

Université de Liège
Publications de la Station scientifique des Hautes-Fagnes
Route de Botrange, 137, B 4950 Robertville (Belgique)

A. Pissart
Professeur émérite
a.pissart@ulg.ac.be

Les 'viviers' des Hautes Fagnes. Les connaissances en l'an 2000

Recueil de 6 articles publiés dans la Revue Hautes Fagnes en 1999 et 2000 :

1. Les traces de buttes cryogènes des Hautes Fagnes. Gotes, viviers, pingos, paises, lithalses. Pourquoi la terminologie a-t-elle changé ?
2. Le mode de formation des paises et des lithalses.
3. Les fouilles réalisées, la formation des remparts, leur âge.
4. Le climat des régions où apparaissent aujourd'hui des lithalses et le climat des Hautes Fagnes pendant le Dernier Dryas.
5. La cause du refroidissement du Dernier Dryas.
6. Les traces de lithalses et de pingos connues dans le monde.



Les traces de buttes cryogènes des Hautes Fagnes Gotes, viviers, pingos, paises, lithalses. Pourquoi la terminologie a-t-elle changé ?

par Albert PISSART, Professeur émérite à l'Université de Liège

Résumé

Les dépressions fermées des Hautes Fagnes entourées d'un rempart ont été successivement dénommées "gotes" ou "pourri gotes", "viviers", "traces de pingos", "traces de paises minérales" et tout récemment "traces de lithalses". L'auteur explique les raisons qui ont justifié ces changements de terminologie. Le terme "**gote**" était une appellation locale purement descriptive, "**vivier**" supposait une origine anthropique, "**pingo**" faisait référence à un type de butte périglaciaire bien particulier, la seule connue en 1956, qui pouvait expliquer des formes semblables. Quand, par la suite, il est devenu clair que ces formes étaient apparues à la suite de l'accumulation dans le sol de glace de ségrégation et non de glace d'injection, et qu'il s'agissait de traces de buttes périglaciaires comparables aux paises, il a été question de "**paises minérales**", terme qui a été utilisé pour la première fois au Canada. Mais certains spécialistes dans le domaine du périglaciaire n'ont jamais admis que l'on utilise le terme lapon de "**paise**" pour désigner des buttes non recouvertes de tourbe, aussi nous avons proposé en 1998 d'utiliser le terme "**lithalse**" à la place de "paise minérale".

Introduction.

Au début des années 1980, à la suite de fouilles dans les traces de buttes périglaciaires des Hautes Fagnes (Pissart et Juvigné, 1980), des données scientifiques importantes ont été recueillies en ce qui concerne l'âge de ces dépressions et la genèse des remparts. Depuis lors, les connaissances qui concernent les mécanismes d'apparition de ces formes n'ont pas évolué. Par contre des progrès significatifs ont été acquis en ce qui concerne la reconnaissance au Canada de formes actuelles similaires, et aussi en ce qui concerne les conditions qui ont existé sur le Haut Plateau au Dernier Dryas, c'est-à-dire au moment où sont apparues ces buttes périglaciaires. Comme, par ailleurs, peu de personnes connaissent l'histoire



Figure 1. Photo aérienne de viviers de la Brackvenn montrant la juxtaposition de formes circulaires et de formes plus complexes. (Photo A. Demoulin, 1994).

de l'évolution des connaissances périglaciaires et peuvent de ce fait comprendre pourquoi la terminologie qui concerne ces formes a été modifiée plusieurs fois, nous avons l'intention en plusieurs articles rédigés pour la revue "Hautes Fagnes" de faire le point des connaissances et d'expliquer comment les hypothèses ont évolué. Ceci paraît d'autant plus utile que des écrits anciens comme celui que j'ai publié en 1956, où, pour la première fois, ces dépressions ont été expliquées comme des traces de buttes périglaciaires, comprennent des interprétations erronées et n'ont plus guère qu'un intérêt historique. Certes, cet article a constitué un progrès important puisqu'il a entraîné l'abandon de l'hypothèse anthropique en proposant une origine naturelle possible. Il n'est toutefois pas simple pour celui qui examine un de ces articles anciens de distinguer ce qui, dans les hypothèses avancées, a été conservé et de comprendre pourquoi les interprétations ont changé. L'évolution des connaissances est d'autant plus difficile à reconstituer que les articles qui se sont succédé, s'appuyant sur des publications nombreuses, essen-

tiellement en anglais, que nous mentionnerons dans le présent article.

L'hypothèse anthropique (R. et M. Bouillenne, 1937).

En 1936, R. Bouillenne et l'abbé Dubois ont écrit que les dépressions fermées entourées d'un rempart du plateau des Hautes Fagnes sont connues dans le pays sous le nom de vivier (figure 1) et ont expliqué que ce nom leur vient par assimilation de l'"ancien vivier" mentionné sur la carte marchande de Ferraris (1770). Remarquons cependant que ce terme ne figure pas sur la carte de Ferraris reproduite par le Crédit Communal de Belgique.

L'année suivante (1937), F. Toussaint a mentionné dans la revue "Hautes Fagnes" que "les viviers de la Fagne ne pouvaient manquer d'avoir attiré l'attention des riverains sans révéler cependant le secret de leur origine". Il ajoutait que ces formes sont localement désignées sous les noms de "gotes" ou "pourri fagnes". En 1986, S. Fontaine, plaidant pour l'authenticité wallonne, a proposé de revenir à ces termes "gotes" ou "pourri gotes".

Cette proposition n'a pas été suivie sans doute parce que dans la littérature scientifique le terme "vivier" s'était imposé. Le titre de la note de F. Toussaint en 1937 "Les viviers de la Fagne" indique d'ailleurs comment ces formes étaient alors le plus souvent désignées.

La même année 1937, R. et M. Bouillenne donnent toutefois une autre explication de l'origine du terme "vivier" en écrivant que selon Renier (1879), auteur d'une histoire du Ban de Jalhay (pas de référence donnée), "les enceintes formées de levées de terre qui furent prises pour des camps anciens" étaient considérées par M. Bidaut, le créateur du barrage de la Gileppe, comme des viviers étagés pour recueillir le trop plein des sources et établir des réserves d'eau. Le titre de cet article de R. et M. Bouillenne (1937), "Les viviers du plateau de la Baraque Michel", a imposé définitivement le terme "viviers" dans les écrits scientifiques. Nous l'avons donc repris dans notre note "L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes" parue en 1956 dans le Bulletin de la Société Géologique de Belgique. Il était cependant évident qu'à partir du moment où l'origine humaine était abandonnée, le terme "vivier" n'a été utilisé que pour désigner les formes qui avaient été appelées précédemment de la sorte, sans cependant accorder à ce terme une signification génétique.

De tout temps, les viviers des Hautes Fagnes ont intrigué beaucoup de personnes qui se sont interrogées sur leur origine (Toussaint, 1937). R. et M. Bouillenne, dans la première étude scientifique sur le sujet (qui était aussi un des premiers travaux de la Station Scientifique des Hautes Fagnes) dont nous avons parlé ci-dessus, écrivent : "On a inventé, selon la fantaisie du moment, pour les viviers des Fagnes des origines diverses: abreuvoirs, viviers de pisciculture, réservoirs d'eau, lavages d'or, carrières, habitations de palafittes ou cités lacustres, terramares, pièges à gros gibier, dépressions d'origine volcanique" (p. 405). A la fin de leur étude, R. et M. Bouillenne apportent la conclusion suivante: "Il n'est pas logique d'admettre qu'un phénomène naturel ait pu organiser des dépressions de cette manière, vidant une enceinte de son limon superficiel pour l'accumuler en rem-

part circulaire régulier. Il a fallu une société humaine importante et organisée pour déplacer tant de milliers de mètres cubes 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" (p. 413). L'origine anthropique des formes paraissait donc établie par le fait qu'on ignorait à cette époque l'existence de processus naturels pouvant donner des formes semblables.

Nous ne nous attarderons pas ici sur les restes de constructions en bois qui ont été décrites par R. et M. Bouillenne (1937) dans les viviers qu'ils ont fouillés. Non seulement, les descriptions ne permettent pas de juger si réellement il s'agit de constructions humaines, mais, en outre, ces constructions ne fournissent en rien un argument en faveur d'une hypothèse génétique. Il conviendrait qu'il soit démontré qu'elles sont apparues immédiatement après la formation des cuvettes pour pouvoir les lier à l'apparition de celles-ci. De toute manière il est normal d'y trouver des troncs d'arbres qui ont été ultérieurement ensevelis dans la tourbe car, après l'apparition des dépressions fermées, alors que ces cuvettes se remplissaient de tourbe au cours des 10000 dernières années, des arbres ont grandi sur les remparts et se sont couchés ultérieurement dans les "viviers" où ils ont été plus ou moins conservés.

Plus intéressantes étaient les analyses polliniques de la tourbe du vivier Fredericq qui ont été publiées dans le même article. Bien qu'il s'agissait d'une étude rudimentaire avec des résultats que les auteurs qualifient eux-mêmes d'incomplets (p. 414), il est intéressant de noter la conclusion : "On voit tout de suite que la majeure partie de la tourbe correspond à la période boréale: le dépôt de tourbe a commencé vraisemblablement pendant l'époque préboréale (prédominance de *Betula*, maximum de *Pinus*)..." (p. 418), et un peu plus loin : "La conclusion de cette première étude des spectres polliniques du vivier Fredericq est donc que la dépression du vivier existait déjà à l'époque préboréale" (p. 422). Cette conclusion est importante car l'époque préboréale est la première qui a suivi la fin de la dernière glaciation et

cet âge a donné une crédibilité à l'interprétation périglaciaire de ces formes.

L'hypothèse de traces de pingos (A. Pissart, 1956).

En 1952, j'ai présenté un mémoire de licence en Sciences géographiques à l'Université de Liège sur les coulées pierreuses des Hautes Fagnes, travail dirigé par le Professeur P. Macar. J'y ai défendu l'hypothèse, déjà avancée précédemment, qu'il s'agissait d'accumulations formées en climat froid (Pissart, 1953). J'avais pour ce travail parcouru la littérature périglaciaire et étais resté intéressé à ces questions. Aussi, quand au cours de mon service militaire au sein de ce qui s'appelait alors l'Institut Géographique Militaire, j'ai eu l'occasion de regarder des photos aériennes (qui étaient encore des documents secrets), j'ai découvert les "viviers" dont j'avais vu quelques formes sur le terrain sans y accorder beaucoup d'attention. Ayant été chargé en 1954 d'accompagner le Commandant Loods qui faisait de nuit un nouveau levé du point géodésique de la Baraque Michel, j'ai eu pendant plusieurs semaines l'occasion, grâce au Major G. Delmelle, responsable de la cartographie à l'IGM (qui était à ce moment Président de la Société Royale Belge de Géographie) d'aller voir sur le terrain les formes qui étaient si évidentes sur les photos aériennes. J'avais alors obtenu à l'Institut de Botanique de l'Université un tiré à part de la publication de 1937 de R. et M. Bouillenne, avec un commentaire oral, me précisant qu'il n'y avait rien à chercher dans ce domaine, les faits étant bien étudiés et connus.

