

Les traces de buttes périglaciaires des Hautes Fagnes et le climat du Dernier Dryas (13000 à 11450 ans avant aujourd'hui)

Albert Pissart

Citer ce document / Cite this document :

Pissart Albert. Les traces de buttes périglaciaires des Hautes Fagnes et le climat du Dernier Dryas (13000 à 11450 ans avant aujourd'hui). In: Bulletin de la Classe des sciences, tome 9, n°7-12, 1998. pp. 403-437;

doi : <https://doi.org/10.3406/barb.1998.27954>

https://www.persee.fr/doc/barb_0001-4141_1998_num_9_7_27954

Fichier pdf généré le 05/06/2020

LECTURE

Les traces de buttes périglaciaires des Hautes Fagnes et le climat du Dernier Dryas (13000 à 11450 ans avant aujourd'hui) ¹

par Albert Pissart
Correspondant de la Classe

1. Introduction

Le 16 décembre 1904, lors de la séance publique de la Classe des sciences, Léon Frédéricq, Directeur de la Classe, a prononcé un discours intitulé « La faune et la flore glaciaires du Plateau de la Baraque-Michel », discours qui est resté célèbre, du moins pour ceux qui s'intéressent à cette partie de la Belgique, car il y montrait que des plantes et des insectes qui vivent encore de nos jours sur ce haut plateau, sont des témoins de l'époque glaciaire. Ils ont trouvé refuge en cet endroit en raison des conditions froides qui y règnent encore, alors qu'ils ont disparu des régions voisines. Le caractère boréal ou alpestre de la faune de la Haute Ardenne avait été aussi mentionnée pour la première fois par M. de Selys Longchamps dans le « Discours sur la faune de Belgique » qu'il a prononcé le 17 décembre 1854, aussi lors d'une séance publique de la Classe des sciences de notre Académie.

Il existe un lien entre ces travaux anciens et la lecture que je vous présente aujourd'hui, car il va être question aussi de la dernière période glaciaire, ou au moins de la fin de celle-ci, et de traces, beaucoup plus spectaculaires que la présence d'insectes, d'un climat rigoureux que notre pays a autrefois subi. Il s'agit

¹ Ces dates du début et de la fin du Dernier Dryas en années calendrier ont été données par Huguen et *al.* (1998).

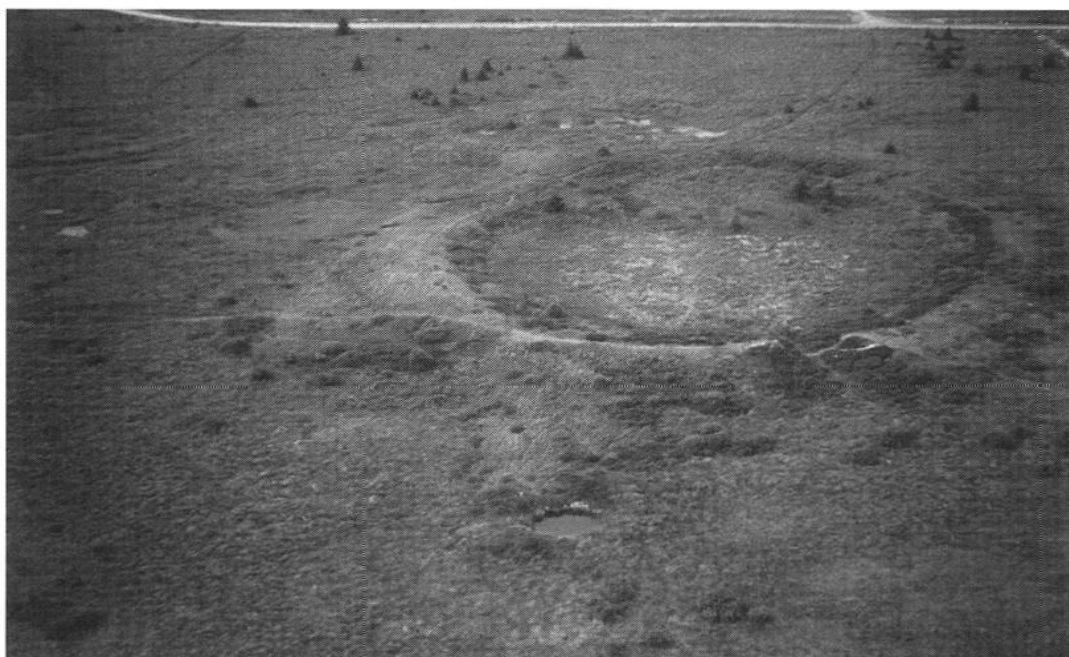


Fig. 1. – Photo aérienne d'un « vivier » de la Brackvenn (au sud de la route Eupen-Monjoie).

des « viviers » des Hautes Fagnes qui ne sont en rien des viviers de pisciculture mais les traces de buttes périglaciaires formées par apparition dans le sol de masses de glace (fig. 1). Le terme « vivier » est un nom qui leur a été donné au moment où on ignorait tout de l'origine de ces formes. Précisons tout de suite qu'il s'agit de formes connues en Belgique sur le Plateau des Hautes Fagnes et sur le Plateau des Tailles (fig. 2) mais qui sont rares dans le monde puisque des formes identiques ont été seulement trouvées au Pays de Galles (fig. 3) (Pissart, 1961 ; Watson, 1971) et en Irlande (Coxon, 1987). Des formes fossiles semblables n'ont par contre jamais été décrites, ni en Amérique, ni en Asie.

2. Les traces de buttes périglaciaires des Hautes Fagnes (historique, origine, âge)

Les « viviers » des Hautes Fagnes sont des dépressions fermées remplies de tourbe et entourées d'un rempart. Sur les surfaces horizontales, les dépressions ont tantôt une forme circulaire, tantôt une forme irrégulière. Sur les versants, ces cuvettes s'allongent souvent parallèlement à la ligne de plus grande pente.

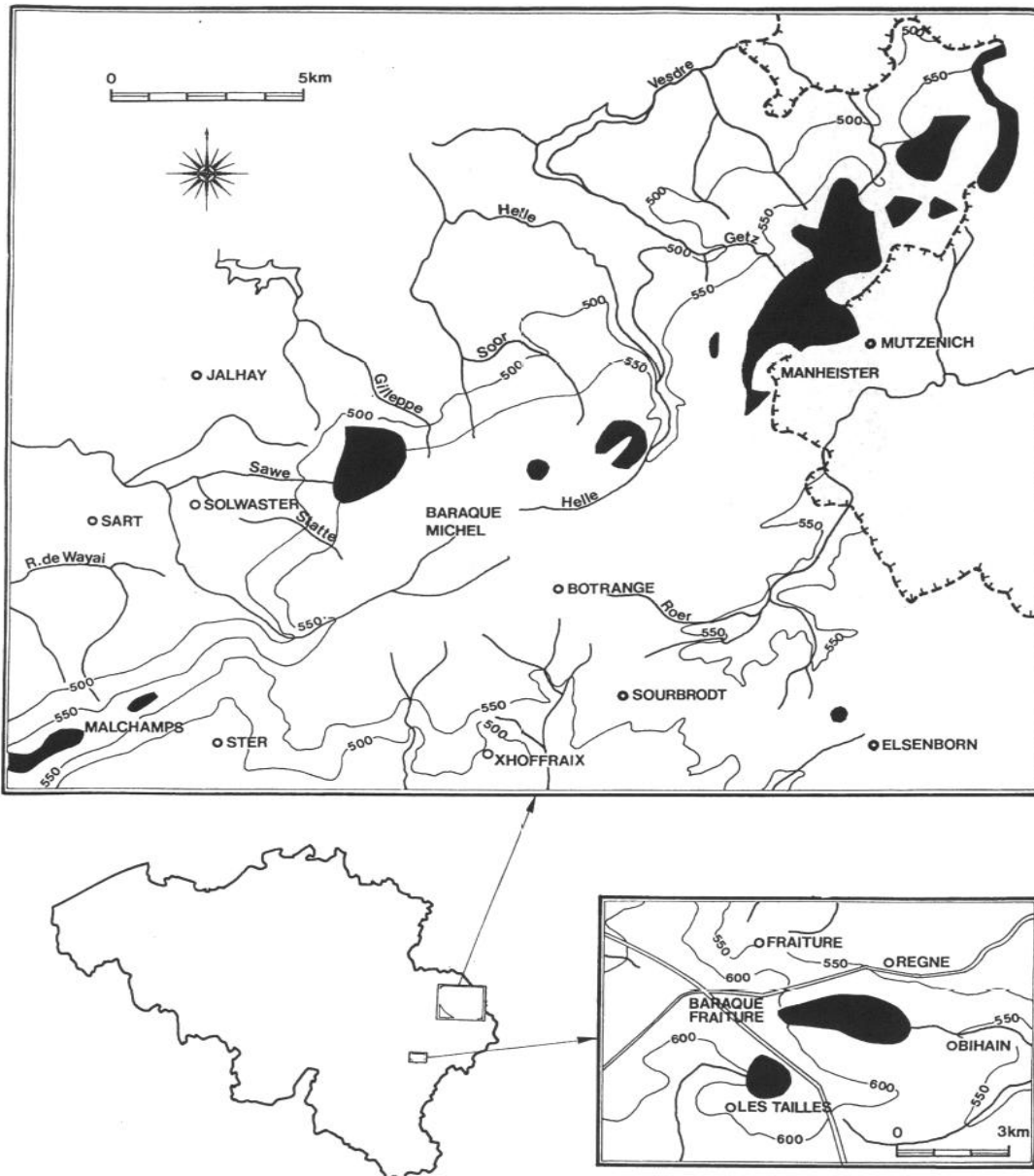


Fig. 2. – Localisation des zones où sont connues en Belgique des traces de buttes périglaciaires.

Très fréquemment, elles restent alors ouvertes vers le haut de la pente, et le rempart présente en plan une forme de fer à cheval. Le diamètre des formes circulaires est en moyenne de 80 m ; les formes allongées ont une longueur pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres. Comme les dépressions sont remplies de tourbe, c'est de l'extérieur que les remparts sont les plus apparents ; ils peuvent s'élever de 5 mètres au dessus de la surface voisine du sol. La profondeur des cuvettes remplies de tourbe est variable, allant de un à deux mètres jusqu'à 7,5 mètres.



Fig. 3. – Photos de traces de buttes périglaciaires interprétées comme des traces de pingos en 1963 au Pays de Galles, à proximité de Llangurig (Pissart, 1963). Actuellement, l'auteur est convaincu qu'il s'agit, comme dans les Hautes Fagnes, de traces de lithalses.

On a invoqué pour expliquer ces dépressions fermées des hypothèses les plus diverses : abreuvoirs, viviers de pisciculture, réservoir d'eau, lavage d'or, carrières, pièges à gros gibiers, dépressions d'origine volcanique, habitations de palafittes ou cités lacustres. La seule étude sérieuse ancienne accompagnée de fouilles dans plusieurs de ces formes, a été menée un peu avant la dernière guerre par R. et M. Bouillenne (1937) qui mentionnaient les hypothèses génétiques que nous venons de citer. Ils avaient pour leur part montré que ces formes étaient très anciennes par étude du pollen de la tourbe et du limon de base des dépressions et ils écrivaient que « le dépôt de tourbe a commencé vraisemblablement pendant l'époque préboréale » (p.418) (c'est à dire dans une période qui couvre environ 1000 ans immédiatement après la fin de la dernière glaciation). Écrivant qu'on ne connaissait pas de processus naturel capable de rejeter de la terre autour d'une excavation, ils attribuaient ces formes à l'action d'hommes préhistoriques. Ils ajoutaient (p. 413) : « Il a fallu une société humaine importante et organisée pour déplacer tant de milliers de m³ de terre et de pierres et les façonner en remparts circulaires à l'intérieur desquels elle a élevé sur pilotis des

constructions en bois de facture extrêmement primitive». Ils avaient en effet trouvé quelques silex taillés dans les remparts, tandis que dans la tourbe ils avaient observés des bois qui paraissaient disposés par l'homme. Cette hypothèse anthropique a été d'après Damblon (1994) aussitôt contestée par Florschütz et Van Oye (1939) qui avaient étudié un autre « vivier » et avaient mis aussi en évidence le Préboréal et peut-être le Dernier Dryas dans le fond de la cuvette (résultat publié par Florschütz en 1937 avant la sortie de presse de l'article de R. et M. Bouillenne). La fin du Dernier Dryas sera ensuite repérée dans des « viviers » de Belle Croix (Van der Hammen, 1953) et dans un « vivier » de la fagne wallonne (Slotboom, 1963).

En 1956, j'ai eu l'audace de proposer une autre explication, à savoir d'y voir les traces de buttes périglaciaires, formes que l'on connaissait à l'époque bien mal, et qui sont dues à l'accumulation de masses de glace dans un sol toujours gelé. On connaissait à ce moment les buttes cryogènes les plus spectaculaires de l'Arctique que l'on appelle des pingos et c'est comme des traces de pingos que j'avais expliqué les « viviers » des Hautes Fagnes. Je me préoccupais alors très peu des mécanismes donnant naissance aux pingos et j'avais seulement attiré l'attention sur le fait que les « viviers » des Hautes Fagnes ressemblaient beaucoup aux traces que peuvent laisser les pingos après leur fusion.

