne par R. PAEPE (Extrait de R. PAEPE et R. VAN HOORNE, 1967).

IV.- LA MORPHOLOGIE PERIGLACIAIRE.-

Comme semblent l'indiquer les nombreux et importants dépôts périglaciaires que nous avons décrits ci-dessus, les processus morphologiques ont probablement été très efficaces pendant les périodes froides. Les formes de terrains reconnues comme façonnées sous ces climats froids sont cependant peu nombreuses. La majorité des processus périglaciaires ont donné des formes que nous ne distinguons pas des formes apparues sous d'autres conditions climatiques. C'est ainsi que la part, sans doute fort importante, des processus périglaciaires dans le façonnement des concavités de pied de versants et dans le modelé des convexités sommitales n'est pas établie. En conséquence, nous ne passons en revue ci-dessous que quelques morphologies typiquement périglaciaires, sans prétendre rendre compte de toutes les influences des processus froids dans le modelé de notre pays.

A.- LA MORPHOLOGIE DES DEPOTS EOLIENS.-

Les sables de couverture ont contribué à aplanir la Basse Belgique, l'accumulation étant moindre sur les sommets et plus importante dans les fonds ; toutefois, la surface de ces sables présente un modelé très particulier, en légères ondulations, avec de vastes dépressions fermées de toutes parts (R. TAVERNIER, 1948, p. 630 ; M. MIJS, 1964, p. 478). Une forme très particulière est constituée par "des dos sableux longs parfois de plus de 20 km et dont le niveau s'élève de 1,5 m à 6 m au-dessus des dépressions environnantes (R. MARECHAL et G. MAARLEVELD, 1955, p. 79). R. TAVERNIER (1954 b, p. 575) les croyait dues aux vents du Dryas 3. G. de MOOR et I. HEYSE (1972, p. 67) les considèrent comme des rides dues à des vents tardiglaciaires dirigés perpendiculairement à leur direction.

Très peu d'études ont été réalisées pour définir dans quelle mesure le dépôt des épaisses couches de loess a modifié le relief préexistant. Le problème est particulièrement important en Hesbaye où les grands traits du relief sont déterminés par des vallées sèches dont l'évolution actuelle paraît très ralentie. Ch. STEVENS (1934) pensait que "les vallées sèches de la Hesbaye liégeoise proviennent d'une érosion fluviale antérieure à la formation du limon. Celui-ci, d'origine éolienne, n'a fait que colmater des formes anciennes, comme la neige recouvre en les colmatant les formes sur lesquelles elle tombe". J. GRIMBERIEUX (1955, p. B271) a pu, en étudiant les coupes faites en Hesbaye par le service

Il n'est pas toujours aisé de distinguer sur le terrain les pseudomorphoses de fentes de gel à remplissage de glace, les fentes de gel à remplissage minéral primaire et les formes dues à d'autres phénomènes de retrait telle que la dessiccation. La distinction est encore plus malaisée dans la littérature car les auteurs ont généralement appelé fentes de gel toutes les fissures qui traversent les formations quaternaires, même si leur développement n'est que de quelques décimètres (R. PAEPE et R. VAN HOORNE, 1967). Or des fissures dont l'extension verticale est aussi faible ne constituent absolument pas la preuve de l'existence d'un pergélisol et ne sont même pas incontestablement dues au gel. Par contre, les grandes fentes de gel en coin, de plusieurs mètres de développement vertical et d'une largeur de plusieurs décimètres, voire d'un mètre, attestent incontestablement que le sol est resté gelé pendant les nombreuses années qui ont vu leur développement (fig. 8.5).

Les fentes de gel montrent bien l'importance que peuvent présenter de telles structures, aussi bien au point de vue stratigraphique que paléoclimatique. Elles caractérisent et permettent de retrouver des horizons bien précis. Les travaux de J. de PLOEY (1961) et de R. PAEPE (1965, 1967) illustrent parfaitement, le premier pour les sables de couverture et le second pour les limons, l'aide que peuvent fournir ces déformations périglaciaires. Ces auteurs sont d'accord pour préciser que les grandes fentes de gel dont nous venons de parler existent uniquement dans la dernière partie du Vistule (Würm) (formation de WILDERT de J. de PLOEY et le pléniglaciaire B de R. PAEPE). Par ailleurs, il semble que le début du Vistule (sol de Warneton de R. PAEPE) soit caractérisé par des festons qui ont été interprétés comme des restes de sols à buttes (R. PAEPE et A. PISSART, 1969).