Au cours des quelques travaux de géomorphologie que j'avais réalisés à cette époque, j'avais été confronté aux problèmes inhérents à l'étude des formations superficielles. De nombreuses fois, à l'aide d'une pelle, j'avais rafraîchi des coupes dans les formations meubles du Quaternaire et mon excellent Directeur de mémoire, le Professeur P. Macar, m'avait même octroyé par deux fois l'aide de terrassiers pour dégager des excavations. J'avais donc pleine conscience de la difficulté de réaliser des fouilles. De ce fait, la conclusion de l'étude de R. et M. Bouillenne d'attribuer à des hommes préhisto-

riques la réalisation des milliers de "viviers" des Hautes Fagnes m'a paru très improbable.

Avec une connaissance bien imparfaite et uniquement livresque des phénomènes périglaciaires, j'ai eu l'audace de proposer en 1954 à mon Maître, le Professeur P. Macar, de considérer les "viviers" des Hautes Fagnes comme des traces de pingos (figure 2). J'ai été particulièrement influencé par un dessin donné par Cailleux et Taylor (1954) et qui est reproduit sur la figure 3. J'y voyais (mal) une dépression entourée d'un rempart qui était présentée comme la trace d'un hydrolaccolithe (terme utilisé alors comme équivalent de pingo). Pas convaincu, le Professeur Macar a considéré cette idée comme insuffisamment étayée, jusqu'au jour où il a participé à une réunion périglaciaire à Paris au cours de laquelle G. Maarleveld (Amsterdam) y a présenté ce qu'il interprétait comme des traces de pingos aux Pays-Bas (Maarleveld et Van der Toorn, 1955). Cette communication a convaincu P. Macar de l'intérêt de l'hypothèse que je lui avait présentée précédemment et, le 26-10-55, il m'a adressé à Chiny, où j'étais Professeur de Géographie, la littérature qu'il avait rassemblée à mon intention en me poussant à publier dès que possible. J'ai eu ainsi en mains, au moment de la rédaction de mon article paru en 1956, la publication de Maarleveld et Van der Toorn qui faisaient le point des connaissances connues à cette époque. Le Président des "Amis de La Fagne", A. Freyens que, à la demande du Major Delmelle, j'avais tenu dès juin 1954 au courant de mes recherches, est venu me voir peu après à l'Athénée de Verviers où j'avais été muté, en me demandant l'autorisation de reproduire dans "Hautes Fagnes" l'article qui venait de sortir dans les Annales de la Société géologique de Belgique.

Cette hypothèse périglaciaire n'a pas fait immédiatement l'unanimité. Devenu assistant à l'Université, je conduisais chaque année des étudiants sur le terrain et ceux-ci me rapportaient les doutes du Professeur Bouillenne quant à la validité de ma proposition. Cependant, à la fin de 1960, j'ai découvert au Pays de Galles et pour la première fois dans les Iles Britanniques des



Figure 2. Photo d'un rempart d'une cicatrice de pingo prise par Frazer au Canada dans les Black Mountains (Mackenzie Delta Region) et publiée par A. Pissart en 1963. A l'époque, des photos de ce type m'avaient convaincu que les viviers des Hautes Fagnes étaient bien des traces de pingos.

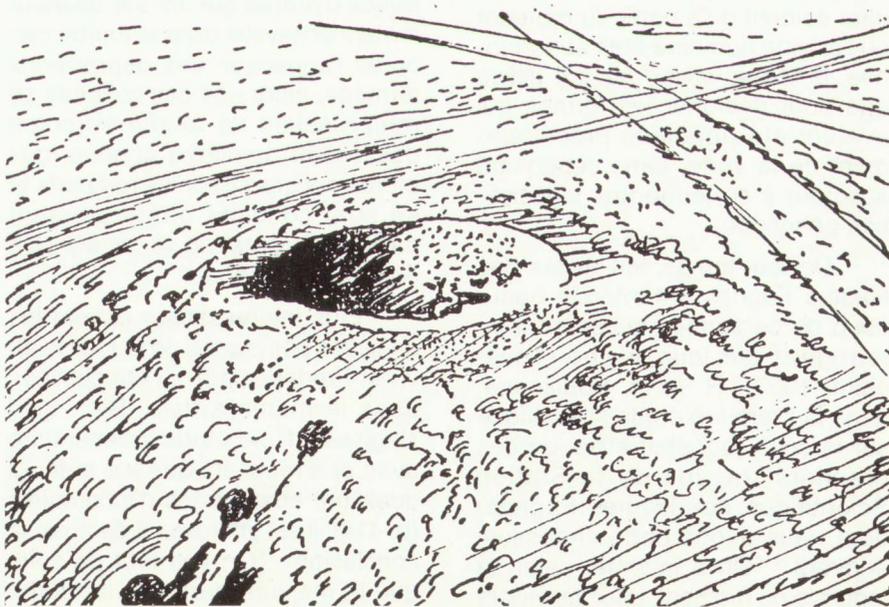


Figure 3. Dessin donné par Cailleux et Taylor (1954, fig.14, p. 27) d'un hydrolaccolithe (c'est à dire un pingo) près de Barrow en Alaska. Cette mauvaise vue a contribué pour beaucoup à faire croire à l'auteur que les viviers étaient des traces de pingos.

formes identiques (Pissart, 1963), avec, dans un rempart, des couches stratifiées qui ne pouvaient résulter de travaux anthropiques; c'est à partir de ce moment que l'origine naturelle des "viviers" a été considérée comme établie même par le

Professeur Bouillenne (lettre du 16 mars 1962).

Les pingos à cette époque étaient encore mal connus; la lecture d'un article (Frazer, 1956) décrivant des formes résultant de la

fusion de pingos caractéristiques dans les Black Mountains et illustré de bonnes photos (figure 4) m'avait complètement convaincu à ce moment que les viviers des Hautes Fagnes, et aussi les formes que j'avais décrites au Pays de Galles, étaient des traces de pingos.

La période d'incertitude : Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires. Mais s'agit-il vraiment de pingos (1965-1983) ?

Pendant les étés 1965 et 1966, j'ai effectué mes premières missions dans l'Arctique canadien en m'intéressant particulièrement à des pingos que j'ai eu la chance de découvrir sur l'île Prince Patrick (Archipel Reine Elisabeth, 76° lat. N) (Pissart, 1967). J'ai été ainsi confronté pour la première fois à la recherche des mécanismes d'apparition de ces buttes périglaciaires. Appliquant ultérieurement mes connaissances en Belgique, j'ai pris conscience des difficultés pour appliquer les mécanismes connus aux viviers des Hautes Fagnes. Ces difficultés m'ont fait écrire en 1965, en 1972 puis en 1974, des articles mettant en doute l'interprétation comme restes de pingos des traces des buttes périglaciaires des Hautes Fagnes. Pour la première fois, il a été question de "palse" lorsque en 1971 (Pissart et al., 1972) nous avons exposé nos doutes lors d'une excursion sur le terrain qui rassemblait des scientifiques périglaciaires éminents et que, un des meilleurs spécialistes américains, A. L. Washburn, a posé la question "Is there any possibility that the features could be palsas?" Je lui avais répondu alors que des palses avaient été décrites uniquement dans des couches de tourbe et ne donnaient naissance qu'à de faibles dépressions (p. 290). Un article paru en 1974 et dont un résumé a été repris en 1975 dans "Hautes Fagnes" sous le titre "L'origine des viviers des Hautes Fagnes : traces de pingos ou de palses ?" montre que trois ans plus tard il était apparu avec un article de Evseev (1973) que la distinction entre pingo et palse était moins claire qu'on ne le croyait précédemment. Par ailleurs, fort de mon expérience des régions



Figure 4. Un pingo du type Mackenzie (système ouvert) né dans une dépression fermée thermokarstique, c'est-à-dire due à la fonte de la glace du sol, et localisé à une centaine de km à l'ouest de Yakutsk. (Photo A. Pissart).

périglaciaires qui m'avaient, entre autres, permis de voir les pingos de Sibérie, je montrais dans ces publications pourquoi, en considérant les mécanismes génétiques, il était difficile de rendre compte de traces de pingos des viviers des Hautes Fagnes. Nous considérons ces raisons dans un article ultérieur discutant des mécanismes donnant naissance aux buttes périglaciaires.

Nous avons conclu alors que les buttes qui ont existé étaient apparues par accumulation dans le sol de glace de ségrégation, en écrivant "il est maintenant clair que ces buttes n'étaient pas des pingos typiques dus à l'apparition de glace d'injection" (Pissart et al., 1975). L'état des connaissances ne permettait pas non plus de les dénommer des "palses", bien que le nom était cité, car à ce moment nous ne connaissions que les palses tourbeuses et il n'y avait alors aucune indication que de la tourbe avait pu exister au moment où les buttes étaient apparues. Les conditions d'apparition de ces formes étaient cependant claires puisque en 1976, j'écrivais "... 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 ...". Toutes ces considérations sont restées jusqu'aujourd'hui parfaitement valables.

Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de palses minérales (1983-1998).

Maintenant que le temps s'est écoulé et qu'on a une bonne vue des publications qui se sont succédé, il apparaît que c'est dans les années 70 qu'a été connue l'existence de buttes cryogènes semblables aux palses, mais formées dans le sol minéral en l'absence de couverture de tourbe. Pour que le progrès des connaissances soit bien compris, nous mentionnons ci-dessous les principaux articles qui ont montré d'abord qu'il pouvait y avoir un noyau minéral dans les palses, et ensuite que des buttes semblables aux palses, mais entièrement minérales, existaient.

Palse couverte de tourbe, mais avec un noyau minéral gelé (minerogenic palsa) (figure 5)

Il a fallu longtemps avant de se rendre compte qu'au sein des palses existait dans la majorité des cas un noyau minéral gelé. Très tôt, G. Lundqvist (1953) en avait mentionné des exemples au nord de la Suède, tandis que Ruuhijärvi (1960) en avait décrit d'autres en Finlande et dans des régions voisines. H. Svensson en 1964 a écrit aussi un article dont le titre est explicite "Structural observations in the minerogenic core of a pals". P. Wramner (1967) souligne que le soulèvement des palses est principalement dû au soulèvement par le gel qui se produit dans le sol minéral (des silts fins) des palses. Forsgren (1968) avait séparé les palses en deux catégories : les "minerogenic palsas" dont le noyau est constitué principalement de sol minéral gelé et les palses dont la plus grande partie du noyau est faite de tourbe gelée (p. 118). Il précisait cependant que les lentilles et les veines de glace étaient plus développées dans la tourbe que dans le sol minéral et que, en conséquence, la plus grande partie de la hauteur des palses devait être attribuée au soulèvement par le gel qui s'était produit dans la tourbe (p. 120). En 1969 cependant, J. Lundqvist montre clairement par le schéma d'une palse typique (fig. 1, p. 206) que certains pensaient encore à ce moment que la glace devait exister uniquement dans la tourbe. Il écrivait toutefois : "In exceptional cases, the palsas also consist of mineral soil." Zoltaï et Tarnocai (1971) soulignent aussi que les lentilles de glace sont plus importantes dans l'argile gelée que dans la tourbe. Brown (1973, p. 27) décrit les palses comme des buttes de tourbe recouvrant un sol minéral gelé dans lequel se trouvent principalement les lentilles de glace. Les descriptions données par Evseev (1973) montrent exactement la même chose. Ahman (1977) défend la même idée en précisant que la première condition pour la formation des palses est l'existence de formations minérales favorables à l'apparition de glace de ségrégation (p. 144). En 1986 enfin, Allard et al. précisent que "almost all palsas have a mineral core within which most of the segregation and heaving have taken place" (p. 285), opinion qui est maintenant généralement acceptée.