Ayant découvert au Pays de Galles des formes tout à fait identiques aux « viviers » des Hautes Fagnes mais dont le rempart était localement formé par des couches litées déposées par l'eau courante (fig. 3) (Pissart, 1963), l'hypothèse d'une origine naturelle s'est imposée et l'hypothèse d'une origine anthropique des « viviers » a été définitivement rejetée.

En considérant la fraîcheur des « viviers » des Hautes Fagnes, j'avais estimé dès 1956, que les formes les plus remarquables n'avaient sans doute pas subi de longues périodes d'alternances de gel et de dégel qui les auraient altérées et donc que « les formes les plus remarquables au moins ont été édifiées à la fin de la dernière glaciation » (p. B125). Mullenders et Gullentops (1969) ont été les premiers à dater correctement l'apparition des « viviers ». Ils ont constaté au sein de la cuvette d'un « vivier » à Massehottée, sur le plateau des Tailles, l'absence de minéraux volcaniques eiféliens d'âge Alleröd alors que ces minéraux volcaniques sont présents dans le rempart, et ils ont écrit (p. 328) que cette observation indique que les « viviers » de Haute Belgique se sont formés pendant le Dernier Dryas.

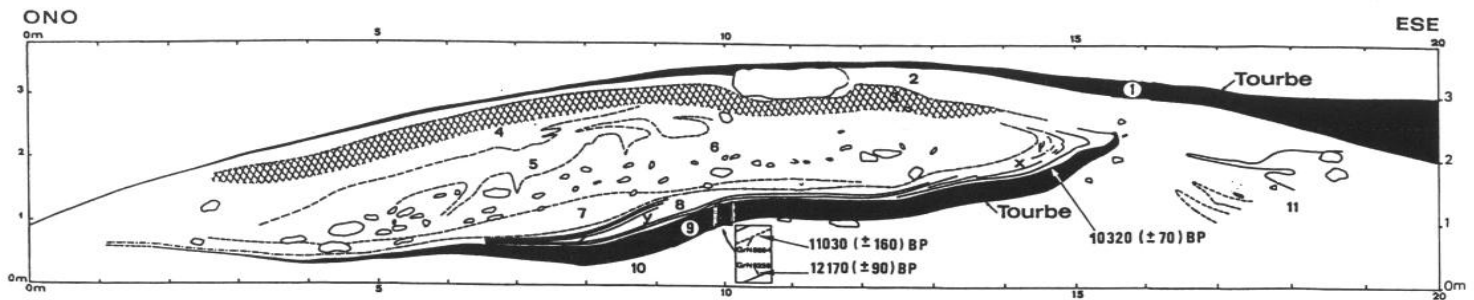


Fig. 4. - Coupe dégagée au travers du rempart d'une trace de butte périglaciaire de la Konnerzvenn et dévoilant l'existence d'une couche de tourbe en son sein. Des localisations de prélèvements de tourbe qui ont été datés par ^{14}C sont indiquées sur cette figure, ainsi que des âges qui ont été obtenus (Pissart et *al.*, 1980).

Des fouilles réalisées grâce à des subsides du F.N.R.S. (Bastin et *al.*, 1974 ; Pissart et *al.*, 1980 ; Pissart, 1983) dans une dizaine de remparts ont permis de préciser l'origine de ceux-ci et aussi de confirmer le moment de leur apparition. Les coupes que nous avons dégagées ont toutes montré que les terres formant le rempart sont descendues sur la pente d'une butte qui a disparu par la suite. Pour l'une d'elle (fig. 4 et 5), les terres descendues ont fossilisé une couche de tourbe qui existait avant l'apparition de ce relief. Le moment de formation de cette butte a pu être bien précisé par l'étude de cette tourbe enfouie, d'abord par ^{14}C (Pissart et *al.* 1983), ensuite par tephrostratigraphie (Juvigné, 1983), par palynologie (Damblon et Bastin, 1986) et enfin par l'étude des coléoptères fossilisés dans la tourbe (Coope, 1985). Des datations ^{14}C ont été obtenues dans deux remparts et des tephra du Laacher See ont été trouvés dans cinq remparts dont les deux datés par ^{14}C de telle sorte que pour cinq remparts sur les neuf qui ont été fouillés, nous savons que ces « viviers » sont apparus pendant le Dernier Dryas. Nous supposons, sans en avoir la preuve que tous les autres sont apparus pendant la même période. Cette période est la dernière période froide de la dernière glaciation. Elle s'est étendue entre 13000 ans et 11450 ans avant aujourd'hui en années calendrier (Hughen et *al.*, 1998). Les dates obtenues par ^{14}C pour cette même période sont de 11000 à 10000 ans B.P. (*before present*, mais en réalité avant 1950), car la teneur initiale en ^{14}C a fortement varié pendant le dernier Dryas. Les dates obtenues par C^{14} dans la tourbe du « vivier » de la Konnerzvenn sont les suivantes (les abréviations des laboratoires et les numéros des datations sont donnés entre parenthèses) : base de la tourbe : 12170 \pm 90 BP (GrN 9258), 12710 \pm 180 BP (Lv 1012) ; le niveau de poussières volcaniques du Laacher See : 11030 \pm 160 BP (GrN 8891) ; 10820 \pm 150 BP (Lv 1011) ; le sommet

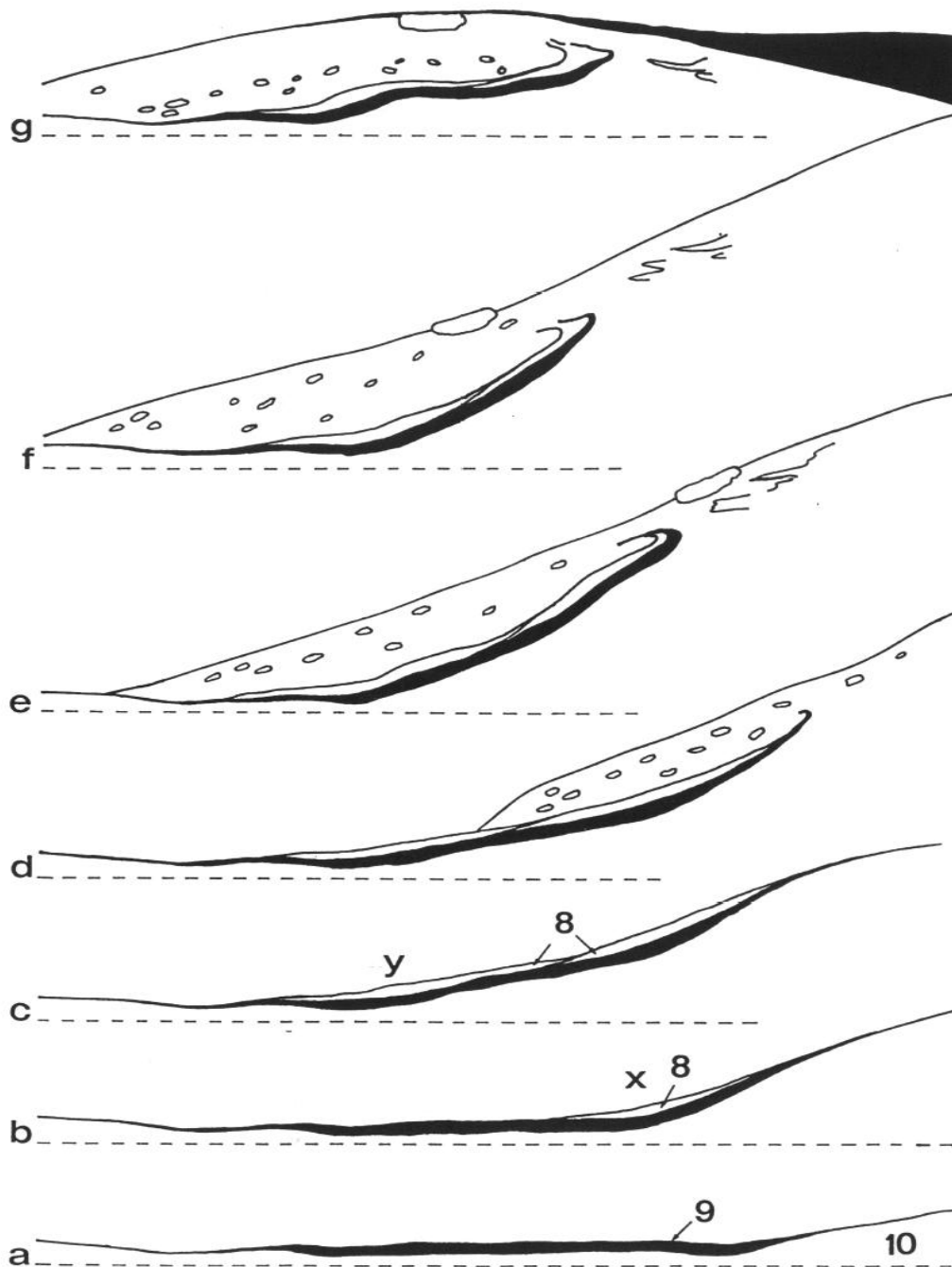


Fig. 5. – Schéma montrant comment s'est constitué le rempart dont la coupe est donnée sur la figure 4. Le schéma *a* représente la topographie avant la croissance de la butte cryogène: de la tourbe se forme dans une légère dépression; en *b* et *c*, des processus de ruissellement apportent les premiers sédiments recouvrant la tourbe; en *d*, *e* et *f* des phénomènes de solifluxion construisent la masse principale du rempart; en *g*, après la fusion de la glace sous-jacente, le rempart présente la structure actuelle qui correspond à la figure 4 (Pissart et *al.*, 1980).

de la tourbe : 10640 ± 130 BP (MBN 191) ; 10320 ± 70 BP (Beta-122423). Cette dernière datation a été réalisée en octobre 98 et n'a jamais été publiée ; la localisation du prélèvement est indiquée sur la figure 4. Précisons que les deux dernières dates correspondent bien au Dernier Dryas d'après Hughen et *al.*, 1998 (voir fig. 18).

La figure 6 (Stuiver et *al.*, 1995) donne une vue des fluctuations climatiques qui se sont produites à la fin de la dernière glaciation. Sur cette figure sont indiqués les noms des périodes reconnues par palynologie en l'Europe occidentale dont le Dernier Dryas appelé aussi Younger Dryas ou Dryas le plus récent. Les variations de température reportées sont celles qui ont été enregistrées dans des sondages dont nous reparlerons plus loin et qui ont été réalisés sur la calotte glaciaire du Groenland. Ces sondages fournissent la meilleure image actuelle des fluctuations climatiques de la dernière glaciation. Les données montrent les fluctuations climatiques qui se sont produites à la surface de la calotte glaciaire et ces fluctuations correspondent parfaitement aux observations faites à des

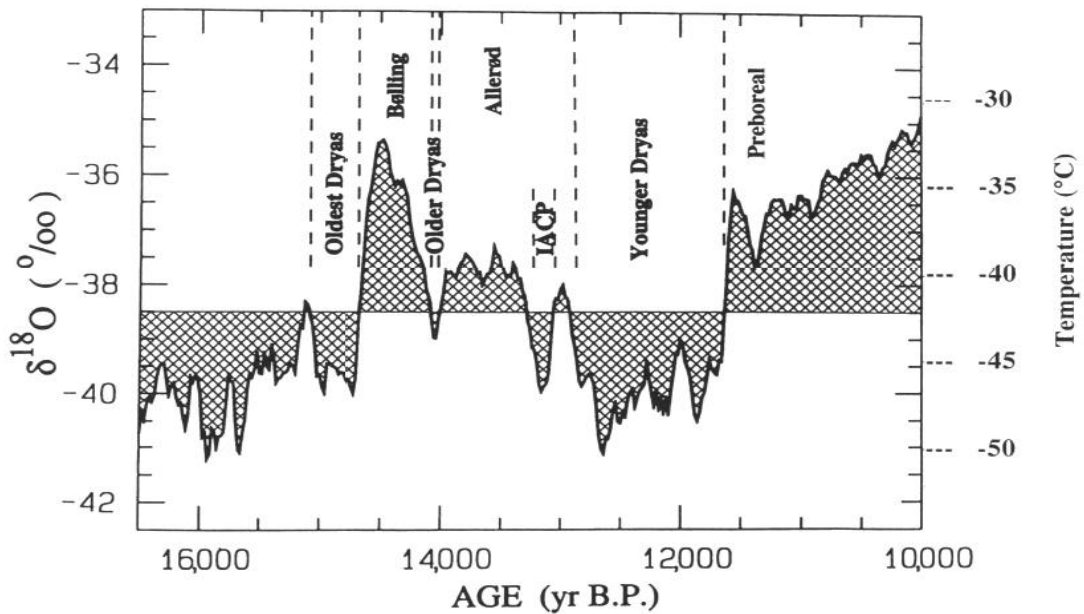


Fig. 6. – Sur une courbe donnant les principales fluctuations de l'¹⁸O contenu dans la glace du sondage GISP2 réalisé sur la calotte glaciaire du Groenland (voir texte), ont été inscrits les noms des périodes reconnues par analyses palynologiques en Europe. L'axe de temps représente les âges en années calendrier, donc corrigées pour la teneur initiale en ¹⁴C. D'après Hughen et *al.* (1998), le Dernier Dryas ou Younger Dryas se serait étendu entre 13000 et 12450 ans, ce que ne donne pas la présente figure qui est antérieure puisqu'elle est extraite de Stuiver et *al.*, 1995 (De légères modifications ont été apportées à la figure originale dont l'inscription d'une échelle de températures à droite de la figure).

latitudes plus méridionales. Les « viviers » des Hautes Fagnes, ceux du Plateau des Tailles (Mullenders et Gullentops, 1969) et aussi toutes les formes semblables du Pays de Galles et d'Irlande pour lesquelles des dates de formation ont été obtenues, sont tous apparus pendant le Dernier Dryas. Signalons cependant que G. Woillard (1975) a interprété un profil palynologique du remplissage d'un « vivier » de la Konnerzvenn comme indiquant une origine plus ancienne ; elle y reconnaissait des sédiments attribués à l'Alleröd. Cette observation devrait être confirmée. Une observation similaire annoncée par Coxon et *al.* (1987) pour des formes d'Irlande s'est avérée ultérieurement être erronée (communication personnelle de P. Coxon, 1998).