Il est vraisemblable que cette importance stratigraphique des structures périglaciaires s'accroîtra avec la multiplication des observations et une meilleure connaissance de leurs conditions d'apparition. Dans ce domaine d'ailleurs, des renseignements inespérés viennent d'être obtenus par l'étude des microstructures (P. HAESAERTS et B. van VLIET, 1975 ; B. van VLIET, 1975). B. van VLIET arrive en effet à localiser dans des coupes l'emplacement qui correspondait à un moment donné au sommet du pergélisol, zone où apparaissent chaque année beaucoup de glace de ségrégation. Or celle-ci modifie la structure du sol d'une manière qui a parfois été conservée dans les dépôts pléistocènes. Elle donne en effet naissance à une structure laminaire généralement parallèle à la surface du sol. La surface des éléments structuraux est lisse et montre une réorientation des minéraux due à la pression exercée par la croissance des veines de glace.

des eaux de la ville de Liège, montrer que la majorité des vallons de la Hesbaye sont modelés entièrement dans les dépôts de limon. Il a expliqué cette constatation par l'importance de l'érosion fluviale en climat périglaciaire alors que le sol était gelé, suivant en cela une hypothèse proposée par F. GEUKENS (1947) puis R. TAVERNIER (1948). Les connaissances sont toujours insuffisantes pour qu'il soit possible de décider si en outre le dépôt du loess n'a pas fait apparaître une morphologie particulière qui aurait déterminé le tracé des vallées sèches. Une hypothèse de ce type a été considérée en 1968 par Cl. PLANCK dans un travail de licence présenté à l'Université de Liège. Ce chercheur s'est demandé si les vallées sèches de Hesbaye ne proviennent pas de l'apparition de "gredas" semblables à ceux que S.Z. ROZYCKI a décrits en Bulgarie et en Europe centrale. Les "gredas" sont de longues buttes, larges de 300 à 1200 m, longues de 5 à 20 km et hautes de 20 à 40 m, qui résultent de l'accumulation des loess. Ils s'étirent parallèlement à la direction des vents dominants et déterminent la direction du réseau hydrographique. Cl. PLANCK (1968) considère que cette hypothèse est vraisemblable ; elle permet de rendre compte du parallélisme des vallées sèches de Hesbaye et de leur orientation oblique par rapport à la pente générale du terrain. Des études complémentaires sont toutefois indispensables pour résoudre définitivement ce problème.

B.- LE MODELE PERIGLACIAIRE DES VERSANTS.-

1.- LES FORMES DE NIVATION.-

Le vent, dans certains régions périglaciaires, détermine l'accumulation de neige au sommet des versants et dans des têtes de vallée situées sous le vent. Cette neige, par les processus divers connus sous le nom de nivation, y détermine une érosion particulièrement efficace et localisée qui donne des creux de nivation. Trois travaux ont signalé en Belgique des formes qui seraient dues à ce phénomène.

J. ALEXANDRE (1958 a, p. M311) a décrit en Ardenne centrale le profil particulier de certaines têtes de vallée orientées vers le nord et le nord-est "au lieu de posséder comme les autres, une inclinaison diminuant progressivement vers l'aval, elles sont coupées en deux par une rupture de pente assez nette. La pente supérieure a une inclinaison très raide (en moyenne 10-20°) qui forme une espèce de cirque entourant la partie inférieure faiblement inclinée".

F. GULLENTOPS et al. (1966, p. 195) signalent, sur les versants supérieurs de la vallée de la Lienne, quatre encoches nettes et creusées chaque fois à la traversée de roches résistantes, dont seule la plus belle est exposée vers le nord-est. Des profils ont montré qu'elles consistaient en des pentes de 6 à 8° qui sont surmontées par des pentes de 15 à 23°, "nettement supérieures à ce que l'on attend à ces altitudes". Ces encoches sont interprétées également comme des formes de nivation.

E. JUVIGNE (1972, p. 330) a montré, au cours d'une excursion le 4 juillet 1971 en Famenne, au bord de la route Barvaux-Hotton, au lieu-dit "Les Mignéés" une niche de nivation développée dans les schistes famenniens. Orientée vers l'est, cette forme se trouve près d'une ligne de crête au-delà de laquelle s'étend une longue pente douce où la déflation éolienne a pu s'exercer efficacement. Cette encoche est actuellement colmatée par des dépôts du type grêze litée dans la formation desquels l'action de la neige a été souvent évoquée.