Figure 5. Une palse minérogénique de Hudsonie. Les buttes devant le lac sont dues à la formation dans le sol de glace de ségrégation. La couverture de tourbe est très mince et des silts apparaissent sur le versant de la butte. (Photo A. Pissart).

Palses entièrement minérales (figure 6).

C'est en 1972, avec la thèse de Wramner que sont apparus dans la littérature les "palsa like formation in mineral soil", qui sont donc des palses sans aucun dépôt de tourbe en surface. Ce travail publié en suédois était peu accessible et a mis longtemps à être internationalement connu. Lagarec, qui au Canada avait déjà signalé ces formes en 1973, écrit en 1976, après une description détaillée des palses de la région de Chimo au Canada : "il est souvent impossible, sinon falla-

cieux de définir la limite entre une palse minérotrophe et une butte constituée de matériel minéral et résultant du gonflement par le gel... les deux peuvent être voisines ... Sur le plan génétique il s'agit vraisemblablement des résultats des mêmes phénomènes." La même opinion se retrouve dans Payette et al. (1976) qui les désignent sous le terme "buttes cryogènes". Les publications se multiplient alors, et les formes sont dénommées successivement "purely minerogenic palsas with no peat cover" (Ahman 1977, p. 131), "palse minérale" (Dionne, 1978, Pissart et Gangloff, 1984),

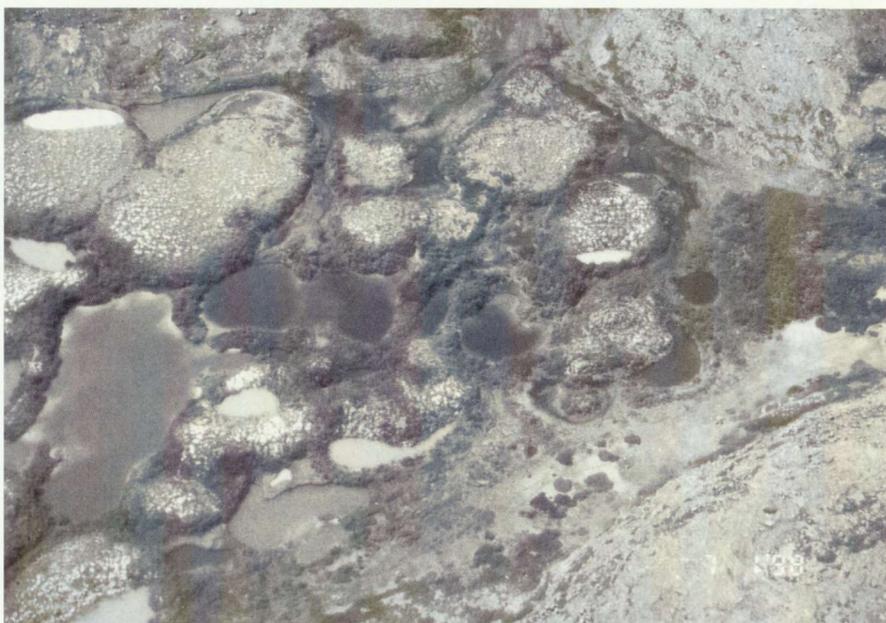


Figure 6. Vue aérienne d'un champ de lithalses de Hudsonie. (Photo A. Pissart).

"cryogenic mounds" (Lagarec, 1982), "mineral permafrost mounds" (Allard et al., 1986) et "palsas like mounds" (Harris 1993).

Le terme "palse minérale" créé par Dionne en 1978 nous a paru représenter la terminologie la plus adéquate et représenter exactement le type de formes qui a existé sur le plateau des Hautes Fagnes. Dès 1983, nous avons désigné sous ce nom les buttes dont les viviers constituent les traces (Pissart, 1983). Nous avons présenté en 1983 un essai de synthèse des connaissances actuelles, et étudié avec P. Gangloff en 1984 des paises minérales et organiques du Québec subarctique. Les conclusions auxquelles nous étions arrivés à ce moment n'ont pas changé et restent entièrement valables, à savoir que les buttes cryogènes des Hautes Fagnes étaient identiques à ces paises minérales du Québec.

Il est clair maintenant que nos articles de 1974 et 1975 étaient pour l'époque excellents puisqu'ils nous faisaient rattacher les buttes qui avaient donné naissance aux viviers des Hautes Fagnes à des formes dont nous donnions les caractéristiques alors qu'elles n'étaient pas encore bien connues.

Une confusion terminologique en ce qui concerne ces formes s'est toutefois développée et éternisée parce que pour certains le terme "palse minérale" ou "mineral palsa" était compris comme représentant aussi bien des paises sans tourbe que des paises avec une faible couverture de tourbe (Hirakawa, 1986; Worsley et al., 1995). Ces termes étaient compris comme l'équivalent de "minerogenic palsa", terme anglais désignant une butte tourbeuse dont le noyau gelé comprend une partie minérale et non une butte entièrement minérale. Rappelons enfin que Washburn en 1983 avait proposé d'utiliser "mineral palsa" pour désigner des formes dont le volume du sol minéral dépassait le volume de tourbe.

"Lithalse" devrait dorénavant remplacer "palse minérale".

Quand il est question des buttes périglaciaires qui ont existé dans les Hautes Fagnes, depuis 1983 le terme "palse minérale" a été retenu et a remplacé le terme de "pingo". Ce changement de terminologie a clairement constitué une avancée dans la connaissance du mécanisme de formation des

formes. Par contre le remplacement de "palse minérale" par "lithalse" que nous proposons maintenant, (Pissart et al., 1998) ne représente aucun progrès dans l'interprétation des formes, mais constitue une simple modification terminologique. Les paises recouvertes de tourbe et les buttes qui en sont dépourvues ont une origine identique, des dimensions absolument comparables et existent les unes à côté des autres comme cela a été souligné par les auteurs qui les ont étudiées en Scandinavie et en Hudsonie (Wranner, 1972; Lagarec, 1973, Ahman, 1977; Dionne, 1978). Et cependant, le terme de "palse minérale" n'a pas été accepté par tous. Des auteurs de Scandinavie et notamment M. Seppala (1986) ont affirmé que le terme lapon "palse" désigne toujours une butte tourbeuse et donc que ce terme ne peut être utilisé pour désigner des buttes qui en sont dépourvues. Et pourtant des auteurs scandinaves ont utilisé "Palsa like formation in mineral soil" (Wranner, 1972) et "pure mineral soil palsa with no peat; purely minerogenic palsa with no peat" (Ahman, 1977). Cette controverse se prolonge depuis de très nombreuses années et d'excellents auteurs ont adopté le même point de vue (Washburn, 1983, Nelson et al., 1992). Devant cette critique du terme "palse minérale", nous proposons (Pissart et al., 1998) de le remplacer par le terme "lithalse", inventé par S.Harris en 1993 pour des buttes minérales du Yukon que nous avons pu observer sur le terrain en 1996.

La ressemblance du terme "lithalse" avec le mot "palse" suggère heureusement la similitude complète d'origine et la ressemblance qui existe entre ces deux types de buttes cryogènes. Nous espérons que notre proposition sera internationalement acceptée et permettra aux chercheurs travaillant la question de mieux se comprendre. Ce n'est toutefois que dans plusieurs années que nous verrons si cette proposition a été suivie.

En conclusion, nous proposons donc de conserver le terme "vivier" pour désigner les traces des buttes cryogènes qui sont apparues sur le plateau des Hautes Fagnes à la fin de la dernière glaciation et de dénommer "lithalses" les formes qui n'étaient pas recouvertes de tourbe qui leur ont donné naissance. Si de la tourbe existait sur une butte, ce qui a été le cas (au moins partiellement) pour une forme de la Kon-

nerzvenn, le terme palse peut être utilisé. Par similitude avec la terminologie anglaise, et pour éviter toute nouvelle confusion, il serait heureux de parler pour cette forme qui avait incontestablement un noyau minéral gelé de "palse minérogénique" (en anglais : minerogenic palsa) ou de "palse minérotrophe" qui a été employé dans un article en français par Lagarec en 1976.

BIBLIOGRAPHIE :

- Ahman, R., 1977. Palsar i Nordnorge (Summary : Palsas in Northern Norway). *Meddelanden fran Lunds Universitets Geografiska Institution*, 156 p.
- Allard, M., Seguin, M. K. & Levesque, R., 1986. Palsas and mineral permafrost mounds in northern Quebec. In : Gardiner, V. *International Geomorphology*, Part II, John Wiley & Sons, Ltd. : 285-309.
- Bastin, B., 1985. Etude palynologique d'une couche de tourbe mise au jour dans le "rempart" d'une "palse" de la Konnerzvenn. *Hautes Fagnes*, n°179, 51 (3) : 72-73
- Bouillenne, R. et M., avec la collaboration de S. Defossez, l'Abbé Ch. Dubois, J. Dambon et A. Willam, 1937. Les viviers du plateau de la Baraque Michel. *Bulletin de la Société royale des Sciences de Liège*, 12 : 404-427.
- Brown, R. J. E., 1973. Ground ice as an initiator of landforms in permafrost regions. 3rd Guelph Symposium on Geomorphology. *Research in polar and alpine Geomorphology, Proceedings* : 25-42.
- Cailleux, A. et Taylor, 1954. *Cryopédologie. Etude des sols gelés*. Actualités scientifiques et industrielles, Expéditions polaires françaises. missions Paul-Emile-Victor, Hermann & Cie, éditeurs, Paris, 220 p. Dionne, J. C., 1978. Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 32 (3) : 187-247.
- Evseev, V. P., 1973. Monticules de boursoufflement de migration. *Second international conference on Permafrost*. Yakutsk. 2 : 98-102.
- Fontaine, S., 1986. In memoriam! Voie "romaine" des Hautes Fagnes, "pingos", ... et compagnie: plaidoyer pour un retour à l'authenticité wallonne. *Hautes Fagnes*, 52 (2) : 45-47.
- Forsgren, B., 1968. Studies on palsas in Finland, Norway and Sweden, 1964-1966. *Biuletyn Peryglacjalny*, 17 : 117-123.
- Frazer, J. K., 1956. Physiographic notes on features in the Mackenzie delta area. *Le Géographe canadien*, 8 : 18-23.
- Hirakawa, K., 1986. Development of a palsa bog in central highland, Iceland. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, 21 : 111-122.
- Lundqvist, G., 1953. Tillägg till palsfragan. *Geol. Fören. Förhandl.*, 73 : 149-154.
- Lundqvist, J., 1969. Earth and ice mounds: a terminological discussion. In: Péwé, T. L. *The periglacial environment*, Montreal, McGill-Queen's University Press : 203-215.
- Maarleveld, G. C. et Van Der Toorn, 1955. Pseudo-sölle in Noord-Nederland. *Tijdschrift van het koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap*, 72 (4) : 344-360.
- Harris, S. H., 1993. Palsa-like mounds developed in a mineral substrate, Fox Lake, Yukon territory. *Sixth International Conference on Permafrost*, July 5-9, 1993 *Proceedings*, Beijing, China. 1 : 238-243.
- 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.