Le nom de Dryas est le nom d'une plante (*Dryas octopetala*) qui caractérise une flore glaciaire que Nathorst (1891) appelait « Dryas-flora » et qui avait été reconnue en Suède, au Danemark, en Allemagne, en Suisse, en Russie et en Angleterre. Il a été montré en 1901 que le froid avait fait disparaître la forêt lorsque cette plante apparaissait. Cette flore a été observée pour la première fois au Pays-Bas en 1927 (Joosten, 1995).

La même flore a existé aussi quelques millénaires auparavant, donnant à des périodes froides antérieures mentionnées sur la figure 6 les noms de « Older Dryas » and « Oldest Dryas ».

3. La recherche de formes équivalentes dans l'Arctique

Si les fouilles dont nous avons parlé ont établi que les « viviers » des Hautes Fagnes résultent de l'apparition de buttes cryogènes au moment du Dernier Dryas, ces coupes n'ont toutefois pas établi les mécanismes ayant provoqué l'accumulation de glace dans le sol. En 1956, on connaissait très mal les phénomènes donnant des buttes cryogènes et les seules formes susceptibles de donner des remparts comme ceux des Hautes Fagnes étaient les pingos (fig. 7). Des paises (dus à de la glace de ségrégation) avaient seulement été décrites dans des tourbières et ne constituaient pas une solution alternative pour rendre compte des « viviers » car elles étaient connues alors comme ne déplaçant que de la tourbe. Les études poursuivies sur les pingos de l'Arctique canadien (Pissart, 1967), ont toutefois très tôt fait apparaître les difficultés d'expliquer comme des traces de pingos les formes des Hautes Fagnes (Pissart, 1965, 1974).

Deux types de pingos existent dans les régions polaires. Les premiers qui sont nombreux dans le delta du Mackenzie, appa-

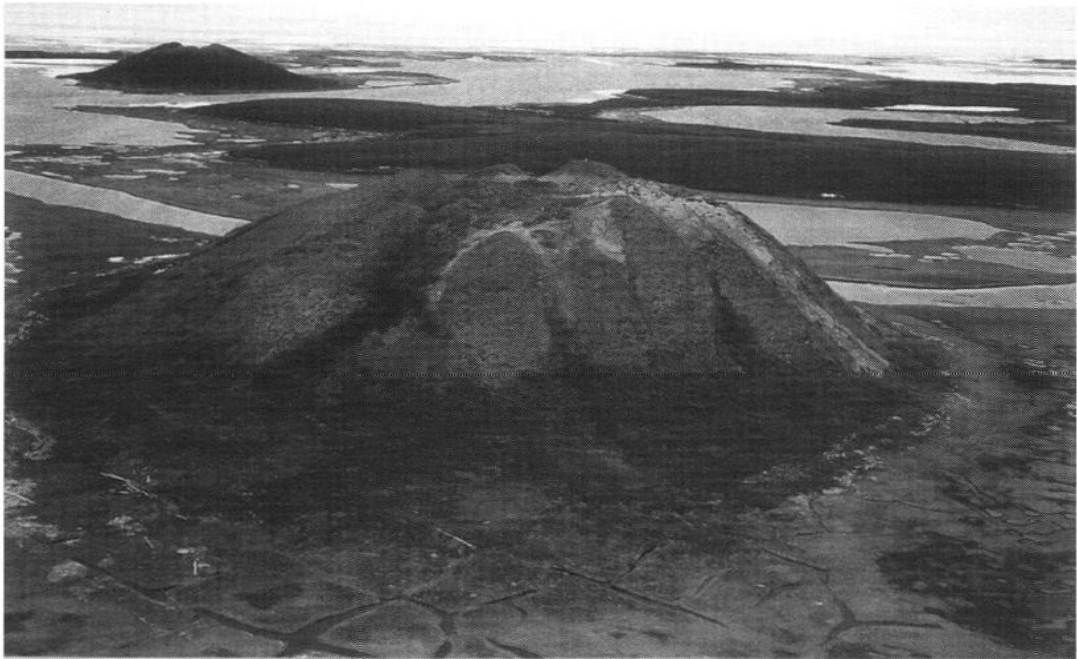


Fig. 7. – Photo aérienne de l'Ibyuk pingo dans le delta du Mackenzie, à proximité de Tuktoyaktuk.

raissent en « système fermé » lorsqu'est prise par le gel une poche de sédiment non gelé entourée de toute part par le pergélisol. La progression du gel et l'augmentation de volume de l'eau se transformant en glace détermine la mise sous pression de l'eau (comme dans une bouteille qui gèle) et provoque l'injection d'eau vers la surface. Le plus souvent l'eau injectée n'arrive pas à la surface mais soulève quelques mètres de sol gelé avant de se transformer en glace. Un lac est nécessaire pour voir se produire un pingo de ce type car c'est seulement sous un lac ou un cours d'eau important que peut exister une poche de sédiment non gelé (Pissart, 1994). Le second type de pingos que l'on connaît actuellement apparaît à la partie inférieure de versants au sein desquels de l'eau emprisonnée entre le sol gelé superficiel et le substratum imperméable, est mise sous pression par la différence d'altitude entre le bas et le haut du versant et est ainsi injectée dans le sol superficiel.

Les formes des Hautes Fagnes ne peuvent être expliquées de la sorte, à savoir par de la glace d'injection. En effet, 1) pour apparaître les pingos nécessitent l'existence en profondeur de sables que des sondages n'ont pas trouvé dans les zones à « viviers » des Hautes Fagnes, 2) jamais dans l'Arctique les pingos ne sont si nombreux et si rapprochés les uns des autres que les traces des formes des Hautes Fagnes, 3) des « viviers »

sont localisés sur une crête étroite (Malchamps, au dessus de Spa) où il est impossible d'avoir eu un lac et qui ne sont surmontés par aucune pente, 4) toutes les formes des Hautes Fagnes paraissent être apparues en 1500 ans, période de temps trop courte pour voir se former de si nombreux pingos.

Quelques dépressions entourées d'un rempart ont été signalées en Laponie dès les années 1960 mais elles étaient interprétées comme des restes probables de pingos ou des formes entre les pingos et les palse (Rapp et Rudberg, 1960 ; Svensson, 1964, 1969 et 1976 ; Seppala 1972). C'est seulement en 1972 (Wramner) que la première publication (en suédois), montrant clairement l'existence de palse minérales (c'est à dire de lithalses), a permis de voir une autre possibilité pour expliquer les « viviers » des Hautes Fagnes. Il est apparu en effet au cours des années 1970-1980 que des buttes uniquement minérales dues à l'accumulation de glace de ségrégation existaient dans les régions froides. Elles ont été dénommées entre autres « palsas like frost mounds in mineral soils » (Wramner, 1972), « buttes minérales cryogènes » (Payette et *al.*, 1976), « palse minérales » (Dionne, 1978), and « lithalsas » (Harris, 1993). Plusieurs auteurs scandinaves n'ont jamais accepté le terme de « palse » pour ces formes bien que leur mode d'apparition soit tout à fait similaire parce



Fig. 8. – Photo d'une palse typique (donc recouverte de tourbe) de Laponie. De telles buttes constituent les premiers îlots de pergélisol quand on se dirige vers le Nord.

que le terme « palsa » désignait à l'origine en finnois et en lapon des buttes recouvertes de tourbe (fig. 8). La présence de tourbe en surface leur paraît de ce fait, un élément essentiel pour mériter le nom de « pases ». Afin de sortir d'une discussion terminologique stérile qui dure depuis plus de 20 ans, nous avons proposé (Pissart et *al.*, 1998) d'utiliser le terme « lithalse » (traduction de lithalsa en anglais) inventé par Harris en 1993 pour des formes du Yukon et d'abandonner les termes utilisés précédemment dont celui de palse minérale. Soyons bien clair : quand on a abandonné le terme « pingo » pour les buttes qui ont existé sur le plateau des Hautes Fagnes, c'était parce que la genèse des formes des Hautes Fagnes n'était pas celle des pingos, autrement dit parce que les formes n'étaient pas dues à de la glace d'injection mais à de la glace de ségrégation. L'abandon du terme « palse minérale » que j'ai utilisé depuis 20 ans et son remplacement par le terme « lithalse » n'est ici qu'une question terminologique et ne représente aucun progrès au niveau des connaissances de la genèse des buttes. La similitude de consonance entre « palse » et « lithalse » suggère d'ailleurs fort heureusement qu'il s'agit des mêmes processus. Les deux types de formes se distinguent seulement en ce que les premières ont une couverture de tourbe qui manque totalement aux deuxièmes.

Il est clair maintenant que les « viviers » des Hautes Fagnes résultent de la formation dans le sol de glace de ségrégation. La glace de ségrégation est très commune aussi bien dans l'Arctique que chez nous lorsque le sol est gelé. Le terme « ségrégation » évoque que la glace qui apparaît en lentilles dans le sol, se sépare des particules minérales avec lesquelles l'eau était liée. La migration d'eau vers le front de gel est un phénomène simple lié à la capillarité. L'eau qui gèle est en effet soustraite aux films capillaires qui entourent les particules minérales voisines et la migration de l'eau est due à la reconstitution des films capillaires au niveau du front de gel. Le processus est identique à celui qui se passe dans un sol soumis à l'évaporation : le sol s'assèche non seulement en surface mais aussi en profondeur par migration d'eau vers la zone d'évaporation. La migration d'eau capillaire vers le front de gel forme des buttes qui peuvent avoir 10 m d'élévation et qui seront dénommées « pases » si elles sont recouvertes de tourbe et « lithalses » en l'absence de celle-ci. Comme la croissance de ces buttes est lente, elles ne peuvent se développer et exister que si la glace qui les constitue ne fond pas pendant l'été. Les pases et les lithalses sont donc nécessairement

des masses pergélisolées, c'est-à-dire dont la température reste sous 0° pendant toute l'année.

L'accumulation de glace se produit principalement sous et aussi peut-être sur les côtés de la masse de pergélisol qui constitue la palse ou la lithalse. C'est la raison pour laquelle ces formes ne peuvent apparaître que dans des zones de pergélisol discontinu. Si un pergélisol continu existe, la couche qui gèle chaque année se soude au pergélisol sous-jacent, l'arrivée d'eau est ainsi interrompue et la croissance de la butte ne peut se poursuivre. Récemment il a été montré que près de la surface, sur les paises et les lithalses, pouvait exister aussi de la glace d'accroissement (aggradational ice en anglais). Cette glace est un type de glace de ségrégation qui apparaît au sommet du pergélisol (Pissart, 1975, avait alors proposé d'utiliser en français le terme glace sus-pergélisol), donc au contact entre celui-ci et la couche active, spécialement si l'épaisseur de la couche active diminue. Il arrive souvent qu'un changement de la couverture végétale résultant de la croissance de la butte induise pareille action et fasse apparaître ainsi une épaisseur non négligeable de glace d'accroissement. Allard et *al.*, (1996) ont montré au Nouveau Québec que cette glace pouvait ne pas être négligeable puisque elle est responsable de 15 % (soit 85 cm) des 5,60 m d'élévation d'une lithalse étudiée en grand détail.

L'étude de lithalses à la limite de la forêt boréale dans le Québec septentrional m'a convaincu de leur similitude avec les formes qui ont existé dans les Hautes Fagnes (Pissart et *al.*, 1984). Cependant comme ces lithalses sont actuelles, la glace du sol, même pour des formes en fusion, n'a jamais entièrement disparu et des formes et des traces de paises semblables aux « viviers » des Hautes Fagnes n'avaient jamais été observées. Aussi j'ai été heureux de trouver en 1998 au cours d'une excursion en Hudsonie dirigée par Payette et Allard de l'Université Laval, des traces de lithalses sous lesquelles la glace a fondu totalement et qui sont semblables aux « viviers » des Hautes Fagnes (figures 9 et 10). La fusion de la glace du sol a été complète ici car sous un lac, la température moyenne du sol est plus élevée qu'à côté. Dans cette partie de Hudsonie, les lithalses sont très nombreuses (figure 11) alors qu'elles sont inconnues plus au sud où existent uniquement des paises organiques (Payette et *al.*, 1976 ; Dionne, 1978 ; Lagarec, 1982).