2.- LES APLANISSEMENTS PERIGLACIAIRES.

L'existence de phénomènes d'altiplanation périglaciaires a été supposée dès 1948 par R. TAVERNIER (p. 619) pour rendre compte des dépôts caillouteux qui existent sous les limons de la Basse et Moyenne Belgique : les prèles (voir aussi, 1954, p. 563). Des exemples précis ne paraissent pas avoir été donnés par cet auteur et cette affirmation est restée, de ce fait, relativement vague.

Il n'en est pas de même en Ardenne où J. ALEXANDRE (1958, p. M237 à M256 ; 1958, p. B302 ; 1960, p. 64) a décrit de nombreux aplanissements quaternaires, en a étudié leurs relations avec les terrasses des vallées principales et s'est efforcé de préciser les mécanismes qui leur ont donné naissance. Il s'agit de surfaces d'aplanissement plus ou moins parfaites qui se sont développées sur les bancs les moins résistants à la gélivation (roches schisteuses et calcaires). "Leur pente est de l'ordre de 3° et plus lorsque les agents de transport en masse sont intervenus seuls ; il s'agit alors de véritables glacis. Mais elle peut être inférieure et atteindre la valeur de 1° seulement lorsqu'un écoulement organisé a pris le relai dans l'évacuation de produits d'altération particulièrement fins, comme ceux des schistes peu évolués par exemple. L'aplanissement ne s'effectue pas uniquement aux dépens des versants de la vallée principale ; il peut s'étendre quelquefois assez loin le long des cours d'eau secondaires". (J. ALEXANDRE, 1960, p. 64). Ces aplanissements sont localisés à proxi-

mité des niveaux de base locaux et sont associés étroitement dans leurs parties inférieures à des lambeaux de terrasses. Les études des terrasses de l'Ourthe (C. EK, 1957) et de la Meuse (A.M. CLAIRBOIS, 1959) ont confirmé l'existence, dans tous les bassins de la Haute Belgique, de ces aplanissements que J. ALEXANDRE avait d'abord reconnus en Ardenne. J. ALEXANDRE les a expliqués par l'ensemble des processus périglaciaires qu'il appelle la "cryergie" en insistant en 1957 sur l'importance de la gélivation et de la solifluxion et, dès 1960, sur l'action du ruissellement. Ces aplanissements auraient été façonnés pendant les périodes froides en relation avec les périodes de stabilité des rivières. Elles témoignent aussi, comme nous l'avons vu plus haut, de l'âge périglaciaire des terrasses.

En Basse et Moyenne Belgique, des aplanissements quaternaires existent aussi. F. GULLENTOPS (1960, p. 92) se demandait toutefois s'il s'agissait de cryoplaines, c'est-à-dire d'aplanissements périglaciaires ou de pédiplains dues au ruissellement diffus pendant les interglaciaires du Pléistocène inférieur. En 1966, il a décrit toutefois avec d'autres (F. GULLENTOPS, W. MULLENDERS et M. CORREMANS) ce qu'il appelle un pédiment périglaciaire de pente moyenne de 0,4 % façonné sur les sables fins boldériens de la région de Diepenbeek et dont les conditions froides de façonnement sont attestées par des structures périglaciaires.

J. DE PLOEY (1972, 1972 b, 1976) a insisté sur le nombre et l'importance des glacis périglaciaires développés dans les Flandres et en Campine, spécialement dans les sables glauconifères d'âges panisélien, diestien, scaldisien, ... Des écoulements en nappe auraient façonné ces glacis. Ils se seraient produits de préférence sur les sables glauconifères suite à leur faible capacité d'infiltration. En dehors de ces formations glauconifères, des sables purs ont pu être modelés de manière identique en climat périglaciaire suite à l'imperméabilité du sol par le pergélisol. Selon J. DE PLOEY (1976), les eaux de fonte des neiges n'auraient pas joué le rôle principal dans le façonnement de ces surfaces périglaciaires ; ce serait l'action de la pluie (combinaison de l'impact des gouttes de pluie et de l'écoulement en nappe) qui en serait essentiellement responsable.

3.- QUELQUES VERSANTS PERIGLACIAIRES.