Lagarec, D., 1982. Cryogenetic mounds as indicators of permafrost condition, northern Quebec. In: French, H. M., edit., *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.

Nelson, F. E., Hinkel, K. M. & Outcalt, S. I., 1992. Palsa-scale frost mounds. In: Dixon, J. C. & Abrahams, A. D., *Periglacial Geomorphology : Proceedings of the 22nd Annual Binghamton Symposium in Geomorphology*, Chichester, John Wiley and Sons : 305-325.

Payette, S., Samson, H. & Lagarec, D., 1976. The evolution of permafrost in the taiga and in the forest-tundra, western Quebec-Labrador Peninsula. *Journal canadien de la recherche forestière*, 6 (2) : 203-220.

Pissart, A. 1953. Les coulées pierreuses du plateau des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 76 : 203-219.

Pissart, A. 1956. L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 79 : 119-131.

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 : 277-289.

Pissart, A., 1967. Les pingos de l'île Prince Patrick (76°N-120°W). *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. 1976. Les dépôts et la morphologie périglaciaires de la Belgique. *Géomorphologie de la Belgique. Hommage au professeur P. Macar*. Chapitre 8. Edit. A. Pissart, Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège, p.115-135.

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. 1986. Pingos et palses : un essai de synthèse des connaissances actuelles. *Hautes Fagnes*, 52 (3) : 67-78.

Pissart, A. Bastin, B. et Juvigné E. 1975. L'origine des viviers des Hautes Fagnes : traces de pingos ou de palses ? *Hautes Fagnes*, 1975 (1) : 9-38.

Pissart, A. & Gangloff, P., 1984. Les palses minérales et organiques de la vallée de l'Ave-neau, 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 (palses minérales). *Biuletyn Peryglacjalny*, 37: 141-154.

Pissart, A., Juvigné, E., Woillard, G. et Thorez, J., 1972. Les cicatrices de pingos de le Brackvenn (Hautes Fagnes). *Compte rendu de l'excursion du 3 juillet 1971. Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège*, 67 : 281-294.

Pissart, A. et 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.

Pissart, A. et Juvigné, E., 1985. L'âge et l'origine des viviers des Hautes Fagnes. *Hautes Fagnes*, n°179, 57 (3) : 71.

Ruuhijärvi, R., 1960. Über die regionale Einteilung der nord-finnischen Moore. *Ann. Botan. Soc. "Vanamo"*, 31 (1), 360 p.

Toussaint, F., 1937. Les viviers de la Fagne. *Hautes Fagnes*, 9 : 296.

Washburn, A. L., 1983. What is a palsa ? In: H. Poser und E.Schunke, *Mathematisch-Physikalische Klasse, Dritte folge*, Mesofirmen des reliefs im heutigen Periglazialraum. Bericht über ein Symposium, Göttingen, Vandenhoeck & Ruprecht, 35 : 34-47.

Worsley, P., Gurney, S.D., & Collins, P.E.C., 1995 - Late Holocene "mineral palsas" and associated vegetation patterns : a case study from lac Hendry, Northern Québec, Canada and significance for European Pleistocene thermokarst. *Quaternary Science Reviews*, 14 : 179-192.

Wramner, P., 1967. Studier av palsmyrar i Laivadalen, Lappland. *Teknik och Natur, (Göteborg)* : 435-449.

Wramner, P., 1972. Palslika bildningar i mineraljord. Nagra iakttagelser fran Taavavuoma, Lappland (Summary : Palsa-like formation in mineral soil. Some observations from Taavavuoma, Swedish Lapland.). *Göteborgs Universitet Naturgeografiska Institutionen, Guni rapport 1*, 60 p.

Washburn, A. L., 1983. What is a palsa ? In: H. Poser und E.Schunke, *Mathematisch-Physikalische Klasse, Dritte folge*, Mesofirmen des reliefs im heutigen Periglazialraum. Bericht über ein Symposium, Göttingen, Vandenhoeck & Ruprecht, 35 : 34-47.

Zoltai, S. C. & Tarnocai, C., 1971. Properties of a wooded palsa in northern Manitoba. *Arctic and Alpine Research*, 3 (2) : 115-129.



Vue de la Fagne des Deux-Séries depuis la Fontaine au Pas. (Photo F. Théâtre).

Les viviers des Hautes Fagnes. Le mode de formation des paises et des lithalses

par Albert PISSART, Professeur émérite à l'Université de Liège.

Résumé

Les viviers des Hautes Fagnes ont été interprétés d'abord comme des traces de pingos, c'est à dire comme résultant de l'injection d'eau vers la surface depuis une nappe aquifère mise sous pression par le gel. Cette explication a dû être abandonnée lorsqu'il est apparu que le mécanisme de formation des pingos n'a pas pu se développer en des endroits où les viviers sont très nombreux.

C'est de la glace de ségrégation, dont les conditions d'apparition sont expliquées, qui est à l'origine des paises et des lithalses qui ont existé sur le Haut Plateau. Ces buttes périglaciaires sont constituées de glace formée presque entièrement à la partie inférieure d'un pergélisol en train de se développer. Les lentilles de glace sont, dans ces buttes, de plus en plus espacées et de plus en plus épaisses avec la profondeur. Une petite partie de l'élévation de ces buttes résulte cependant de la formation de glace d'accroissement apparue au contact entre la couche active et le pergélisol.

Parmi les buttes qui ont existé dans les Hautes Fagnes, il y a eu vraisemblablement, à côté de buttes individuelles massives ou allongées, des plateaux palsiques ou lithalsiques. Les reliefs anarchiques qui existent à proximité de viviers caractéristiques en quelques endroits du haut plateau pourraient résulter de la fusion de plateaux lithalsiques.

Introduction

Dans un article paru en 1986 dans la revue "Hautes Fagnes", nous avons fait le point des connaissances et discuté des mécanismes génétiques qui interviennent dans la formation des pingos et des paises. Nous renvoyons le lecteur à cet article qui décrit les formes connues dans les régions froides et nous rappellerons seulement ici les phénomènes qui concernent directement les viviers des Hautes Fagnes, en soulignant toutefois quelques connaissances nouvelles.

Avant de considérer l'origine des lithalses, nous rappellerons tout d'abord rapidement les raisons pour lesquelles l'hypothèse "pingos" a été abandonnée.

Raisons pour lesquelles l'hypothèse "pingo" a été rejetée

Les mécanismes de formation des pingos n'ont pu se développer dans les Hautes Fagnes.

La formation des pingos est liée à la mise sous pression d'une nappe aquifère localisée dans des sédiments grossiers au sein desquels existe de l'eau libre. Cette mise sous pression de l'eau du sol est, dans le cas des pingos du type Mackenzie (ou pingos apparus en système fermé), liée à l'apparition d'une poche non gelée de sédiments grossiers, sableux ou graveleux, poche entourée de toutes parts par des formations gelées imperméables. Le gel progressif de l'eau de cette poche met la nappe aquifère sous pression (hydrostatique) d'une manière comparable à ce qui se passe lorsque de l'eau comprise dans une bouteille est prise par le gel. La pression liée au

changement de phase, c'est-à-dire à la transformation de l'eau en glace, est énorme puisqu'elle peut dépasser 2100 kg par cm² à -21°C ; bien avant d'atteindre cette pression maximum, le phénomène provoque l'éclatement de la bouteille. Dans la poche de sédiments sableux gorgés d'eau qui existe sous un pingo en croissance, la pression est telle que de l'eau est expulsée. Celle-ci peut apparaître à la surface (parfois comme un véritable geyser), mais le plus souvent cette eau est injectée sous le sol gelé superficiel et, en le soulevant, donne naissance à un pingo (figure 1). L'eau qui est injectée gèle par la suite et est appelée alors glace d'injection.

Un second type de pingo existe dans des régions moins froides. Ils apparaissent au pied de versants qui interviennent dans la mise sous pression (hydraulique) d'une nappe aquifère. De l'eau circule sous le pergélisol et est mise en charge sur le versant par la différence d'altitude (figure 2). Il est très probable que, dans ce type de forme, le gel intervient aussi dans la mise sous pression de la nappe (Holmes et al., 1968, Yoshikawa, K., 1998). Ces pingos sont connus comme du type

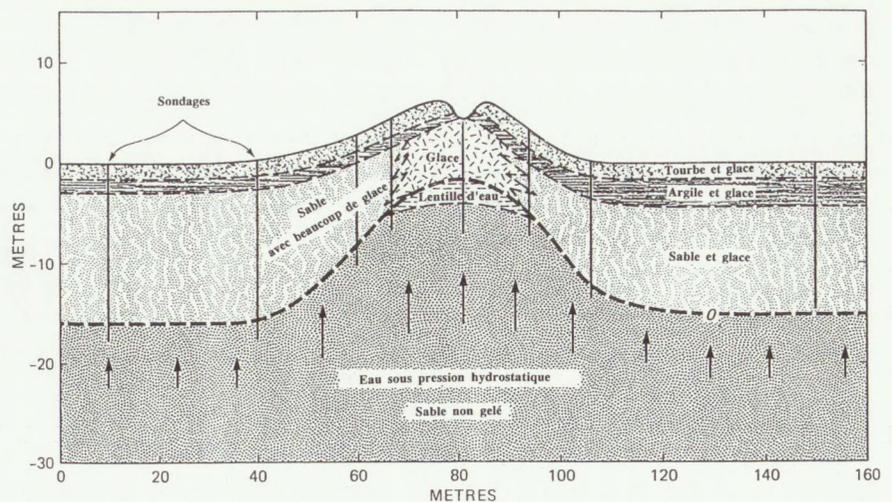


Figure 1. Coupe transversale au travers un pingo en croissance du Delta de Mackenzie. L'eau est injectée sous la lentille de glace depuis une poche de sédiments sableux en cours d'engel (Mackay, 1988). Cette eau gèle ensuite en donnant de la glace dite d'injection. L'injection se fait sous le pingo en croissance parce que le pergélisol y est plus mince et aussi parce que la glace se déforme plus facilement que le sol gelé.