Les lithalses connues au Québec sont localisées immédiatement au sud de la limite du pergélisol continu, soit dans un environnement plus froid que celui où apparaissent la majorité des

pales. Pour celles-ci, le rôle d'isolant thermique de la tourbe permet le développement des buttes jusqu'à pratiquement la zone où la température moyenne annuelle est de 0°C (Dionne, 1984).



Fig. 9 et 10. – Photos prises d'avion et du sol de traces de lithales localisées près de la rivière Boniface dans le Québec septentrional (57°45' N, 76°15W, à proximité du Camp de recherche du Prof. Serge Payette de l'Université Laval qui nous a conduit sur le terrain). Ces formes sont les seules comparables aux formes des Hautes Fagnes qui ont été observées par l'auteur après de nombreuses missions dans le Nord réalisées au cours des 30 dernières années.

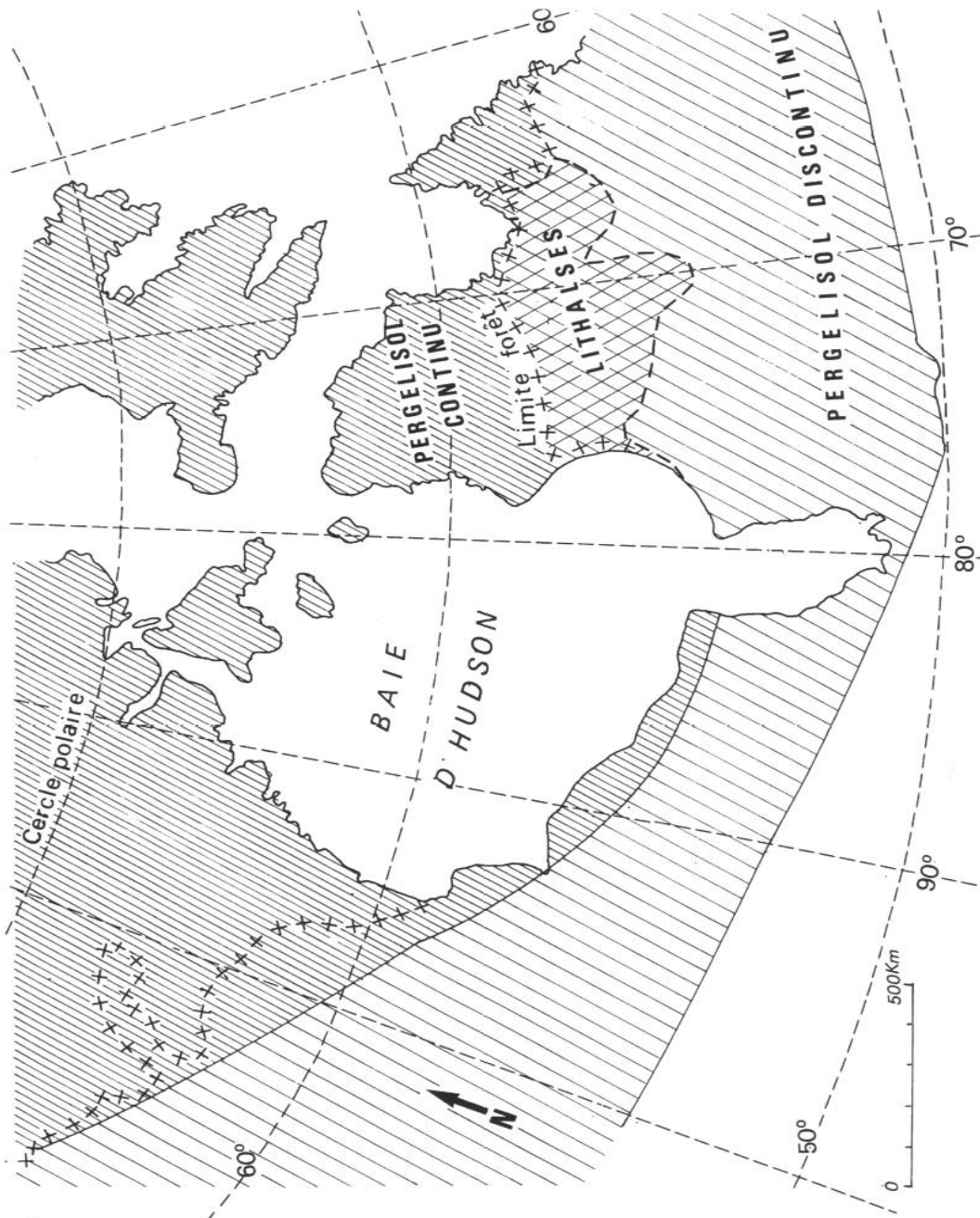


Fig. 11. – Carte du Québec septentrional donnant la répartition des lithalses d'après des données fournies par le Prof. D. Lagarec en août 1986, à qui l'auteur adresse de vifs remerciements. Les limites du pergélisol continu et celle de la forêt proviennent de la carte du pergélisol de l'US Geological Survey (Brown et al., 1997).

4. Les conditions de température du Dernier Dryas en Belgique et celles du Québec septentrional où se forment des lithalses

Des collègues (An *et al.*, 1995) ont réalisé un modèle mathématique calculant en fonction des caractéristiques physiques du sol, les épaisseurs des lentilles de glace de ségrégation et l'évolution des températures dans le sol au cours de la formation d'une lithalse. Ils ont pris pour modèle les températures moyennes observées dans un village esquimau voisin de la baie d'Ungava au Québec dans la zone à lithalses de la figure 11. Ces valeurs considérées comme représentatives des températures favorables à l'apparition des lithalses sont les suivantes : -5.8°C de température moyenne annuelle, $+9^{\circ}\text{C}$ de température moyenne de juillet, -22°C de température moyenne de janvier.

Par ailleurs, nous avons maintenant une très bonne idée des conditions climatiques ou plus exactement des températures qui ont existé en Belgique et sur le Plateau des Hautes Fagnes lors du Dernier Dryas grâce à une thèse présentée l'année dernière à l'Université d'Amsterdam (Isarin, 1997). Ce chercheur a rassemblé de très nombreuses observations pour l'Europe du nord-ouest et est arrivé ainsi à retrouver pour cette période les températures annuelles moyennes, ainsi que les températures moyennes des mois les plus chauds et les plus froids. Pour montrer comment de telles reconstitutions sont possibles, rappelons que la limite de la forêt correspond actuellement à la localisation de l'isotherme de 10°C pour la température du mois le plus chaud. Or les études palynologiques des tourbières formées au Dernier Dryas permettent de tracer la limite de la forêt et donnent ainsi des indications sur la température du mois le plus chaud. Des observations semblables sont obtenues lorsque on reconstitue la répartition de plantes spécifiques et d'insectes (coléoptères).

En ce qui concerne les températures moyennes annuelles, des données sont obtenues en étudiant les phénomènes périglaciaires. Nous rappellerons que les fentes de gel à remplissage de glace (qui apparaissent à la suite de la fracturation du sol en grands polygones par retrait thermique) se forment seulement lorsque la température moyenne annuelle est inférieure à -4°C et que la température du mois le plus froid est inférieure à -20°C . Bien entendu, on ne retrouve plus chez nous la glace dans le sol mais le moulage de la fente (fig. 12). La cartographie de ces traces de

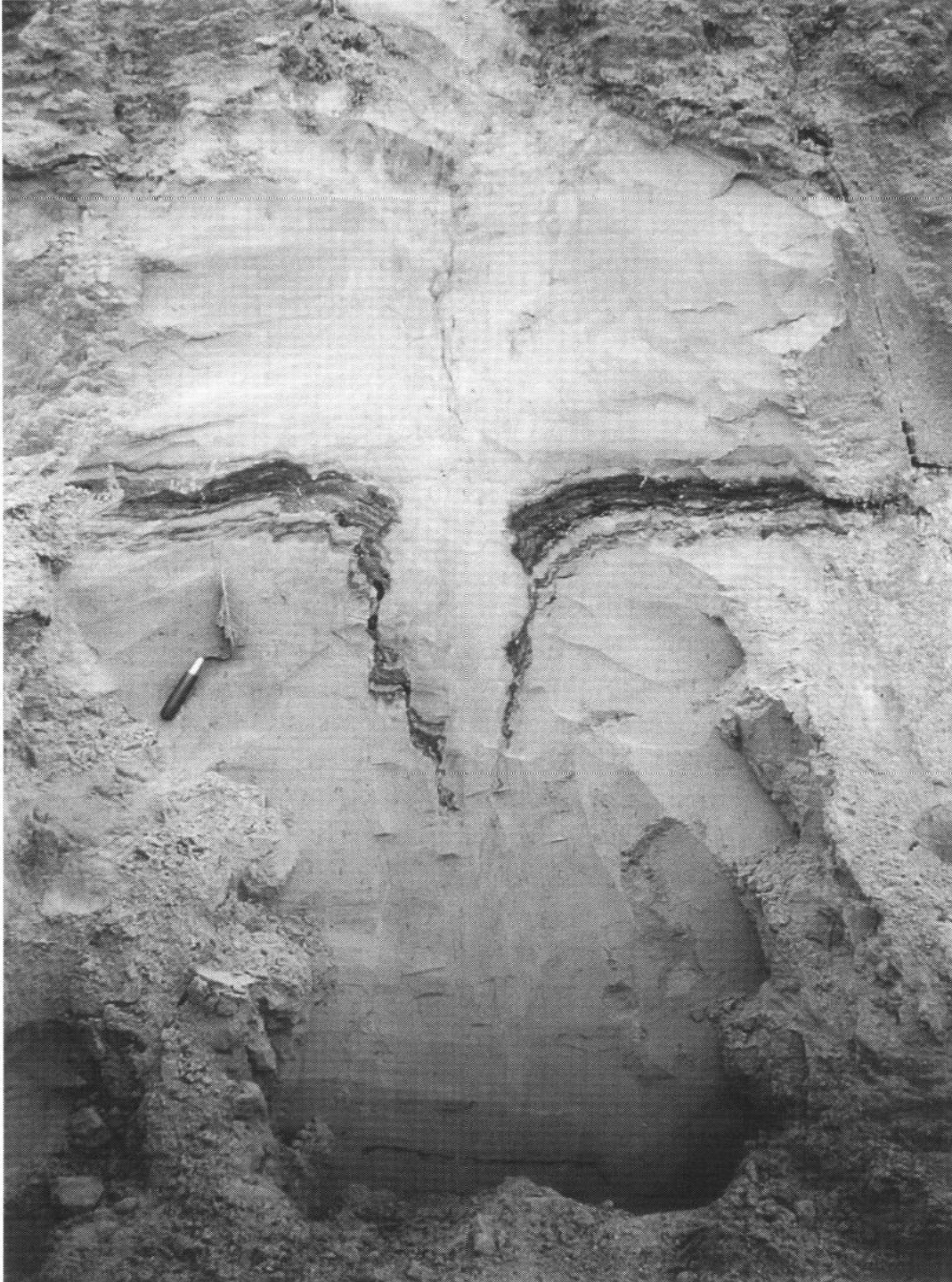


Fig. 12. – Trace d'une fente de gel à remplissage de glace affectant une couche de tourbe datée de 25000 ans. Photo prise à Beernem, lieu dit Mexico, lors d'une excursion dirigée en 1976 par les Professeurs de Moor et Tavernier de l'Université de Gand.

fentes de gel et celles d'autres phénomènes périglaciaires que nous ne considérerons pas ici permet ainsi de reconstituer la température moyenne annuelle.

Les températures d'été et les températures moyennes annuelles permettent de déterminer avec assez de précision les températures du mois le plus froid (janvier), étant donné que les températures mensuelles se répartissent au cours de l'année à peu près selon une sinusoïde.

Précisons que pareille reconstitution a été possible pour le Dryas Récent parce qu'il s'agit d'une période géologiquement très proche, pour laquelle de nombreux témoins subsistent et pour laquelle s'applique l'outil incomparable de datation qu'est le ^{14}C . Pour tenter une reconstitution paléoclimatique, il est en effet indispensable de dater sans équivoque les dépôts étudiés.

Sur la base d'observations réparties sur le Nord-Ouest de l'Europe, Isarin a établi des cartes (figures 13 et 14) montrant les températures qui devaient exister au dernier Dryas au niveau de la mer. En tenant compte du gradient de température pour l'altitude de $0,6^{\circ}\text{C}$ pour 100 m utilisé par Isarin, la température moyenne du mois de juillet devait être pour la zone comprise entre 700 et 500 m où sont réparties les traces de lithales de $+9,4$ à $+10,6^{\circ}\text{C}$, la température moyenne annuelle de $-5,7^{\circ}\text{C}$ à $-4,5^{\circ}\text{C}$, tandis que la température du mois le plus froid devait être de $-19,4$ à $-20,6^{\circ}\text{C}$. Il convient de remarquer que par rapport aux températures actuelles, la température du mois le plus chaud était seulement d'environ 6°C plus basse qu'actuellement, tandis que pour décembre, elle était approximativement de 20°C inférieure à celle que nous connaissons. C'est donc pendant l'hiver que le refroidissement a été le plus marqué.