Divers essais ont été tentés dans notre pays pour reconnaître par leur inclinaison des versants façonnés par des processus particuliers. Bien entendu, semblable interprétation reste hypothétique et doit être confirmée par d'autres observations. E. JUVIGNE, à la fin de ce

livre (annexe 1) précise les difficultés de cette méthode. Nous voudrions souligner toutefois que dans les roches ardennaises des versants rectilignes sur au moins une centaine de mètres et dont l'inclinaison est voisine de 6° paraissent être façonnées par la solifluxion (A. PISSART, 1962 a). Des observations réalisées dans l'arctique canadien (A. PISSART, 1967, p. 224) ont permis de supposer que cette inclinaison particulière correspond au passage de la solifluxion en nappe au processus plus rapide de la solifluxion en loupes.

4.- LES VALLEES ASYMETRIQUES.-

Avant 1945, l'asymétrie des vallées était expliquée essentiellement par la direction des vents pluvieux (M. LEFEVRE, 1931 ; B. van de POEL, 1931 ; Ch. STEVENS, 1934). R. TAVERNIER (1945, p. 129) est le premier auteur qui ait, dans notre pays, considéré que cette morphologie pouvait avoir une origine périglaciaire. Par la suite, tous les auteurs ont admis cette hypothèse et se sont efforcés de préciser les processus qui sont intervenus.

R. TAVERNIER (1947, 1948, 1954) pense que l'accumulation éolienne préférentielle des limons et des sables sur les versants exposés à l'est a contribué à faire apparaître cette morphologie en Moyenne Belgique. F. GEUKENS (1947) par des observations effectuées en Hesbaye pendant l'hiver rigoureux 1940-1941 souligne l'action de quatre phénomènes : l'imperméabilisation du sol qui permet au ruissellement de s'exercer, l'accumulation préférentielle de la neige sur le versant situé sous les vents d'ouest, l'insolation qui permet le dégel du versant exposé à l'ouest avant celui qui lui fait face, le sapement du versant exposé à l'ouest par le cours d'eau repoussé par la neige. F. GULLENTOPS et G. SCHEYS (1950), puis J. GRIMBERIEUX (1955) ont défendu, pour les vallées asymétriques de la Hesbaye, des opinions très voisines de celle de F. GEUKENS. J. GRIMBERIEUX a montré que l'asymétrie maximum existe pour les tronçons sud-est/nord-ouest et sud-sud-est/nord-nord-ouest et il exprime ainsi l'hypothèse qui lui paraît la plus vraisemblable (1955, p. 285) ; "Les versants qui font face au soleil d'après-midi subissent le maximum de dégel, sont sapés à la base par l'eau de fonte ou éventuellement par le cours d'eau, et ainsi s'écroulent ou se redressent".

Pour les vallées asymétriques de Moyenne et Basse Belgique, signalons encore que G. van MAERCKE-GOTTIGNY (1966) retient comme facteurs essentiels de l'asymétrie des têtes de vallon d'une région s'étendant entre l'Escaut et la Dendre, non seulement l'insolation différente des deux versants, mais encore, dans plusieurs cas, l'apport inégal des loess sur les deux versants.

En Ardenne, J. ALEXANDRE (1955, 1958 a, 1960) a montré toute l'importance des phénomènes de gélifluxion dans l'apparition et le développement des vallées asymétriques. Si des apports sont plus importants sur un versant que sur l'autre, le cours d'eau est repoussé vers le versant qui fournit le moins de débris. Ce mécanisme, dont on retrouve parfois des traces incontestables (vallée du Tros Marets, à 5 km au nord de Malmédy, J. ALEXANDRE, 1955) peut être déclenché à la suite de différences entre les deux versants, différences qui peuvent être dues à la lithologie à l'exposition ou à la longueur des versants (J. ALEXANDRE, 1958 a, pp. M269 et M270). Ce phénomène ne s'est développé que là où le débit du ruisseau est suffisant pour exercer une érosion nette, mais ne s'est pas produit lorsque sa puissance permettait au cours d'eau d'emporter facilement les dépôts de pente qu'il recevait (fig. 8.6. et 8.7). L'asymétrie périglaciaire due à la gélifluxion est, de ce fait, selon J. ALEXANDRE (1957) développée uniquement dans un tronçon supérieur des vallées entre deux tronçons symétriques situés l'un en amont et l'autre en aval.