Groenland (ou en système ouvert).

Ces explications établissent que les pingos n'apparaissent qu'aux endroits où existent des formations grossières, sableuses ou graveleuses, au sein desquelles se trouvent des nappes aquifères. Il faut ajouter que les systèmes d'apparition de ces buttes ne fonctionnent que si un lac a permis la formation d'un système fermé ou si un versant est susceptible de mettre une nappe aquifère en charge sur la pente.

Ces conditions ne sont pas rencontrées dans les zones où aujourd'hui sont répartis les viviers des Hautes Fagnes. Des sondages ont en effet montré qu'il n'y a pas de sables dans la Brackvenn et sur la crête de Malchamps où les formes sont très nombreuses (Pissart, 1974). Par ailleurs, des lacs n'ont jamais existé dans les Fagnes au Quaternaire et des pentes où une mise en charge aurait pu se produire sont totalement absentes en contre-haut de zones où les viviers sont nombreux (Malchamps par exemple). En bref, les viviers des Hautes Fagnes ne correspondent pas à des sites qui permettraient l'apparition de pingos.

La densité de viviers (nombre au km²) est supérieure aux densités connues pour des pingos.

La densité des viviers qui, en de nombreux endroits des Hautes Fagnes sont contigus (figure 3), ne correspond pas du tout à la densité des pingos actuels. Ceux-ci sont toujours dispersés, aussi bien en système ouvert qu'en système fermé. En système fermé, Stager (1956) parle d'une densité de 20 pingos par mile carré, soit moins de 8 pingos par km² pour une zone qu'il définit comme ayant la plus haute concentration du delta du Mackenzie. En système ouvert, la densité est inférieure à 1 pingo par Km² si l'on en juge par les travaux de Holmes et al. (1968) en Alaska et de Hughes (1969) au Yukon.

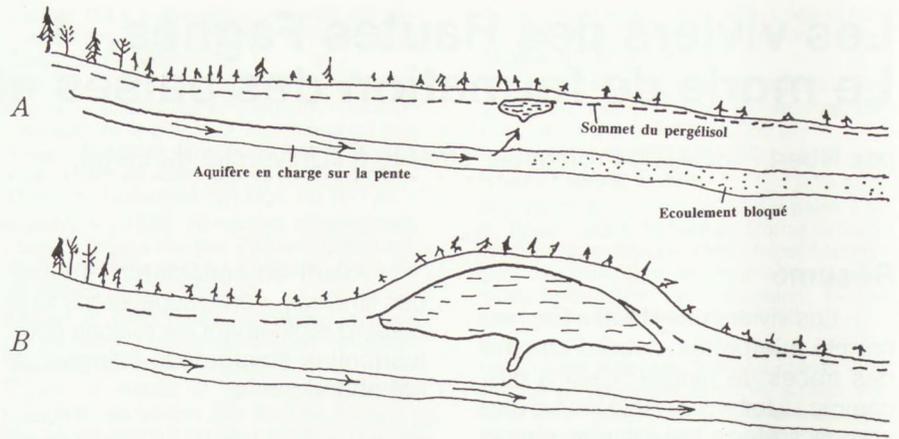


Figure 2. Schéma montrant comment se forme un pingo en système ouvert, d'après Holmes et al. (1968).

A : Première année, l'eau souterraine sous pression artésienne circule sous le pergélisol. Lorsque l'exutoire est gelé, l'eau est injectée dans des formations meubles entre le sommet du pergélisol et la base de la couche active gelée.

B : Quelques années plus tard un gros noyau de glace s'est formé. Le chenal emprunté par l'eau vers le pingo est à son tour obstrué et l'eau doit trouver un exutoire ailleurs.

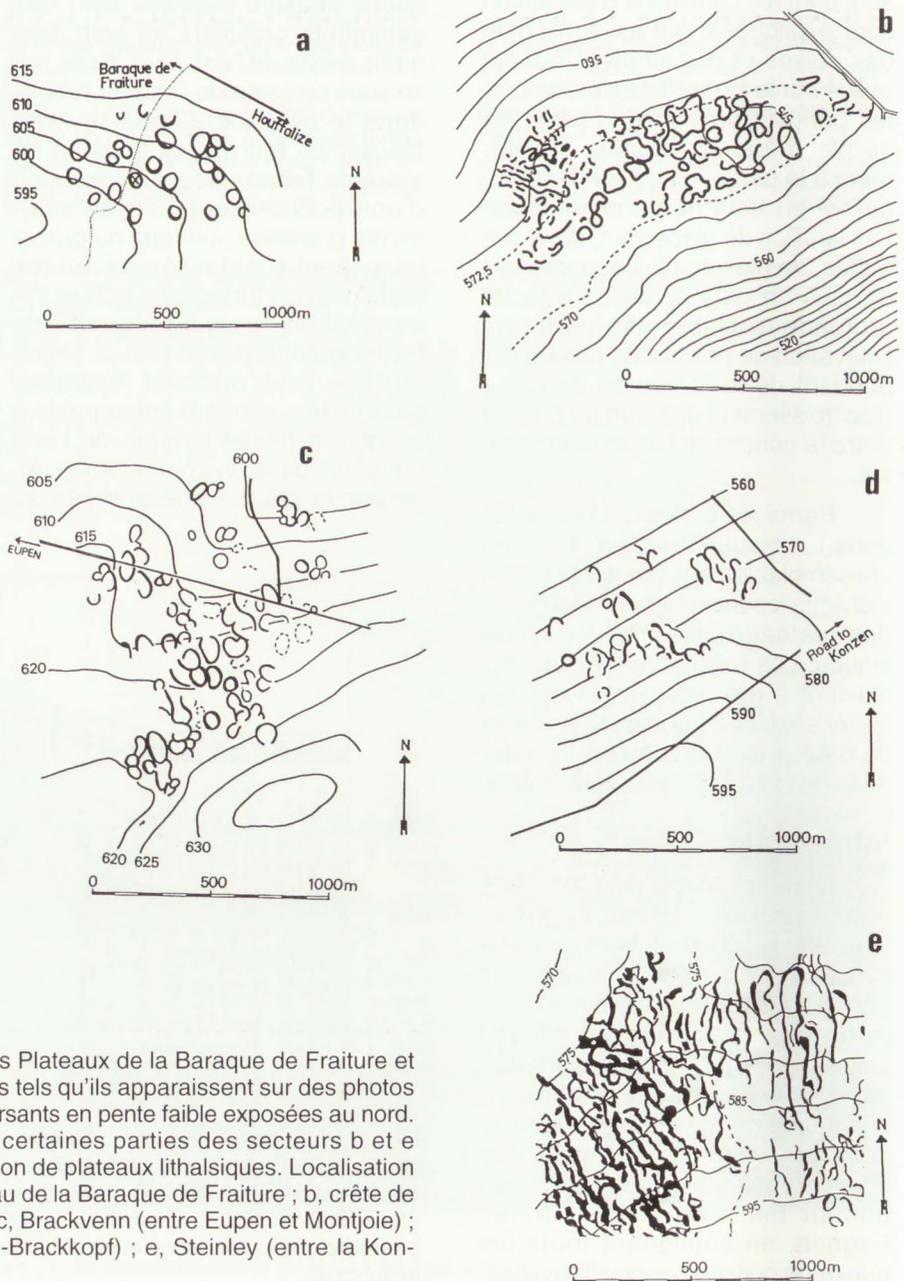


Figure 3. Répartition, dans cinq secteurs des Plateaux de la Baraque de Fraiture et des Hautes Fagnes, des remparts des viviers tels qu'ils apparaissent sur des photos aériennes. Les formes sont toutes sur des versants en pente faible exposés au nord. La topographie extrêmement confuse de certaines parties des secteurs b et e témoigne vraisemblablement de la dégradation de plateaux lithalsiques. Localisation des différents secteurs : a, sommet du plateau de la Baraque de Fraiture ; b, crête de Malchamps (entre Spa et Francorchamps) ; c, Brackvenn (entre Eupen et Montjoie) ; d, est de Steinley (près de la route Konzen-Brackkopf) ; e, Steinley (entre la Konzenvenn et Konzen).

La période froide qui leur a donné naissance paraît trop courte pour faire grandir de si nombreux pingos.

Enfin, comme nous le montrons lorsque nous précisons la période froide pendant laquelle ces buttes sont apparues, il est douteux que de si nombreux pingos, dont la croissance est lente et qui ne peuvent grandir simultanément les uns près des autres, aient pu apparaître au cours du Dernier Dryas qui a duré seulement 1500 ans.

La glace de ségrégation

Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de lithalses qui, comme les paises (mais sans couverture tourbeuse), apparaissent par accumulation dans le sol de glace de ségrégation. Pour bien comprendre la formation de ces buttes, il est indispensable de rappeler ici comment se constitue ce type de glace.

Mécanisme de formation

La glace de ségrégation est formée de lentilles qui se développent dans des sols de granulométrie fine. Le terme "ségrégation" évoque la séparation au sein du sol de l'eau et de la matière minérale, de la même manière que l'on parle de ségrégation raciale lorsque l'on sépare des personnes de races différentes. La formation de lentilles de glace au sein du sol résulte de la migration de l'eau dans les capillaires par un phénomène identique à celui qui s'effectue dans un sol qui s'assèche, par exemple, lorsqu'il est exposé à l'action des rayons du soleil. Dans cette circonstance, ce n'est en effet pas seulement la couche de surface qui voit sa teneur en eau diminuer mais, du moins lorsque la granulométrie est favorable, toute la partie supérieure du sol. L'eau migre en effet alors par les films capillaires depuis la profondeur vers la surface. Lors du gel d'un sol, il se produit un phénomène identique : l'épaisseur du film capillaire diminue à l'emplacement où l'eau devient de la glace, c'est-à-dire contre les lentilles de glace en croissance, et la tendance à reconstituer les films capillaires provoque la migration de l'eau vers le front de gel (figure 4). La seule différence avec le phénomène d'évaporation consiste dans le fait que, lors du gel, l'eau reste présente dans le sol sous forme de lentilles de glace, tandis que la vapeur qui apparaît par évapora-