Il est étonnant que les températures moyennes obtenues pour le Haut Plateau au Dernier Dryas soient aussi proches des valeurs observées dans des régions où existent de nos jours des lithales (tableau 1). Cette concordance des valeurs semble établir, d'une part que le travail d'Isarin est excellent, mais aussi d'autre part, que les lithales constituent un excellent indicateur paléoclimatique. S'il en est bien ainsi, cela signifierait que les lithales apparaissent seulement dans des conditions de température très étroites. Cela permettrait peut-être d'expliquer pourquoi les lithales et les traces de lithales restent si rares. À ce jour, aucune autre explication n'a été avancée pour rendre compte que ces formes sont exceptionnelles.

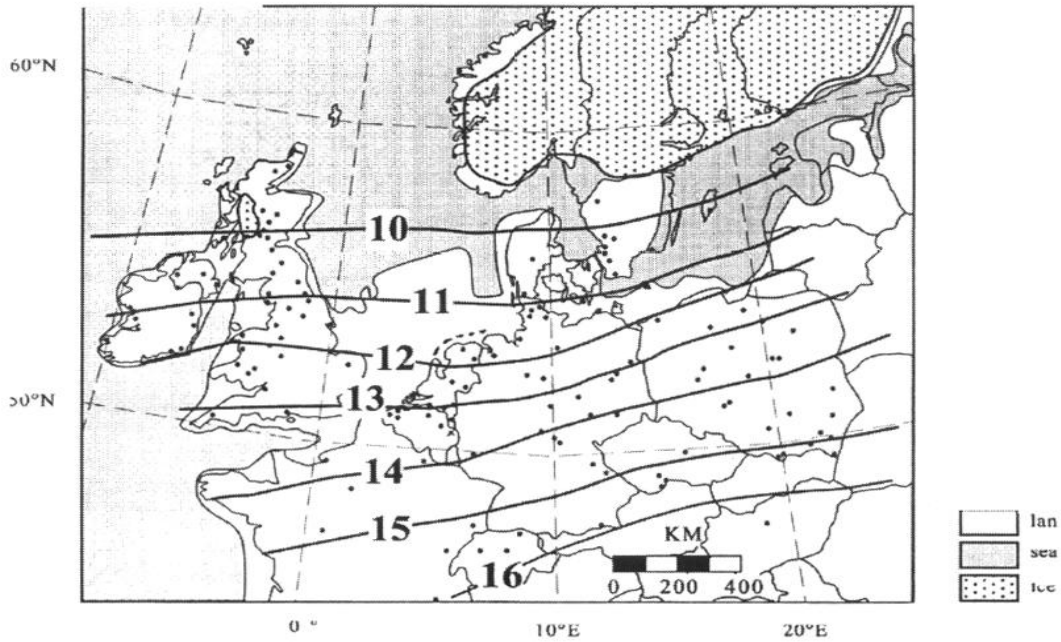


Fig. 13. – Carte de R. Isarin (1997, p. 69) donnant les isothermes minimum moyen de juillet, au niveau de la mer, pour la première phase du Dernier Dryas.

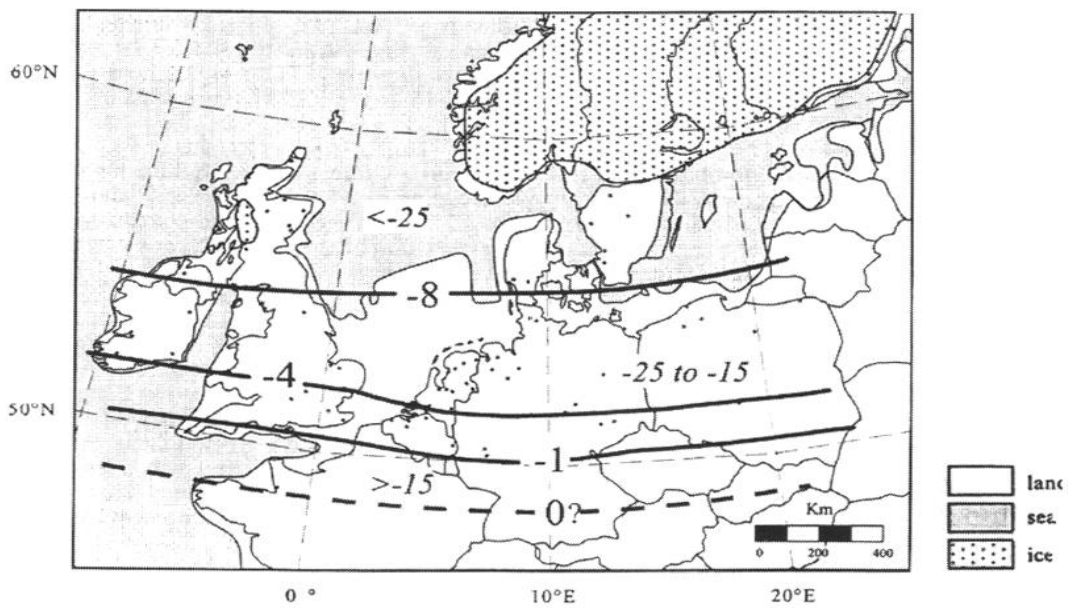


Fig. 14. – Carte de R. Isarin (1997, p. 56) donnant les températures moyennes annuelles de l'air (en caractères normaux) et les températures moyennes du mois le plus froid (en italiques) au Dernier Dryas au niveau de la mer.

TABLEAU 1

Températures	En Ungava	Au sommet des Hautes Fagnes		
		au Dernier Dryas	actuellement	différence
Moyenne annuelle	-5,8°C	-5,1°C	+6,5°C	-11,6°C
Moyenne d'été	+9°C	+10°C	+15°C	-5°C
Moyenne d'hiver	-22°C	-20°C	0°C	-20°C

5. Le refroidissement du Dernier Dryas et ses causes

Le refroidissement du Dernier Dryas a surtout touché l'Europe occidentale

Le refroidissement du Dernier Dryas qui a été si important en Europe du nord-ouest a été beaucoup moins ressenti sur les autres continents. Dans le monde entier, de nombreuses modifications climatiques ont été enregistrées (Severinghaus et *al.*, 1998), mais il s'agit le plus souvent d'altérations du régime des précipitations et non de refroidissements. Des corrélations toujours douteuses entre les sondages réalisés sur la calotte du Groenland et ceux de l'Antarctique semblent montrer qu'un réchauffement s'est produit dans l'Antarctique (Broecker, 1998) au moment où le Groenland subissait le refroidissement important du Dernier Dryas. Il apparaît maintenant très clairement que c'est autour de l'Atlantique nord que le refroidissement a été le plus important (Petee, 1995, figure 15).

Par ailleurs, quand on regarde une carte climatique du monde actuel et spécialement celle des températures d'hiver, le climat de l'Europe apparaît comme très anormal. L'Europe occidentale jouit d'un climat plus chaud que partout ailleurs aux mêmes latitudes dans l'hémisphère nord. Quand on compare les températures de janvier de Montréal (-12°C) et de Bordeaux (+7°C), villes qui se trouvent à des latitudes très voisines, la différence apparaît nettement. Les conditions climatiques exceptionnelles de l'Europe sont dues au Gulf stream et à la dérive nord-Atlantique qui amènent d'énormes quantités d'eaux chaudes à l'ouest de l'Europe et en adoucissent d'une manière importante les températures hivernales. La quantité d'eau qui arrive dans l'Atlantique nord est énorme : 20 millions de m³ par seconde soit autant que les précipitations tombées sur toute la terre pendant une année (Broecker, 1997). Ces

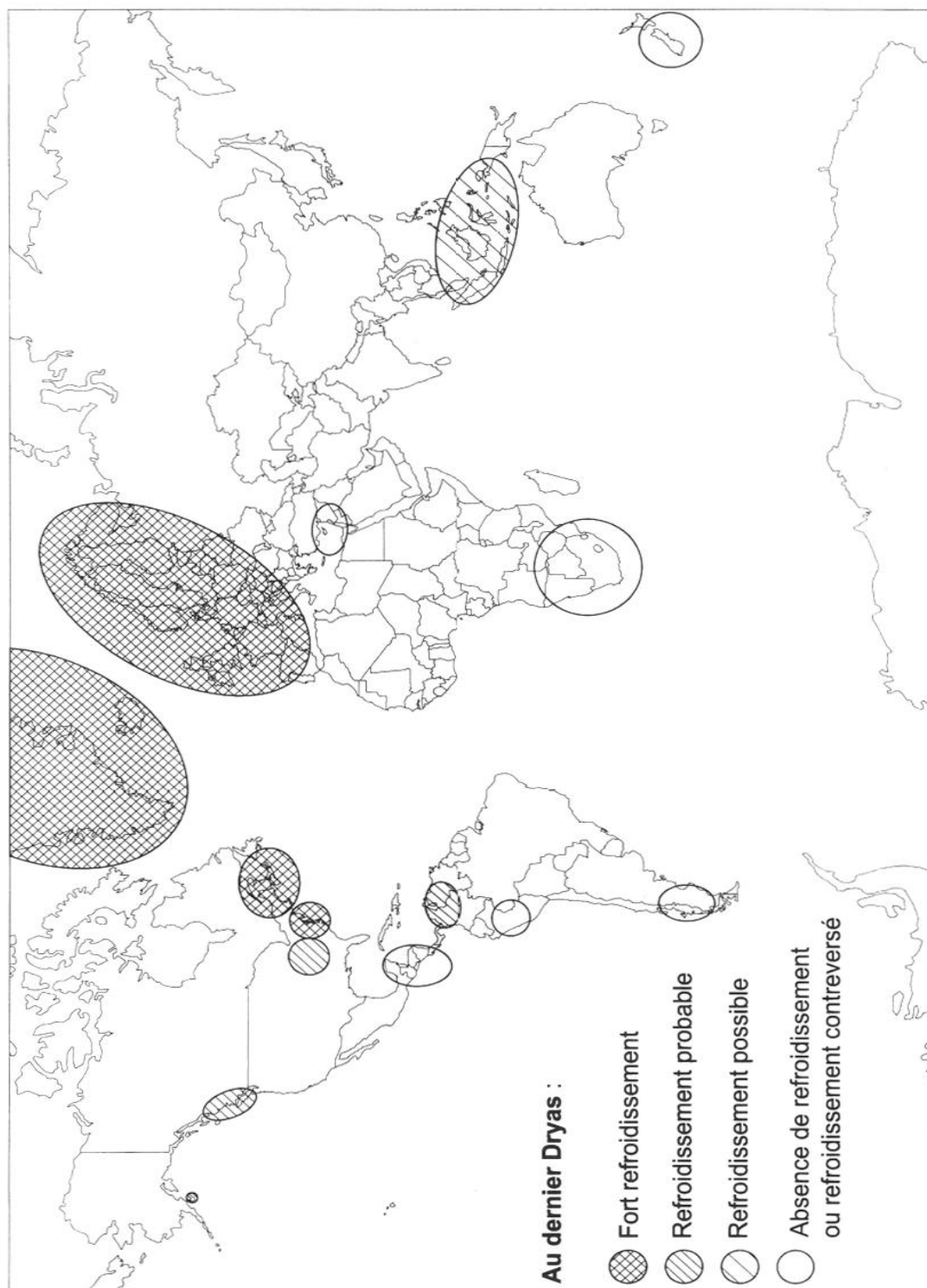


Fig. 15. – Localisation des endroits où un refroidissement a été observé pendant le Dernier Dryas d'après Peteet, 1995. Il est évident que le refroidissement le plus important s'est produit autour de l'Atlantique Nord.

eaux chaudes amènent dans l'hémisphère nord un trillion de kilowatts, soit une quantité d'énergie 100 fois supérieure à la consommation d'énergie de toute l'humanité (Rahmstorf, 1997). Il semble admis maintenant que c'est la disparition de ces courants marins qui a plongé l'Europe dans le refroidissement du Dernier Dryas, comme nous le détaillerons plus loin.

Les sondages réalisés sur la calotte glaciaire du Groenland ont montré la brutalité des changements climatiques

Des observations extrêmement intéressantes en ce qui concerne le Dernier Dryas proviennent des forages qui ont été réalisés sur la calotte glaciaire du Groenland. Le 1 juillet 1993, le projet U.S. « Greenland Ice-Sheet Project 2 » (Gisp2) a atteint le bedrock à 3058,44 m de profondeur à proximité du sommet de la calotte glaciaire (72°36'N ; 38° 30' W). Une année auparavant le sondage Européen « Greenland Ice Core project » (GRIP), implanté à 30 km plus à l'est avait atteint la roche en place à une profondeur voisine (3028,80 m). Ces deux sondages ont donné les mêmes résultats, du moins en ce qui concerne les 90 % supérieurs de la carotte de sondage, soit pour une période de 87 000 ans selon une échelle de temps préliminaire (Grootes et *al.*, 1993). Les sondages réalisés sur les calottes glaciaires ont ouvert une nouvelle ère dans la recherche paléoenvironnementale vu leur finesse de la résolution. Les neiges accumulées pendant le Dryas Récent ont formé des glaces qui se trouvent entre 1660 et 1720 m de profondeur dans GISP2 (Alley et *al.* 1993). Severinhaus et *al.*, 1998, localisent plus exactement la fin du Dernier Dryas à la profondeur de 1700,3 m.