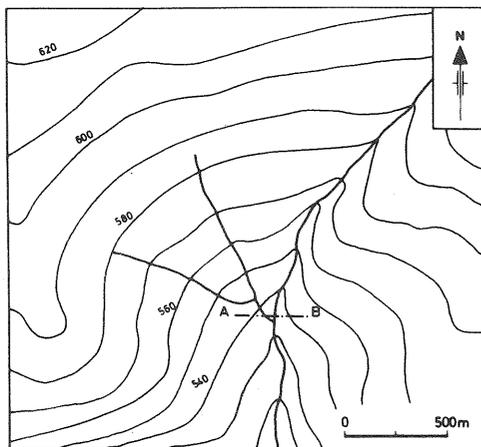


FIGURE 8.6.- Carte de la vallée supérieure du Tros Marets à 5 km au nord de Malmédy. La droite A-B donne la localisation du profil présenté sur la figure 8.7.

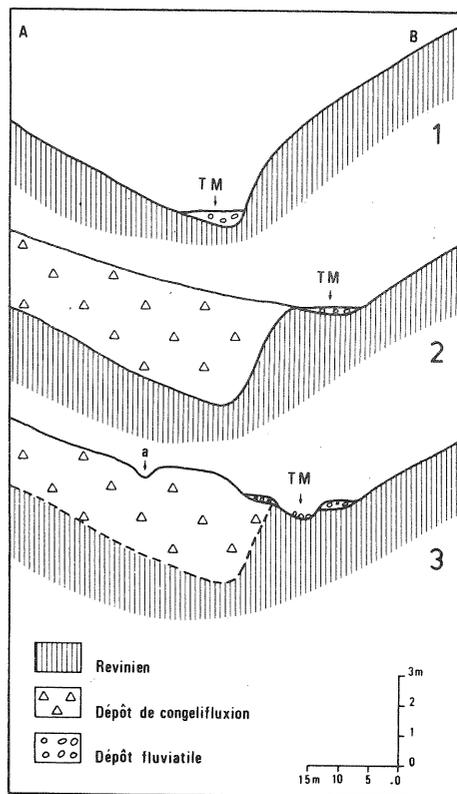


FIGURE 8.7.- Evolution de la vallée du Tros Marets à l'altitude de 538 m d'après J. ALEXANDRE, 1955. Le versant ouest est beaucoup plus long que le versant est. Les matériaux descendus par solifluxion ont partiellement remblayé la vallée et ont repoussé le ruisseau sur le versant occidental. A l'Holocène, le ruisseau s'est surimposé dans la roche en place.

C.- LES TRACES DE "PINGOS".-

Des centaines de dépressions entourées d'un rempart existent sur le plateau des Hautes Fagnes ; quelques dizaines de formes semblables ont été décrites également sur le plateau des Tailles (A. PISSART, 1956). Ces formes couvrent d'une manière plus ou moins continue une étendue de près de 2500 hectares, toujours dans des régions horizontales ou en faible pente. Le plus grand nombre se trouvent à une altitude supérieure à 550 m. Là où la pente est plus faible, ces dépressions présentent généralement une forme circulaire assez régulière ; sur des versants, elles s'étirent parfois selon

la ligne de plus grande pente (fig. 8.8.). Le diamètre de ces dépressions varie de 15 à 200 mètres ; le bourrelet circulaire qui l'entoure peut s'élever jusqu'à 5 m au-dessus de la topographie voisine, quoique généralement sa hauteur soit beaucoup moindre. Le remplissage de tourbe au centre de la dépression atteint quelquefois 8 mètres.

Diverses explications ont été avancées pour rendre compte de la présence de ces formes. Elles admettaient toutes que ces dépressions avaient été creusées par l'homme, mais comme leur utilité n'était pas évidente, il était question d'abreuvoirs, de réservoirs d'eau, de pièges à gros gibier, d'étangs de pisciculture, ...