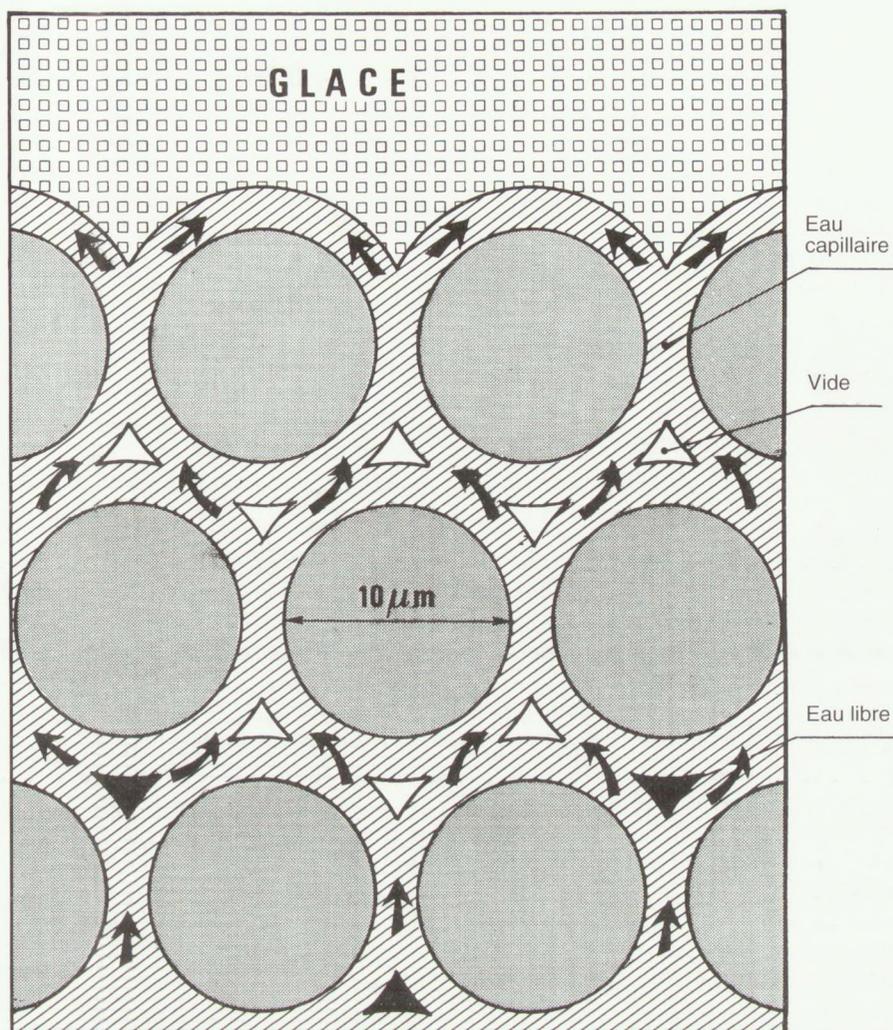


Figure 4. Schéma expliquant le mécanisme de migration d'eau capillaire dans les sols et donc l'alimentation des lentilles de glace de ségrégation. Une lentille de glace de ségrégation est dessinée en haut de la figure; le gel progresse de haut en bas; la lentille de glace est nourrie par la congélation d'une partie du film capillaire; l'aminçissement de ce film capillaire entraîne la migration de l'eau depuis la profondeur.

tion disparaît dans l'atmosphère. Il faut souligner en passant le rôle important des phénomènes de surfusion. C'est souvent parce que l'eau migre dans les capillaires à une température inférieure à 0°C que le déplacement de l'eau peut se poursuivre. Cette migration de l'eau vers le front de gel est appelée cryosuc-
sion.

Les conditions nécessaires pour qu'apparaisse cette cryosuc-
sion, et donc la glace de ségré-
gation, sont les suivantes :

- 1) l'existence d'eau dans le sol.
- 2) une granulométrie du sol permettant la présence d'eau capillaire. Le limon est le sédiment le meilleur. Dans des sables grossiers, comme il n'existe pas de films capillaires, de la glace de ségrégation ne peut apparaître. Dans des argiles, la perméabilité très faible n'autorise

qu'une migration très lente de l'eau, peu favorable à la formation des lentilles de glace.

3) un gel lent. Si le gel est brutal, l'eau capillaire n'a pas le temps de se déplacer et est figée sur place sans permettre la croissance de lentilles. Si la migration de l'eau capillaire est très lente (en raison d'une faible perméabilité du terrain), un refroidissement très lent est aussi indispensable pour que le phénomène se développe.

La glace de ségrégation apparaît fréquemment en Belgique

Ces trois conditions sont très souvent remplies, aussi l'apparition de glace de ségrégation est un phénomène extrêmement banal. Tout le monde a l'occasion de l'observer dans notre pays. Les aiguilles de glace qui apparaissent à la surface

de sols limoneux humides et que l'on observe chaque hiver dans les Hautes Fagnes constituent une forme particulière de cette glace. Dans ce cas, la glace de ségrégation apparaît à la surface ou sous une couche très fine de sol, et les aiguilles de glace sont nourries par de l'eau capillaire qui arrive à la partie inférieure des aiguilles. La croissance se poursuit jusqu'au moment où le gel pénètre dans le sol et arrête la migration de l'eau.

La formation de glace de ségrégation apparaît aussi indirectement lorsque des flaques d'eau gèlent, car c'est ce phénomène qui fait apparaître des poches d'air sous la lame de glace qui témoigne du niveau de l'eau au début du gel. Le niveau de l'eau s'abaisse à la suite de la migration par cryosuccion de l'eau depuis la flaque vers les bords où elle s'accumule sous forme de glace de ségrégation.

L'apparition de glace de ségrégation dans le sol entraîne un soulèvement de celui-ci, phénomène souvent observé dont on note fréquemment des effets indirects comme l'impossibilité d'ouvrir des portes (non basculantes) de garage lors de périodes de gel. Ce soulèvement du sol par le gel est connu depuis très longtemps, mais il a été seulement correctement expliqué en 1929, lorsque Taber a montré par des expériences que le soulèvement d'un sol soumis au gel n'était pas dû à la simple augmentation de volume de l'eau qui se trouvait dans le sol comme on le croyait jusqu'alors, mais à l'arrivée d'eau par cryosuccion dans le sol en train de geler.

L'accumulation sous forme de glace de quantités importantes d'eau dans le sol qui gèle a des conséquences importantes lors du dégel. A ce moment, surtout lorsque le sol est toujours gelé en profondeur, c'est à dire lorsque le sol gelé imperméable empêche le retour de l'eau en profondeur, la fonte des lentilles provoque une sursaturation en eau du sol. C'est ce phénomène qui provoque l'apparition d'une couche de boue si glissante pour les footballeurs lorsque la température redevient positive après une nuit de gel. Ce même processus de sursaturation du sol est responsable de la destruction des routes lorsque, après une longue période de gel qui a fait apparaître de la glace de ségrégation en profondeur, des véhicules lourds les empruntent au moment du dégel. Autrefois, pour éviter

cette destruction des routes, on élevait des barrières de dégel, c'est-à-dire que l'on interdisait la circulation des véhicules lourds au moment où l'assise des routes était instable. C'est pour empêcher la formation de glace de ségrégation que l'on dispose du sable sous les routes lors de leur construction, car ce sable, en limitant la présence d'eau capillaire, empêche la cryosuccion de se produire.

En bref, la glace de ségrégation apparaît aisément en période de gel. Les conséquences de sa formation sont diverses et sont étudiées par les ingénieurs pour la protection des routes, mais aussi par les agronomes, car le soulèvement du sol brise les radicelles des jeunes plantes. La sursaturation du sol au dégel est responsable par ailleurs d'autres phénomènes dont le plus connu est la solifluxion qui permet le déplacement de sols boueux sur des pentes faibles.

L'apparition et la croissance des lithalses ou des paises ne font donc pas appel à un processus exceptionnel comme celui qui donne naissance aux pingos, mais à un phénomène très banal.

Les paises et lithalses

Comme nous l'avons vu dans l'article paru dans le dernier numéro de la présente revue, les paises et lithalses ont une origine identique. Le texte ci-dessous s'applique indifféremment à ces deux types de buttes. Celles-ci ne se développent qu'en présence d'un pergélisol, car c'est l'accumulation de glace, année après année dans un sol qui ne dégèle pas en été (c'est à dire dans un pergélisol), qui permet la formation de buttes cryogènes importantes comme celles que nous considérons. Il est donc indispensable de dire quelques mots des phénomènes qui déterminent la température du sol et qui contrôlent ainsi la répartition du pergélisol, avant de voir comment apparaissent les paises proprement dites.

Le pergélisol

Rappelons qu'un pergélisol, c'est-à-dire une partie du sol qui reste sous 0°C pendant au moins deux années consécutives (Van Everdingen, 1998), n'apparaît que dans des régions où la température moyenne annuelle est inférieure à 0°C. Il n'y a cependant pas une relation univoque entre la température de l'air

et la température du sol (permettant de déduire l'une de l'autre) car de nombreux facteurs influencent la température du sol. Le plus important est la couverture neigeuse qui constitue l'hiver un excellent isolant thermique et dont l'inégale distribution en surface a une influence déterminante sur la répartition du pergélisol dans la zone où ce dernier est discontinu. Là où la neige est accumulée par le vent, la température du sol est plus élevée. Lorsque, par contre, la neige est retenue dans les branches des arbres et qu'elle ne protège pas le sol du refroidissement, la température du sol est plus basse ; d'autre part, souvent une végétation peu élevée qui provoque l'accumulation de neige (qui autrement serait emportée par le vent) joue un rôle inverse. La végétation joue donc un rôle important, mais extrêmement complexe, car elle intervient aussi en protégeant le sol des rayons du soleil, en modifiant l'action du vent, en augmentant l'évaporation, etc. Le relief (par son influence sur l'exposition), le drainage du sol (en relation avec le taux d'humidité), la nature du sol (par sa conductibilité thermique), le gradient géothermique ... tous ces facteurs interviennent pour déterminer les caractéristiques du pergélisol et son développement. L'ensemble de ces éléments explique que la température du sol varie souvent de plusieurs degrés sur une distance de quelques dizaines de mètres.

Toute modification de l'un des facteurs considérés, comme aussi toute modification de la température de l'air, est susceptible d'entraîner, soit un refroidissement, soit un réchauffement du sol, c'est-à-dire la formation d'un pergélisol ou sa disparition, du moins quand on se trouve à la limite méridionale du pergélisol. Rappelons que, comme la température du sol est plus élevée que celle de l'air (3,3°C en moyenne, mais avec des fluctuations comprises entre 0,5 et 6°C), les premiers îlots de pergélisol apparaissent habituellement au nord de l'isotherme annuelle de l'air de -1,1°C (Brown, 1970). La limite du pergélisol continu, c'est-à-dire la limite du territoire totalement occupé par le pergélisol était au départ considérée comme voisine de l'isotherme de -6,6°C au Canada, mais la carte de l'Alaska de Brown et Péwé (1973) la localise parfois au nord de l'isotherme de -8°C.

Variations des températures dans un plateau lithalsique au cours d'une année.

La figure 5 montre comment varie la température du sol au cours d'une année au sein d'un pergélisol, à savoir sous un plateau lithalsique de Hudsonie, étudié par Allard et al. (1996) (figure 6). Le sol superficiel est gelé l'hiver ; l'été, il dégèle. Cette partie du sol dont la température fluctue autour de 0°C chaque année est appelée la couche active. Avec la profondeur, la variation annuelle de température diminue, puis disparaît. A plus grande profondeur, à partir de ce point, la température s'élève progressivement en relation avec le gradient géothermique.

Sur la même figure 5 sont données, en chiffres romains, les différentes zones de répartition de la glace du sol au sein de ce plateau lithalsique.