Les sondages au sommet de la calotte proviennent d'une région où, du fait de la latitude et de l'altitude, la température est toujours inférieure à 0°C. Les couches de neige originelles qui se sont accumulées, se sont lentement transformées en glace sans être, vu la température, polluées par des eaux de fonte qui auraient modifié la composition de la neige originelle. Au sein de cette neige, il est possible de mesurer la température à laquelle s'est produite la condensation par comparaison avec ce qui s'observe dans les chutes de neige actuelles (un gradient de température de 0,06 % de $\delta^{18}\text{O}$ pour un degré centigrade est appliqué d'habitude d'après Stuiver et *al.*, 1995). On estime ainsi avec une bonne précision les fluctuations de température qui se sont produites sur la calotte pendant la dernière glaciation (figure 16).

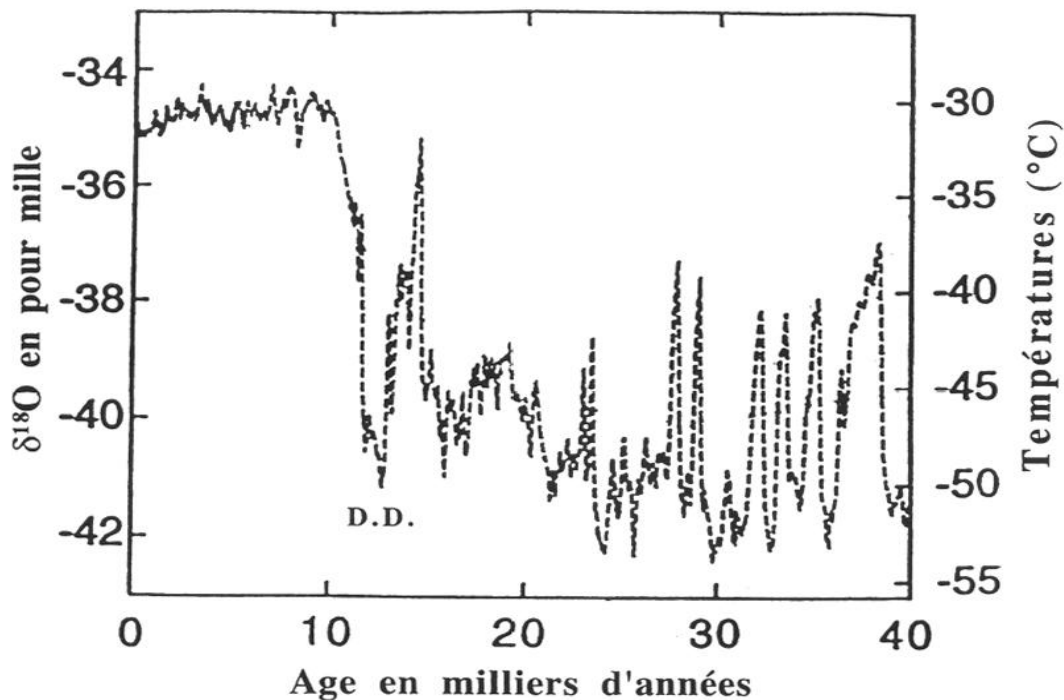


Fig. 16. – Les variations de température enregistrées dans le sondage GISP2 au centre de la calotte glaciaire du Groenland pendant les 40000 dernières années. Les variations de température (à droite) sont déduites des variations de la teneur en O^{18} (à gauche). Cette courbe montre la bonne stabilité du climat pendant l'Holocène qui couvre les derniers 10000 ans et son instabilité pendant la dernière glaciation. D.D. = Dernier Dryas.

Les modifications de température tout comme de nombreux paramètres isotopiques et aussi la quantité annuelle de précipitations peuvent être suivies avec un grand détail dans ces carottes de sondage. Ces observations ont montré ainsi la brutalité du changement de température qui est survenu au début, mais surtout à la fin du Dernier Dryas (Dansgaard W., 1989 ; Alley et *al.*, 1993 ; Taylor et *al.*, 1997 ; Severinghaus et *al.*, 1998). Le changement climatique entre le Dernier Dryas et le Préboréal se serait effectué en moins de 10 ans (Severinghaus et *al.*, 1998) tandis que l'accumulation neigeuse a doublé à la fin du dernier Dryas peut-être en 1 à 3 ans (Alley et *al.*, 1993). Des changements brutaux avaient déjà été observés auparavant (Dansgaard et *al.*, 1971) et avaient déjà intrigué et inquiété bien des personnes s'intéressant aux changements climatiques. À cette époque, on n'en comprenait pas la cause alors qu'aujourd'hui on pense qu'elle résulte d'une modification brutale de la circulation océanique.

L'interruption de la circulation thermohaline est la seule explication qui rende compte de l'amplitude, de la rapidité et de la localisation autour de l'Atlantique Nord du changement climatique du Dernier Dryas. Cette circulation est régie avant tout par la densité des eaux qui, elle-même, est contrôlée par la salinité et la température : on parle pour cela de la circulation thermohaline. L'idée de ce qui est appelé en anglais « the great conveyor », a savoir « le grand transporteur » tel qu'il est représenté sur la figure 17 est venue à Broecker en 1984 (Broecker, 1995, 1997). Si la circulation des eaux en surface est connue depuis longtemps, c'est seulement depuis les 15 dernières années que les mouvements des eaux en profondeur ont été reconnus pour aboutir à la carte de la circulation marine de la figure 17. Le moteur de cette circulation est la plongée des eaux très salées (l'Atlantique est l'océan le plus salé) et froides qui se produit dans le nord de l'Atlantique. C'est cette plongée des eaux denses qui aurait été interrompue très brutalement au début du Dernier Dryas, en arrêtant l'arrivée massive d'eaux chaudes dans l'Atlantique nord.

En 1982, Rooth (cité par Broecker, 1989) a proposé d'expliquer l'épisode froid du Dernier Dryas par l'arrivée dans l'Atlantique d'eaux douces de fonte glaciaire provenant de la vidange du Lac Agassiz. Avant le Dryas récent, ces eaux se déversaient dans le Mississippi, mais ont trouvé à la suite du retrait glaciaire un exutoire vers le Saint Laurent. Dès 1985, Broecker et *al.* reconnaissant le rôle du « grand transporteur », ont attribué à une réduction de la salinité l'arrêt probable de la circulation thermohaline provoquant le refroidissement du Dernier Dryas. Il a par ailleurs été proposé en 1989 par Broecker and Denton de considérer que la connexion entre l'insolation et le climat se fait par l'intermédiaire de différences dans la quantité d'eaux douces qui arrive dans les différents océans, phénomènes qui ont pour effet de modifier la salinité de ceux-ci et donc la circulation thermohaline.

Au cours du Dernier Dryas, la teneur en ^{14}C de l'atmosphère a varié considérablement

La détermination de l'âge du début et de la fin et donc la connaissance de la durée du Dernier Dryas a rencontré des difficultés importantes qui viennent seulement d'être surmontées (Hughen et *al.*, 1998). La teneur de l'atmosphère en ^{14}C a varié

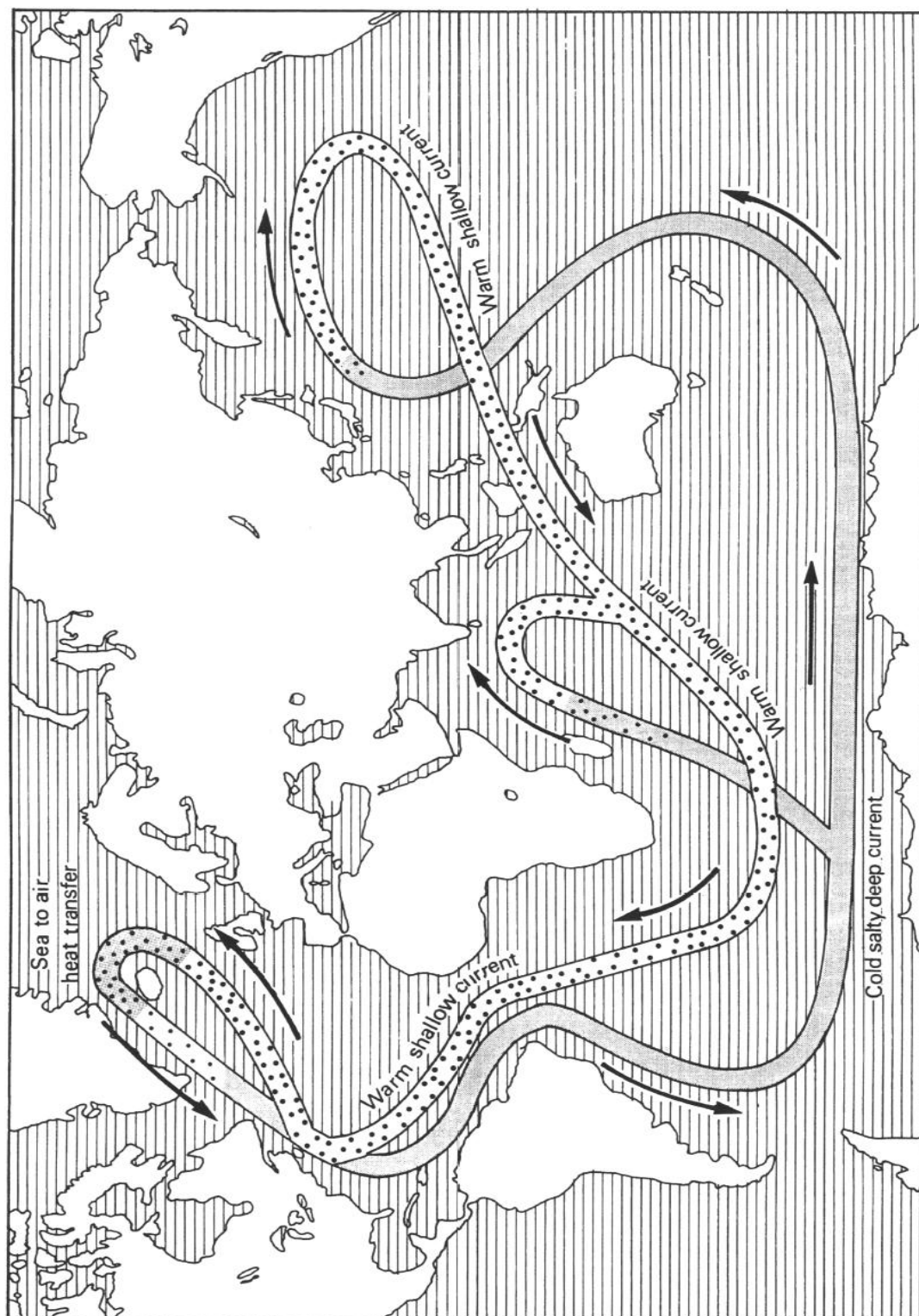


Fig. 17. – Vue générale de la circulation thermohaline (the great conveyor) qui amène de grandes quantités d'eaux chaudes à l'ouest de l'Europe où elle plonge à plusieurs milliers de mètres de profondeur (Hamblin et *al.*, 1998). Le mouvement est contrôlé par la densité des eaux, c'est à dire par leur salinité et leur température.

en effet considérablement pendant cette période. Rappelons que le ^{14}C est formé dans la haute atmosphère par le bombardement neutronique résultant de l'arrivée de rayons cosmiques, bombardement qui transforme des atomes d'azote en carbone 14. Le ^{14}C ainsi produit se distribue dans toute l'atmosphère et est fixé par photosynthèse dans les plantes d'où il passe dans les autres êtres vivants. La teneur en ^{14}C de tous les êtres vivants est en équilibre avec l'atmosphère au moment de leur vie. La datation ^{14}C consiste à mesurer la quantité de ^{14}C qui se trouve dans des êtres morts, ce qui permet de calculer leur âge car la demi-vie du ^{14}C (pas tout à fait exacte mais appliquée dans les datations) est de 5730 ans. C'est à dire que 5730 ans après la mort de l'organisme, pour autant qu'il n'y ait pas eu d'échanges avec l'atmosphère, il ne reste plus que la moitié du ^{14}C ; après 11460 ans, il n'en subsiste que un quart... L'âge est obtenu avec une bonne précision si la teneur en ^{14}C de l'atmosphère au moment de la formation des organismes est connue. Une correction pour cette teneur initiale est apportée jusqu'à environ 11800 ans cal. BP (années calendrier corrigées pour la teneur initiale) par la mesure du ^{14}C de cernes d'arbres dont l'âge est déterminé par dendrochronologie (Hughen et *al.*, 1998). Pour les périodes antérieures, il a été nécessaire d'utiliser un autre matériau à savoir des varves au sein desquelles on peut maintenant mesurer la teneur en ^{14}C par spectromètre de masse en disposant seulement d'un millième de la masse de carbone qui était nécessaire précédemment.