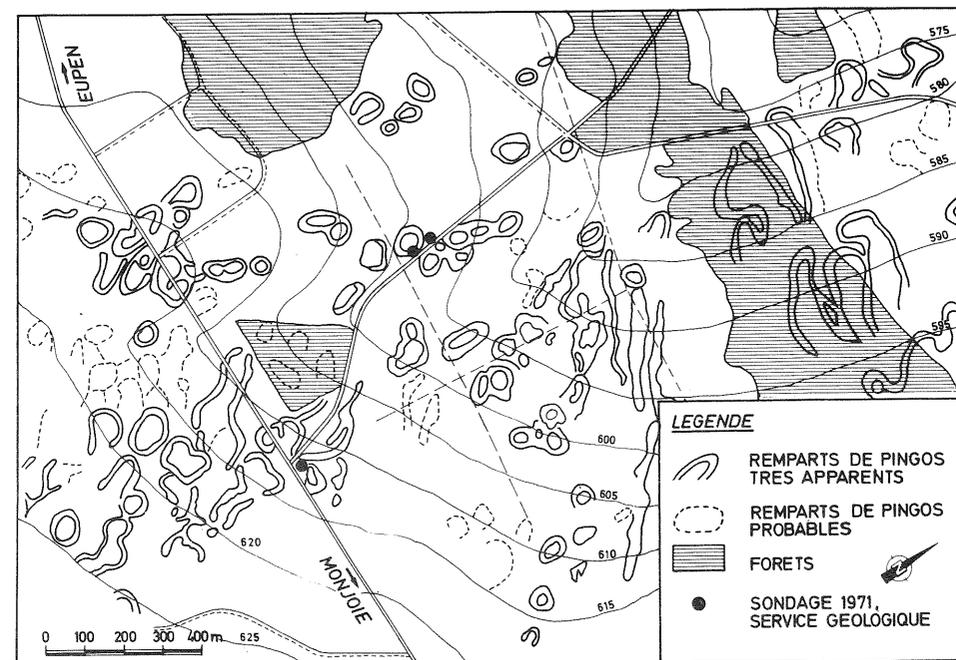


FIGURE 8.8.- Schéma de localisation des traces de "pingos" de la Brackvenn. Apparaissent clairement sur cette figure des exemples de formes circulaires et allongées et aussi leur relation avec la pente du terrain.

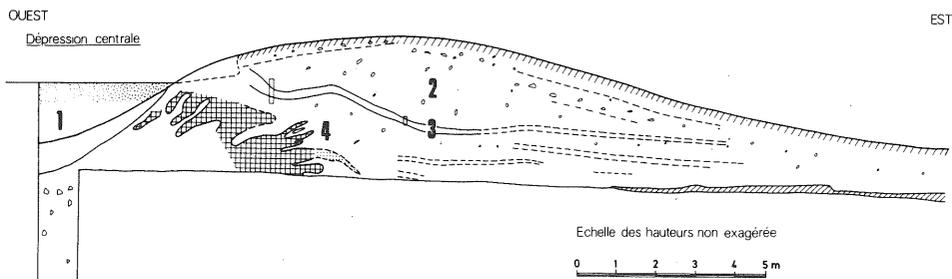


FIGURE 8.9.- Coupe à travers le rempart d'un vivier de la Brackvenn.

1. Remplissage de tourbe ; 2. matériel limono-caillouteux descendu sur le versant de la butte périglaciaire ; 3. couche limoneuse grise dont la base correspond probablement à la fin de l'interstade d'Arcy-Stillfried B (- 28.000 ans) ; 4. formations limono-caillouteuses au sein desquels de légères différences de couleur permettent d'observer des déformations dues peut-être à la poussée de la masse de glace apparue dans le sol.

C'est cette dernière hypothèse qui est à l'origine du nom "vivier" qui est utilisé habituellement pour les désigner.

En 1956, une hypothèse génétique naturelle a été avancée (A. PISSART, 1956). D'après celle-ci, il s'agirait de traces de pingos, buttes dues à la croissance dans le sol de masses de glace d'injection⁽¹⁾. Après la fusion de la masse de glace, ces formes laissent des dépressions fermées entourées d'un rempart. Actuellement, cette hypothèse génétique est admise pour des formes identiques découvertes au Pays de Galles et en Laponie et interprétées de la même manière (A. PISSART, 1974).

Cependant, des recherches récentes effectuées sur le plateau des Hautes Fagnes paraissent indiquer que les buttes dont on retrouve les traces n'étaient pas formées de glace d'injection mais de glace de ségrégation (1) et donc qu'il ne s'agissait pas de pingos au sens étroit du terme (A. PISSART, 1974-a). Cette opinion est basée sur les observations suivantes :

a) quatre sondages réalisés par le Service Géologique de Belgique afin de connaître la nature du substratum en des endroits où existent des viviers, y ont montré l'existence d'une profonde altération chimique du Revinien (Fagne de la Brackvenn, crête de Malchamps). Cette altération a donné d'épaisses couches d'argile peu favorable à la formation de glace d'injection mais au sein desquelles ont pu apparaître des masses de glace de ségrégation.