Apparition d'un pergélisol et soulèvement permanent du sol. Formation des paises et lithalses.

Si de l'eau existe dans le sol et que la granulométrie est favorable, de la glace de ségrégation apparaît dans la couche active (qui gèle chaque hiver), mais évidemment elle disparaît au moment du dégel l'été suivant. Le sol se soulève ainsi l'hiver, puis retombe au printemps.

Si à la suite d'un refroidissement qui peut résulter, soit d'hivers plus rigoureux qui déterminent un gel plus marqué, ou d'étés plus frais qui limitent l'importance du dégel, une couche gelée persiste pendant deux étés, un pergélisol est apparu. La glace formée dans cette partie du sol va se conserver tant que le pergélisol est conservé et, en conséquence, le soulèvement va subsister.

La figure 7 esquisse l'évolution qui se produit : apparition d'un îlot de pergélisol et développement de ce dernier vers le bas. De la glace de ségrégation y apparaît si la granulométrie et l'humidité sont favorables ; ce phénomène va déterminer la croissance en hauteur de la butte. Le gel pénétrant de plus en plus lentement avec la profondeur, le gradient de température va diminuer et les conditions de températures vont être de plus en plus favorables à la croissance de glace de ségrégation. Les lentilles de glace très fines et nombreuses au som-

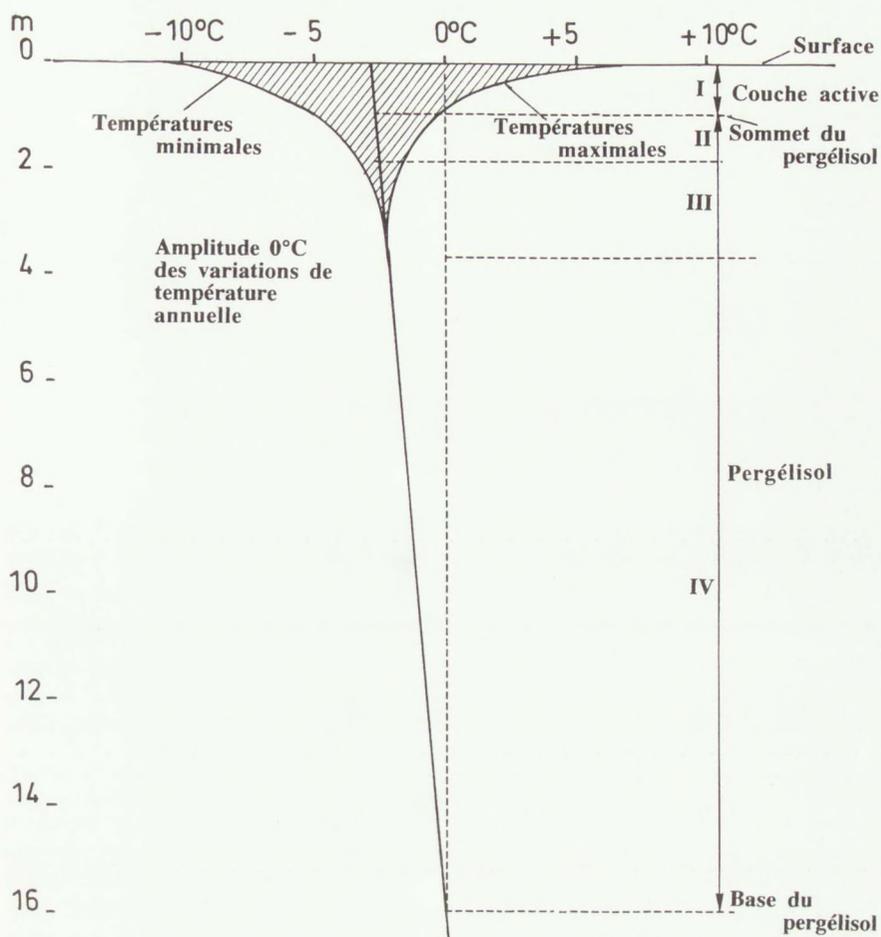


Figure 5. Répartition probable des températures au cours d'une année et distribution de la glace d'après les observations réalisées dans le plateau lithalsique visible sur la figure 6 par Allard et al., 1996. Les données ne sont pas tout à fait identiques dans les différents sondages qui ont été réalisés car cette forme localement se soulève, en d'autres endroits est stable et, en d'autres endroits encore, est en cours d'affaissement. L'axe vertical donne en mètres la profondeur; l'axe horizontal, la température en °C. La couche active a une épaisseur de 0,80 m et le pergélisol, 15 m de développement. Le niveau où l'amplitude annuelle est de 0°C est entre 3 et 4 m de profondeur. Au dessus de ce point, la zone hachurée donne les limites des fluctuations des températures annuelles (été et hiver).

Sous la couche active (I), existe au sommet du pergélisol, sur une épaisseur de 1 m (couche II), une très forte teneur en glace (50 à 80% en volume) qui est de la glace d'accroissement ; la couche III a une faible teneur en glace (10 à 30%) ; tandis que la couche IV comprend, avec une teneur de 50 à 80 %, la glace de ségrégation responsable de l'essentiel du soulèvement de ce plateau lithalsique. L'épaisseur des lentilles de glace s'accroît avec la profondeur, de même que leur espacement. La couche de glace la plus épaisse (20 cm) se trouve à 15 m de profondeur.

La température moyenne annuelle en cet endroit a été de -7,89 °C en 1988-1989 et de -5,40°C en 1989-1990.

met du pergélisol deviennent plus épaisses et aussi plus espacées avec la profondeur. Dans la lithalse à laquelle se rapportent les figures 5 et 6, la couche la plus épaisse de glace de ségrégation a été rencontrée à 15 m de profondeur et avait une épaisseur de 20 cm.

Si des conditions favorables à la formation de glace de ségrégation se poursuivent en profondeur c'est-à-dire dans les formations où se développe progressivement le pergélisol, l'accumulation de glace

qui détermine le soulèvement de la surface va se poursuivre jusqu'au moment où la force capillaire qui alimente les lentilles de glace ne sera plus capable de soulever les formations surincombantes. Ainsi s'explique que les paises les plus élevées ne dépassent guère 10 m d'élévation.

La figure 5 montre également qu'une accumulation de glace se produit au sommet du pergélisol (couche II) immédiatement sous la couche active. En cet endroit appa-



Figure 6. Photo du plateau lithalsique de Hudsonie étudié par Allard et al. (1996). Ce plateau est apparu il y a moins de deux siècles à la suite du retrait de la mer (conséquence du relèvement isostatique qui s'est produit après la fonte de la calotte glaciaire). Les données de la figure 5 correspondent aux observations recueillies sous ce plateau lithalsique.

raît un type de glace particulier appelé "glace d'accroissement". Cette glace se forme essentiellement au début de l'hiver lorsque la couche active est reprise par le gel. Deux fronts de gel apparaissent à ce moment. Le premier descend rapidement de la surface vers la profondeur avec le refroidissement extérieur. Le second progresse de bas en haut depuis le sommet du pergélisol par transmission du froid qui y est accumulé. En cet endroit, forcément très humide, le gel progresse très lentement. Il y fait apparaître, si la granulométrie est favorable, une lentille de glace de ségrégation qui soulève toute la couche active sans en faire varier l'épaisseur. La mise en évidence de ce type de glace dans des buttes cryogènes est récente et a été clairement démontrée par Allard et al. (1996) qui lui attribuent 15% de l'élévation du plateau lithalsique que montre la figure 6 (soit 85 cm sur 5,60 m d'élévation). L'existence d'un tel enrichissement en glace avait déjà été observé au sommet des paises, mais son mode de formation et sa contribution à l'élévation des paises n'avaient pas été soulignés (Ahman, 1976 ; Dever et al., 1984 ; Seppälä, 1988 ; Fortier et al., 1991, Harris, 1993). Le problème du mécanisme d'enrichissement en glace du sommet du pergélisol, phénomène qui est observé aussi en dehors des paises, a été discuté

par différents auteurs dont Burn (1988) qui a souligné, en plus du mécanisme décrit ci-dessus, que la migration de l'eau sous 0° C s'effectue vers les régions les plus froides et que, dans cette zone peu perméable car partiellement gelée, ce phénomène est plus important que la gravité.

La formation de paises isolées

Les paises et les lithalses les plus simples sont des buttes isolées. Leur mécanisme d'apparition est tout à fait semblable à celui que montre la figure 7 qui correspond à l'apparition d'une forme plus grande qui peut être appelée un plateau lithalsique. Actuellement, on ne peut pas encore expliquer quels phénomènes déterminent la localisation exacte de ces buttes et donc, dans les Hautes Fagnes comme dans les régions froides actuelles, on ne peut pas encore justifier pourquoi les différentes formes se trouvent en des endroits précis. Une meilleure connaissance des formations superficielles des zones à viviers fournira peut-être des explications.

Une fois que la lithalse est apparue, il est assez facile de comprendre pourquoi elle se conserve et se développe. En effet, sous les buttes, la température du sol s'abaisse du fait de l'existence de la butte elle-même, car la couverture de neige y est emportée par le vent.

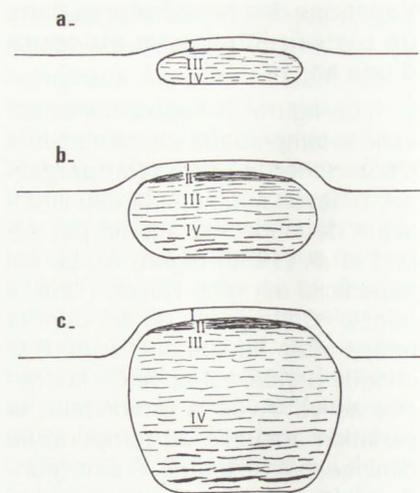


Figure 7. Trois stades de croissance d'un plateau lithalsique en relation avec le développement d'un pergélisol (d'après Allard et al., 1996, mais modifié parce que nous ne croyons pas à la continuité des lentilles de glace). Les conditions d'apparition des lithalses des Hautes Fagnes ont été différentes de celles du plateau lithalsique décrit par Allard et al., car celui-ci s'est formé à la suite de l'émergence de formations silteuses marines, tandis que dans les Hautes Fagnes les formes sont apparues à la suite d'un refroidissement climatique, comme nous le verrons dans un prochain article.

Notre ignorance porte spécialement sur les premiers stades de croissance des lithalses. Il est possible que, au début, une croissance latérale des formes en soulèvement se produise. Une coupe réalisée dans le mur d'un vivier de la Konnerzvenn a montré qu'un tel phénomène s'est bien produit pour ce rempart au moins sur quelques mètres. Les divisions cryostratigraphiques, en chiffres romains, correspondant au contenu variable de glace des différentes couches, sont directement reprises de l'article déjà cité de Allard et al., 1996 (voir figure 5).