Pendant le dernier Dryas la teneur initiale a varié d'une manière importante et brutale comme l'indique le fait que des dépôts plus anciens apparaissent comme plus jeunes. C'est en comptant des varves, couches annuelles de sédiments, dans le Caraïbes (avec des datations ^{14}C par spectromètre de masse) et aussi les couches annuelles de glace des calottes glaciaires que l'on sait actuellement que les âges donnés par le ^{14}C pour cette période (de 10 à 11000 B.P.) doivent être lus 11450 à 13000 ans cal B.P. (fig.18, Hughen et *al.*, 1998). Cette variation de la teneur en ^{14}C au Dryas Récent est maintenant expliquée comme une conséquence de l'arrêt de la circulation thermohaline. (Goslar, 1995 ; Bjork, 1976) c'est à dire par la même cause que celle du refroidissement observé au Dernier Dryas dans l'hémisphère nord et dont nous venons de parler. Des modèles mathématiques ont montré que l'arrêt de cette circulation peut rendre compte d'une variation rapide du ^{14}C de l'atmosphère (5 %) au début du dernier Dryas (Stocker et *al.*, 1997 ; Hughen et *al.*, 1998). Cette augmentation de la teneur en ^{14}C au

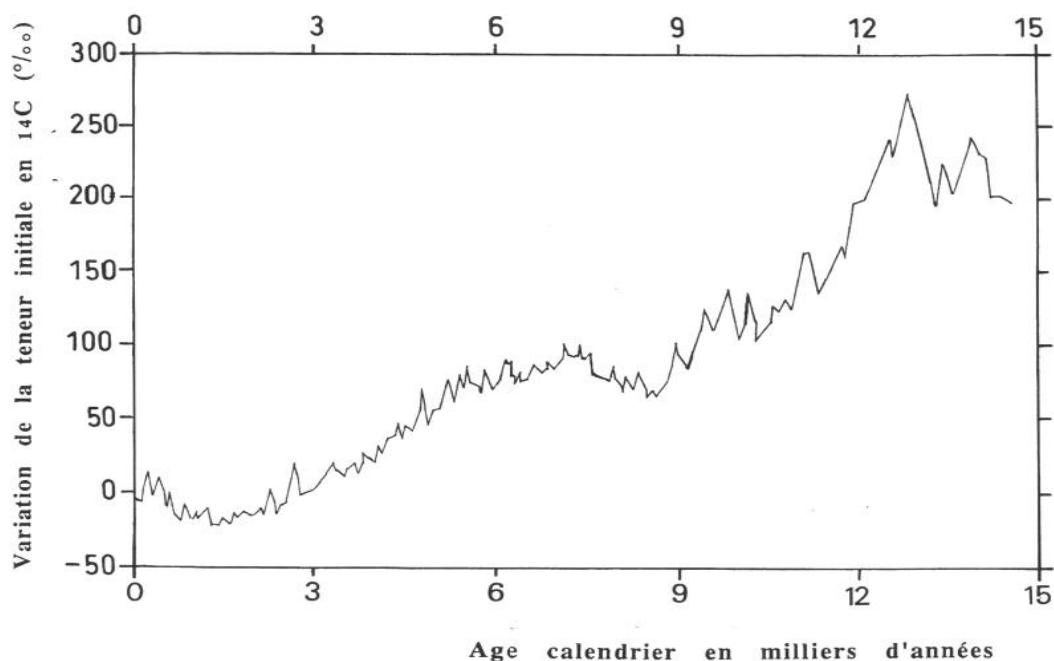


Fig. 18. – Variation de la teneur initiale en ^{14}C au cours des 15000 dernières années d'après Hughen et *al.* (1998). L'augmentation de 5% de la teneur en ^{14}C est interprétée comme résultant de l'arrêt de la ventilation de l'océan au début du Dernier Dryas.

début du Dernier Dryas peut s'expliquer par l'arrêt de la ventilation de l'océan, mais la baisse de la teneur en ^{14}C par la suite, est probablement due au fait que la plongée en profondeur d'eaux marines de surface qui se produit de nos jours dans l'Atlantique nord, a été remplacée au cours du Dernier Dryas par un mouvement équivalent qui s'est localisé dans des océans méridionaux. Ainsi la ventilation des océans a recommencé par un circuit différent de celui que nous connaissons maintenant. Cet autre type de circulation pourrait peut-être expliquer pourquoi le climat aurait été plus chaud dans l'Antarctique pendant le Dernier Dryas (Broecker, 1998).

L'étude des carottes océaniques a montré depuis plusieurs décennies des changements dans la circulation océanique mais la résolution est insuffisante pour suivre le détail des phénomènes. Par ailleurs les modifications de la circulation étaient interprétées plus comme une conséquence que comme une cause d'un refroidissement.

L'étude des carottes de sondages océaniques a établi depuis plusieurs décennies que les conditions de l'Atlantique nord ont été

très différentes de celles que nous connaissons actuellement. C'est par l'étude des foraminifères qui ont vécu à la surface de l'océan et qui se sont déposés au fond de la mer (McIntyre et *al.*, 1976 ; Ruddiman, 1977) que ces modifications ont été découvertes. Les perturbations par des vers marins des sédiments où se sont déposés ces foraminifères ne permettaient cependant de suivre les phénomènes qu'avec une résolution variable selon la vitesse de sédimentation mais qui était souvent de l'ordre de 1000 ans. Il en résulte que le dernier Dryas est très mal défini ou même n'est pas observé dans les sondages océaniques (Labeyrie et *al.*, 1992). Une publication récente (Duplessy et *al.*, 1996) a surmonté cette difficulté en considérant seulement des sondages pour lesquels la vitesse de sédimentation a été rapide et où l'impact des bioturbations est minimale. Elle a établi que des foraminifères planctoniques déposés lors du Dernier Dryas dans l'Atlantique Nord ne montrent aucune anomalie de $\delta^{18}\text{O}$ comme on devrait en trouver dans des eaux de fonte glaciaires. Les auteurs pensent en conséquence que ce n'est pas l'arrivée massive d'eaux de fonte qui aurait été responsable du Dernier Dryas, ni non plus et pour la même raison l'arrivée massive d'icebergs (dont témoignent les couches dites de Heinrich, 1988). Ils suggèrent que l'arrivée de glace de mer massive venue de l'Océan Arctique aurait été le phénomène initial. Il convient donc de retenir actuellement que la vidange du lac Agassiz n'est pas acceptée par tous les chercheurs comme la cause première du refroidissement du Dernier Dryas.

6. Conclusion

L'arrêt de la circulation thermohaline paraît bien être la cause du refroidissement de l'Europe Occidentale au Dernier Dryas. Cette explication rend compte de la localisation des régions qui ont subi le refroidissement, de la brutalité des changements climatiques et des variations de la teneur en ^{14}C pendant cette période.

Ce refroidissement paraît paradoxalement la conséquence du réchauffement puisqu'il aurait été provoqué par la vidange d'un lac où s'étaient accumulées des eaux de fonte. C'est un exemple des phénomènes de retroaction (négative dans le présent cas) que nous connaissons toujours mal et dans l'ignorance desquels il paraît vain de vouloir prédire l'avenir climatique de la planète.

Il est indispensable de comprendre pourquoi et comment la circulation thermohaline actuelle peut être interrompue et être remplacée par un autre type de circulation avant de vouloir entreprendre des prévisions fiables.

Cette question préoccupe beaucoup de scientifiques et, par manque de données d'observation, des modèles sont établis pour en étudier différents aspects. En ne reprenant que les modèles publiés dans « Nature » au cours de cette décennie, signalons qu'il a été montré successivement que la circulation thermohaline pouvait être interrompue par différents phénomènes, à savoir : 1) une variation du flux atmosphérique qui en évaporant plus d'eau de l'Atlantique qu'il n'en revient par les précipitations, en fait l'océan le plus salé (Stocker and Wright, 1991); 2) une augmentation de CO² entraînant une augmentation de température de 3,5 à 7° C (Manabe and Stouffer, 1993); 3) l'arrivée massive d'eau douce dans l'Atlantique Nord (Manabe et Stouffer, 1995); 4) des changements modérés dans l'arrivée d'eaux douces dans l'Atlantique (Rahmstorf, 1995); 5) la rapidité du réchauffement climatique (due à une augmentation de 750 ppm de CO₂ en 100 ans, Stocker and Schmitter, 1997).

D'excellents auteurs se posent en conséquence la question de savoir si un refroidissement brutal semblable à celui qui s'est produit au Dernier Dryas n'est pas le phénomène que, en Europe, nous devons redouter, bien plus qu'un réchauffement progressif dû à l'augmentation des gaz à effet de serre. Le réchauffement en augmentant la température des eaux de surface et en accroissant l'évaporation donc les précipitations, doit en effet diminuer la densité des eaux de surface et contrarier la plongée des eaux marines près du Groenland. Les conséquences d'une modification semblable de la circulation thermohaline provoquerait un refroidissement qui serait d'autant plus catastrophique pour l'humanité que le temps manquerait pour s'y adapter. Heureusement le présent interglaciaire est jusqu'à maintenant, remarquablement stable et depuis le Dernier Dryas, la circulation thermohaline actuelle s'est poursuivie, même si le ralentissement de celle-ci est sans doute responsable de modifications climatiques comme celles que nous avons connues au petit Age glaciaire soit de 1550 à 1850 (Duplessy, 1997). Par contre, lors de la dernière glaciation, des changements de température brutaux qui ont été enregistrés dans les sondages de la calotte glaciaire du Groenland, ont été particulièrement importants et brutaux. Ces événements ont été appelés « Dansgaard-

Oesger events » et leur nombre aurait été de 23 entre 110.000 et 15.000 ans BP (Johnsen, 1992 ; Bond, 1993).

Le problème de l'avenir justifie le grand intérêt qui est accordé aux reconstitutions climatiques du dernier interglaciaire, c'est-à-dire environ 100.000 ans avant le Dernier Dryas. Des modifications climatiques brutales se seraient produites pendant cette période selon des observations provenant du sondage GRIP (Dansgaard, 1993 ; GRIP members, 1993). Ces changements climatiques n'ont toutefois pas été retrouvés dans le sondage GISP2 à 30 km de distance. Aussi certains proposent maintenant d'interpréter ces données de GRIP comme le résultat de déformations de la glace profonde de l'inlandsis et non comme des événements climatiques (Maslin et *al.*, 1998). Les observations provenant des sondages glaciaires du Groenland ne devraient de ce fait, plus être admises sans discussion dans les études paléoclimatiques de l'Eemien.

Remerciements

Je remercie très vivement le Professeur P. Gangloff de l'Université de Montréal, qui a eu l'obligeance de relire cet article et de me communiquer de pertinentes remarques qui ont permis d'améliorer le manuscrit.

Bibliographie

- ALLARD, M., CARON, S. & BÉGIN, Y., 1996. Climatic and ecological controls on ice segregation and thermokarst : the case history of a permafrost plateau in Northern Quebec. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7 (3) : 207-227.
- ALLEY, R. B., MEESE, D. A., SHUMAN, C. A., GOW, A. J., TAYLOR, K. C., GROOTES, P. M., WHITE, J. W. C., RAM, M., WADDINGTON, E. D., MAYEWSKI, P. A. & ZIELINSKI, G. A., 1993. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, 362 : 527-529.
- AN, W. & ALLARD, M., 1995. A mathematical approach to modelling palsa formation : insights on processes and growth conditions. *Cold Regions Science and Technology*, 23 : 231-244.
- GRIP members, 1993. Climate instability during the last interglacial period recorded in GRIP ice core. *Nature*, 364 : 203-207.

- BASTIN, B., JUVIGNÉ, E., PISSART, A. & THOREZ, J., 1974. Etude d'une coupe dégagée à travers un rempart d'une cicatrice de pingo de la Brackvenn. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 97 : 341-358.
- BJORK, S., KROMER, B., JOHNSEN, S., BENNIKE, O., HAMMARLUND, D., LEMDAHL, G., POSSNERT, G., RASMUSSEN, T. L., WOHLFARTH, B., C.U., H. & SPURK, M., 1996. Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, 274 : 1155-1160.
- BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S., MCMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J. & BONAMI, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365 : 143-147.
- BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., LABEYRIE, L., MCMANUS, J., ANDREWS, J., HUON, S., JANTSCHIK, R., LASSEN, S., SIMET, C., TEDESCO, K., KLAS, M., BONAMI, G. & IVY, S., 1992. Evidence for massive discharge of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, (360) : 245-249.
- BOUILLENNE, R. e. M., 1937. Les viviers du plateau de la Baraque Michel. *Bulletin de la Société royale des Sciences de Liège*, 12 : 404-427.
- BROECKER, W. C., KENNET, J. P., FLOWER, B. P., TELLER, J. T., TRUMBORE, S., BONAMI, G. & WOLFLI, W., 1989. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 341 : 318-321.
- BROECKER, W. S., 1997. Will our ride into the greenhouse future be a smooth one? *GSA Today*, 7 (5) : 1-7.
- BROECKER, W. S., 1998. The end of the present interglacial: how and when? *Quaternary Science Reviews*, 17 (8) : 689-694.
- BROECKER, W. S., 1998. Paleocean circulation during the last deglaciation: a bipolar seesaw? *Paleoceanography*, 13 (2) : 119-121.
- BROECKER, W. S. & DENTON, G. H., 1989. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 : 2465-2501.
- BROECKER, W. S., PETEET, D. M. & RIND, D., 1985. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 315 : 21-25.
- BROWN, J., FERRIANS Jr, O.J., HEGINBOTTOM, J. A. and MELNIKOV, E.S., 1997. *Circum-arctic map of permafrost and ground-ice conditions*. Circum-Pacific map series -45, U.S. Geological Survey 1/10,000,000.
- COXON, P. & O'CALLAGHAN, P., SECONDARY COXON, P. & O'CALLAGHAN, P., 1987. The distribution and age of pingo remnants in Ireland. In: John Boardman (Ed.) *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*, Cambridge University Press, : 1195-202.
- CUFFEY, K. M., CLOW, G., ALLEY, R. B., STUIVER, M., WADDINGTON, E. D. & Saltus, R. W., 1995. Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition. *Science*, 270 (20 October) : 455-458.
- DAMBLON, F., 1994. Les dépôts tourbeux et l'histoire de la végétation sur le plateau des Hautes Fagnes (Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 117 (2) : 259-276.
- DAMBLON, F. & BASTIN, B., 1986. Etude paléoécologique d'une lentille tourbeuse ensevelie dans le rempart d'une palse de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). *Bull. Soc. Roy. Bot. Belge*, 120 : 20-29.

- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., U., H. C., HVIDBERG, C. S., STEFFENSRN, J. P., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A. E., JOUZEL, J. & BOND, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364 : 218-220.
- DANSGAARD, W., WHITE, J. W. C. & JONSEN, S. J., 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339 : 532-533.
- de SELYS LONGCHAMPS, M., 1854. Discours sur la Faune de Belgique. *Bulletin de l'Académie royale de Belgique*, 21, 2me série, : 1020-1050.
- DIONNE, J. C., 1978. Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 32 (3) : 187-247.
- DIONNE, J. C., 1984. Palscs et limite méridionale du pergélisol dans l'hémisphère nord : le cas du Blanc-Sablon, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38 (2) : 165-184.
- DUPLESSY, J. C., 1997. Vers un refroidissement de l'Europe? *La Recherche*, 295 : 52-56.
- DUPLESSY, J. C., LABEYRIE, L. D. & PATERNE, M., SECONDARY DUPLESSY, J. C., LABEYRIE, L. D. & PATERNE, M., 1996. North Atlantic sea surface conditions during the Younger Dryas cold event. In : ANDREWS, J. T., AUSTIN, W. E. N., BERGSTEN, H. & JENNINGS, A. E. (Ed.) *Late Quaternary Paleoceanography of the North Atlantic Margins*, London, Geological Society Special Publication, 111 : 167-175.
- FLORSCHUTZ, F., 1937. Palaeobotanisch onderzoek in verband met een vermoede menselijke nederzetting op het plateau van het Belgisch Hoogveen (Hautes Fagnes). *Proc. Kon Akad. wetensch. Amsterdam*, sect. B, 40 : 181-185.
- FLORSCHUTZ, F. & VAN OYE, E., 1939. Recherches analytiques de pollen dans la région des Hautes Fagnes (Belgique). *Biol. Jaarboek Dodonaea*, 6 : 227-233.
- FREDERICQ, L., 1906. La faune et la flore glaciaires du Plateau de la Baraque Michel (Point culminant de l'Ardenne). *Bulletin de l'Académie Royale de Belgique (Classe des sciences)*, 12 : 1263-1326.
- FREDÉRICQ, L., 1924. Guide du Promeneur et du Naturaliste dans le District de Malmédy. Office de publicité, 36, rue Neuve, Bruxelles, 115 p.
- GOSLAR, T., ARNOLD, M., BARD, E., KUC, T., PAZDUR, M. F., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., ROZANSKI, K., TISNERAT, N., WALANUS, A., WICIK, B. & WIECKOWSKI, K., 1995. High concentration of ¹⁴C during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 377 : 414-417.
- GROOTES, P. M., STUIVER, M., W., J. W., JOHNSEN, S. & JOUZEL, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366 : 552-554.
- HAMBLIN, W. K. & CHRISTIANSEN, E. H., 1998. Earth's dynamic systems. Prentice-hall International, London, 740 p.
- HARRIS, S. H., 1993. Palsa-like mounds developed in a mineral substrate, Fox Lake, Yukon territory. *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*. Beijing, China. 1, 238-243.
- HEINRICH, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the North-East Atlantic ocean during the past 130000 years. *Quaternary research*, 29 (2) : 142-152.

- HUGHEN, K. A., OVERPECK, J. T., LEHMAN, S. L., M., K., SOUTHON, J., PETERSON, L. C., ALLEY, R. & M., S. D., 1998. Deglacial changes in Ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature*, 391 : 65-68.
- ISARIN, R. F. B., 1997. The climate in north-western Europe during the Younger Dryas. A comparison of multi-proxy climate reconstructions with simulation experiments. Drukkerij Elinkwijk b.v., Utrecht, 160 p.
- JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTROP, N., HAMMER, C. U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B. & STEFFENSEN, J. P., 1992. Irregular glacial interstadials in a new Greenland ice core. *Nature*, 359 : 311-313.
- JOOSTEN, J. H. J., 1995. Between diluvium and deluge : the origin of the Younger Dryas concept (extended abstract). *Geologie en Mijnbouw*, 74 : 237-240.
- JUVIGNÉ, E., 1983. Two different volcanic ash falls of Alleröd age in high Belgium. *Geologie en Mijnbouw*, 62 : 545-549.
- LABEYRIE, L. D., DUPLESSY, J. C., DUOPRAT, J., JUILLET-LECLERC, A., MOYES, J., MICHEL, E., KALLEL, N. & N.J., S., 1992. Changes in the vertical structure of the north atlantic ocean between glacial and modern times. *Quaternary Science Reviews*, 11 : 401-413.
- LAGAREC, D., SECONDARY LAGAREC, D., 1982. Cryogenetic mounds as indicators of permafrost condition, northern Quebec. In : French, H. M. (Ed.) *The Roger J.E. Brown Memorial Volume, Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference, Calgary, Alberta, March 2-6, 1981*, Ottawa, National Research Council of Canada : 43-48.
- MANABE, S. & STOUFFER, R. J., 1993. Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system. *Nature*, 364 : 215-217.
- MANABE, S. & STOUFFER, R. J., 1995. Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. *Nature*, 378 : 165-167.
- MASLIN, M., SARNTHEIN, M., KNAACK, J.-J., GROOTES, P. & TZEDAKIS, C., 1998. Intra-interglacial cold events : an Eemian-Holocene comparison. In : CRAMP, A., MACLEOD, C. J., LEE, S. V. & JONES, E. J. W. (Ed.) *Geological Evolution of Oceans basins : Results from the Ocean Drilling Program*, London, Geological Society, Special publications, 131 : 91-99.
- MCINTYRE, A., KIPP, N. G., BÉ, A. W. H., CROWLEY, T., KELLOGG, T., J.V., G., PRELL, W. & RIDDIMAN, W. F., 1976. Glacial North Atlantic 18,000 years ago : a CLIMAP reconstruction. *Geological Society of America Memoir*, 145 : 13-75.
- MULLENDERS, w. & GULLENTOPS, F., 1969. The age of the pingos of Belgium. In : Péwé, T. L. (Ed.) *The periglacial environment, past and present*, Montreal, Mc Gill Queen's university Press, : 321-335.
- PAYETTE, S., SAMSON, H. & D., L., 1976. The evolution of permafrost in the taïga and in the forest-tundra, western Quebec-Labrador peninsula. *Journal canadien de la recherche forestière*, 6 (2) : 203-220.
- PETEET, D., 1995. Global younger Dryas ? *Quaternary International*, 28 : 93-104.
- PISSART, A., 1956. L'origine périglaciaire des Viviers des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 79 : B119-B131.

- PISSART, A., 1963. Les traces de « pingos » du Pays de Galles (Grande Bretagne) et du Plateau des Hautes Fagnes (Belgique). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 7 (2): 147-165.
- PISSART, A., 1965. Les pingos des Hautes Fagnes: les problèmes de leur genèse. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 88: B277-B289.
- PISSART, A., 1967. Les pingos de l'île Prince Patrick. *Geographical Bulletin*, 9 (3): 189-217.
- PISSART, A., 1974. Les « viviers » des Hautes Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires, mais s'agissait-il vraiment de pingos? *Annales de la Société géologique de Belgique*, 97: 359-381.
- PISSART, A., 1975. Glace de ségrégation, soulèvement du sol et phénomènes thermokarstiques dans les régions à pergélisol. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 11: 89-96.
- PISSART, A., 1983. Remnants of periglacial mounds in the Hautes Fagnes (Belgium). Structure and age of the ramparts. *Geologie en Mijnbouw*. 62: 551-555.
- PISSART, A., 1988. Pingos: an overview of the present state of knowledge. In: Clark, M. J. (Ed.) *Advances in Periglacial Geomorphology*, Chichester, John Wiley and Sons, : 279-297.
- PISSART, A., 1994. À propos des conséquences du réchauffement climatique dans les régions où existe un pergélisol. *Bulletin de la Classe des sciences de l'Académie royale de Belgique*, 7 (12): 279-308.
- PISSART, A. & FRENCH, H. M., 1977. The origin of pingos in regions of thick permafrost, western Canadian Arctic. *Quaestiones Geographicae*, 4: 149-160.
- PISSART, A. & GANGLOFF, P., 1984. Les pases minérales et organiques de la vallée de l'Aveneau, près de Kuujuaq, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 38 (3): 217-228.
- PISSART, A., HARRIS, S., PRICK, A. & VAN VLIET-LANOË, B., 1998. La signification paléoclimatique des lithalses (pases minérales). *Biuletyn Periglacialny*, 37: 141-154.
- PISSART, A. & JUVIGNÉ, E., 1980. Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 103: 73-86.
- RAPP A. and RUDBERG, D., 1960. Recent periglacial phenomena in Sweden. *Biuletyn Peryglacialny*, 8, 143-154.
- RAHMSTORF, S., 1995. Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature*, 378: 145-149.
- RAHMSTORF, S., 1997. Ice-cold in Paris. *New Scientist*, (8-2-97): 26-30.
- RUDDIMAN, F. R., 1977. Late quaternary deposition of ice rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40° to 65°N). *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1813-1827.
- SEPPALA, M., 1972. Pingos-like remnants in the Peltojärvi area of Finnish Lapland. *Geogr. Annaler*, 54 A: 38-45.
- SEVERINGHAUS, J. P., SOWERS, T., BROOK, E. J., ALLEY, R. B. & BENDER, M. L., 1998. Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature*, 391: 141-146.
- STOCKER, T. F. & SCHMITTNER, A., 1997. Influence of CO₂ emission rate on the stability of the thermohaline circulation. *Nature*, 388: 862-865.

- STOCKER, T. F. & WRIGHT, D. G., 1991. Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes. *Nature*, 351 : 729-732.
- STOCKER, T. F. & WRIGHT, D. G., 1996. Rapid changes in Ocean circulation and atmospheric radiocarbon. *Paleoceanography*, 11 (6) : 773-795.
- STUIVER, M., GROOTES, P. M. & BRAZUNIAS, T. F., 1995. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quaternary Research*, 44 : 341-354.
- SVENSSON, H., 1964. Traces of pingo-like frost mounds. *Svensk geogr. Arbok*, 40 : 93-106.
- SVENSSON, H., 1969. A type of circular lakes in northernmost Norway. *Geogr. Annaler*, 51 A : 1-12.
- SVENSSON, H. 1976. Pingo problems in the Scandinavian countries. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26 : 33-40.
- TAYLOR, K. C., MAYEWSKI, P. A., ALLEY, R. B., BROOK, E. J., GOW, A. J., GROOTES, P. M., MEESE, D. A., SALTZMAN, E. S., SEVERINGHAUS, J. P., TWICLER, M. S., WHITE, J. W. C., WHITLOW, S. I. & ZIELINSKI, G. A., 1997. A close look at the Holocene/Younger Dryas transition recorded at Summit, Greenland. *Science*, 278 : 825-827.
- WATSON, E., 1971. Remnants of pingos in Wales and the Isle of Man. *Geological journal*, 7 : 381-392.
- WOILLARD, G., 1975. Recherche palynologique sur le Pléistocène dans l'est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. *Acta Geographica Lovaniensia*, 14 : 16-30.
- WRAMNER, P., 1972. *Palslika bildningar i mineraljord. Några iakttagelser från Taavavuoma, Lappland* (Palsa-like formation in mineral soil. Some observations from Taavavuoma, Swedish Lapland.). Göteborgs Universitet Naturgeografiska Institutionen., 60 p.
- WRAMNER, P., 1972. *Tjällyftning i torvjord en laboratorieundersökning* (Frost heave in peat, a laboratory study). Göteborg Universitet naturgeografiska institutionen, 63 p.
- WRAMNER, P., 1973. *Palsmyrar i Taavavuoma, Lappland* (Palsa bogs in Taavavuoma, Swedish Lapland). Göteborg Universitets Naturgeografiska Institutionen, 140 p.