(1) La glace d'injection résulte de l'injection d'eau sous pression dans le pergélisol. Ce phénomène se produit lorsqu'une masse de sables gorgés d'eau et entourés de formations gelées ou imperméables gèle. L'augmentation du volume de l'eau qui se transforme en glace est responsable du phénomène. La glace de ségrégation apparaît dans les sols humides dont

Stillfried B (fig. 8.9.). C'est la seule précision dont on dispose actuellement en ce qui concerne le moment de la croissance de ces formes. Les formations remplissant la cuvette, c'est-à-dire postérieures à la fusion de la glace, ont généralement été datées du Dryas récent. Rappelons toutefois que G. WOILLARD a tout d'abord reconnu, dans un remplissage, l'oscillation d'Alleröd (A. PISSART, E. JUVIGNE, G. WOILLARD et J. THOREZ, 1972) et qu'elle a montré peu après, pour une forme au moins, que la cuvette existait déjà avant le Dryas ancien (G. WOILLARD, 1975).

V.- CONCLUSIONS.

L'importance des phénomènes périglaciaires dans la géomorphologie de la Belgique est attestée par l'abondance et la diversité des dépôts qui sont directement associés à l'existence de périodes froides. Les limons, les sables éoliens, les dépôts de gélifluxion, les cailloutis

de terrasses recourent ainsi la plus grande partie de la superficie de notre pays.

L'origine périglaciaire de ces dépôts est souvent attestée par la présence en leur masse de structures dues au gel comme des cryoturbations, des fentes de gel, des cailloux dressés, ... L'inventaire de ces structures n'est pas terminé. Dès à présent, leur importance stratigraphique est établie puisque, par leur présence, ils contribuent à la datation de certaines couches. On peut espérer que des renseignements paléoclimatiques très intéressants seront fournis par ces structures lorsque leurs conditions d'apparition seront mieux connues.

Il est toujours impossible de préciser la part que les processus périglaciaires ont jouée dans le façonnement de notre pays. Les aplanissements quaternaires sont les seules formes de grande ampleur dont l'apparition sous climat froid paraît établie. Ailleurs, l'action périglaciaire a certes été importante, mais on ne peut lui attribuer avec certitude que des éléments morphologiques secondaires.

b) la densité des viviers est, en de nombreux endroits du haut plateau, beaucoup plus grande que la densité des pingos connue dans le monde.

c) aucun des mécanismes génétiques invoqués pour rendre compte des pingos dans les régions froides actuelles n'est applicable aux formes des Hautes Fagnes. Les pingos du delta du Mackenzie apparaissent dans le fond de lacs qui n'ont pas existé sur le haut plateau ; ceux du centre de l'Alaska se forment au pied de versants en des sites qui ne peuvent pas être comparés par exemple à la localisation des viviers de la crête de Malchamps.

En conséquence, les viviers des Hautes Fagnes doivent être considérés maintenant comme les témoins de buttes formées essentiellement de glace de ségrégation. Pour permettre l'alimentation de la nappe aquifère qui fournissait l'eau aux buttes en croissance, le pergélisol devait être discontinu. Les buttes auraient constitué des îlots de pergélisol sans doute parce qu'en hiver la déflation éolienne emportait la neige et exposait les buttes à l'action du gel.

En ce qui concerne le moment où sont apparues et où ont fondu ces buttes, rappelons que l'étude d'un rempart sur le plateau des Hautes Fagnes (B. BASTIN, E. JUVIGNE, A. PISSART et J. THOREZ, 1974) a permis de préciser que la butte périglaciaire qui lui a donné naissance a grandi après l'interstade d'Arcy-

la granulométrie est fine lorsqu'ils sont soumis à un gel lent. Sous l'action du gel, l'eau migre dans les capillaires en direction du front de gel. Ainsi l'eau comprise dans le sol s'accumule en des lentilles de glace tandis que les parties voisines du sol s'assèchent. Par ce phénomène, des quantités d'eau importantes peuvent être attirées de la profondeur vers la zone de gel.