L'amincissement local de la couverture de neige serait sans doute le facteur principal responsable du développement de la butte après que le soulèvement a commencé. Si cette explication de la croissance d'une butte déjà apparue paraît satisfaisante, du moins pour des buttes non boisées où l'action éolienne s'exerce librement, il n'en reste pas moins que cela ne résout pas le problème de la première apparition du soulèvement. M. Seppälä (1988) a supposé que la cause d'un refroidissement initial localisé du sol serait l'action d'une déflation éolienne amincissant ou emportant la neige. Les expériences qu'il a entreprises en enlevant plusieurs fois la neige au cours de l'hiver en un site favo-

rable ont certes entraîné un soulèvement du sol de 30 centimètres, mais ce soulèvement n'a pas été suffisant pour faire apparaître une palse et la glace qui s'est formée a fondu un été exceptionnellement humide après avoir persisté 8 ans. Nous avons déjà signalé combien les facteurs qui contrôlent la température du sol sont nombreux et complexes et montré ainsi combien ce problème est difficile. Il est très vraisemblable que, quand une butte se forme, le soulèvement de la couche de tourbe (qui de ce fait s'assèche) engendre des modifications de ses propriétés thermiques. En outre, la couverture végétale de la butte va souvent être modifiée, entraînant des variations de la température du sol.

Plateaux lithalsiques et palsiques

Les études des buttes cryogènes actuelles montrent que, à côté des buttes isolées qui sont apparues telles quelles, existent des plateaux lithalsiques et palsiques qui ont exactement la même origine que les paises et lithalses isolées, mais qui résultent de la formation d'un pergélisol sur une étendue plus considérable, entraînant un soulèvement uniforme de toute la surface du sol. L'existence du soulèvement n'apparaît alors clairement qu'à la limite de la zone soulevée ou lorsque la glace du sol se met à fondre (figure 8). Des dépressions thermokarstiques se forment alors et ces dépressions, qui finissent par se rejoindre, peuvent isoler à un certain moment des buttes au sein desquelles la glace n'a pas encore fondu. En dehors de toute fusion, l'allure tabulaire de ces paises leur donne un aspect horizontal qui leur a fait attribuer le nom de "plateaux palsiques". Nous proposons d'appeler "plateaux lithalsiques" les buttes semblables non couvertes de tourbe (ce terme serait donc équivalent à celui de "plateau de pergélisol" utilisé par Allard et al., 1996). La fusion de la glace du sol de tels plateaux se fait de manière très chaotique, en donnant naissance à un relief anarchique qui a peut-être donné les zones de relief incompréhensible où ne se retrouvent ni remparts circulaires, ni bourrelets allongés, mais une topographie confuse comme elle apparaît localement sur les figures 3b et 3e.



Figure 8. Photo d'un plateau palsique en dégradation en Islande.

Des paises bien développées n'existent que dans des zones de pergélisol discontinu

Comme nous venons de le montrer, la plus grande partie de la glace contenue dans les paises est apparue à la base du pergélisol lorsque celui-ci s'est étendu en profondeur. Des formes semblables ne peuvent donc grandir dans les zones de pergélisol continu, sauf au moment de l'établissement de celui-ci.

Par contre, des buttes formées de glace d'accroissement, qui se met en place entre la couche active et le pergélisol, peuvent se développer dans ces circonstances. Les buttes qui ne dépassent pas 60 cm d'élévation près de Resolute, Ile Cornwallis, Canada (Washburn, 1983) et 1,30 m au Spitzberg (Akerman, 1982) pourraient avoir cette origine.

Donc, dans la zone du pergélisol continu, les buttes ne peuvent être dues qu'à de la glace d'accroissement, qui apparaît comme nous l'avons vu au dessus du pergélisol. Elles ne peuvent avoir qu'un développement fort réduit. Les formes importantes dont on retrouve la trace dans les Hautes Fagnes sous la forme des viviers sont ainsi la trace d'une période où existait un pergélisol discontinu.

Le rôle de la tourbe

Limiter le terme palse à des formes recouvertes de tourbe, comme le proposent différents auteurs,

est implicitement souligner le rôle important de ce matériau dans la croissance des formes. Ce rôle a été reconnu depuis longtemps. Brown (1963), faisant référence à un auteur russe Tyrtikov (1959), explique que les variations de conductibilité thermique de la tourbe en été et en hiver sont favorables à la formation du pergélisol. En été, la tourbe sèche est un très bon isolant thermique ; sa conductibilité est par contre considérablement augmentée quand elle est humide et plus encore quand elle est gelée. Or en été, la tourbe de surface est sèche, tandis qu'en hiver elle contient de la glace. Zoltaï et Tarnocai (1971) ont montré pour une palse boisée du Manitoba que le contenu volumétrique en H₂O de la tourbe était d'environ 30 % en automne, mais près du double en hiver. De ce fait la quantité de chaleur transférée en hiver depuis le sol vers l'atmosphère à travers la tourbe humide et gelée est beaucoup plus importante que la quantité transmise dans la direction opposée à travers la couche de tourbe sèche qui se trouve en surface l'été. Ce mécanisme explique pourquoi les paises sont les premiers îlots de pergélisol que l'on trouve lorsque, dans l'hémisphère nord, on atteint la limite méridionale du pergélisol.

Dès 1976, Ahman souligne que le processus de formation des paises est le même que celui des lithalses en spécifiant que l'absence de couche de tourbe doit être compensée alors par une température

plus basse. En 1977, il précise même que, avec une température d'été suffisamment basse, la couche de tourbe n'est plus nécessaire pour préserver le noyau gelé. Cette idée a été le mieux exprimée par Seppälä (1988) qui a donné un modèle général de l'épaisseur de la tourbe nécessaire pour la formation des palses (figure 9). Ce modèle montre qu'une couverture de tourbe n'est plus nécessaire lorsque la température annuelle est de -6°C et que la couverture de tourbe nécessaire est même insignifiante pour une température annuelle de -5°C . Il s'agit ici d'une indication précieuse en ce qui concerne la température moyenne qui existait lors de l'apparition des lithalses sur le Plateau des Hautes Fagnes.

Les traces de lithalses des Hautes Fagnes et leur formation

Il est indispensable de revenir aux viviers et de considérer les hypothèses particulières qui ont été avancées pour rendre compte des formes allongées qui y sont observées. Sur la figure 3, à côté de formes fermées, circulaires ou irrégulières (figures 3a, b, c) existent des formes allongées (figures 3d et e) et des zones de relief anarchique (figures 3b et e, *pro parte*). Toutes les transitions peuvent être trouvées entre ces différentes morphologies.

Les formes fermées qui témoignent clairement du développement de buttes isolées sont les plus faciles à expliquer. Ce sont ces formes qui ont toujours été considérées comme les plus caractéristiques du Haut Plateau, incontestablement parce qu'elles étaient les plus simples.

Quant aux remparts allongés, ils atteignent dans le cas le plus remarquable 800 m de longueur. Ces formes n'existent que sur des pentes variant entre 2,4 à 4% et s'étirent suivant la ligne de plus grande pente. Mückenhausen (1960) a été le premier à expliquer cette relation avec la pente en admettant qu'elle résultait d'une croissance préférentielle des buttes cryogènes vers l'amont du versant, du fait qu'elles recevaient de ce côté plus d'eau. Cette hypothèse reste à l'heure actuelle la plus vraisemblable, mais n'est pas confirmée par des observations dans des régions froides actuelles. Des palses allongées, dénommées "esker palsas", ont cependant été décrites en Scandinavie par Ahman (1976). Atteignant 500 m de longueur, elles sont, d'après Ahman, clairement connectées avec le système de drainage et développées dans du matériel minéral sous 0,5 à 1,5 m de tourbe. Les mécanismes qui leur ont donné naissance n'ont toutefois pas été expliqués.

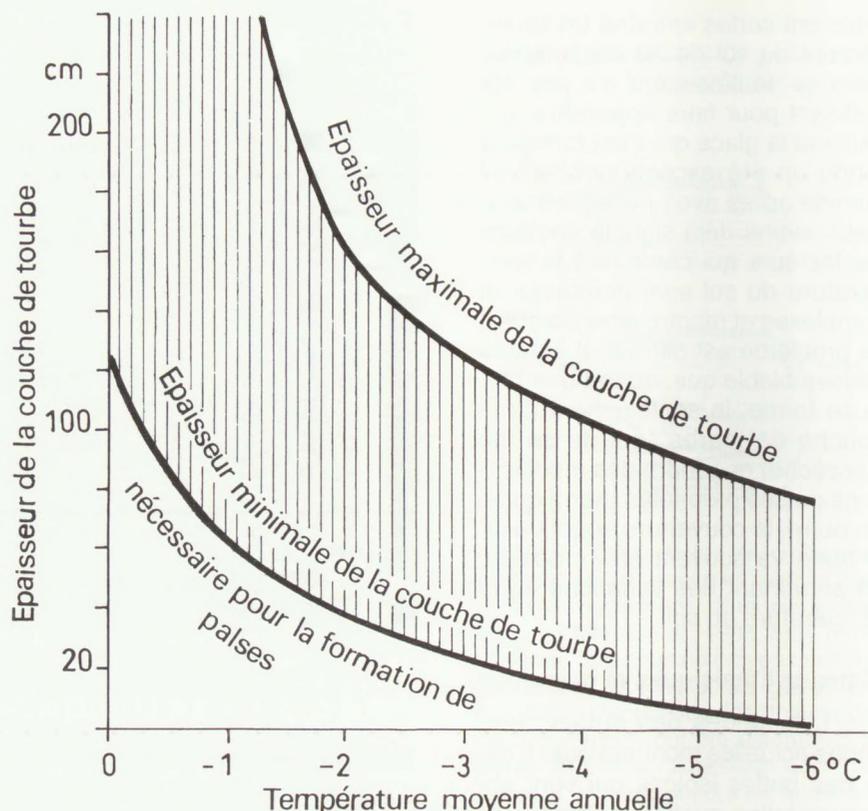


Figure 9. Modèle donné par M. Seppälä (1988) indiquant, en fonction de la température moyenne annuelle, l'épaisseur de tourbe nécessaire pour la formation de palses.

gnant 500 m de longueur, elles sont, d'après Ahman, clairement connectées avec le système de drainage et développées dans du matériel minéral sous 0,5 à 1,5 m de tourbe. Les mécanismes qui leur ont donné naissance n'ont toutefois pas été expliqués.

Les zones de relief tout à fait anarchique (figure 3b et e, *pro parte*) résulteraient sans doute de l'effondrement de plateaux lithalsiques et se seraient constituées au moment de la fusion. Cette fusion se produit en effet de manière tout à fait irrégulière et non seulement par les bordures, en faisant apparaître en surface des dépressions thermokarstiques qui s'agrandissent progressivement, comme nous en montrons un exemple sur la figure 8.

Des questions qui seront abordées dans de prochains articles

L'absence de tourbe implique pour les lithalses des conditions plus froides que celles nécessaires pour l'apparition de palses comme le montre bien la figure 9. Ces conditions ont été retrouvées par la reconstitution climatique du Dernier Dryas proposée par Isarin (1997) pour l'Europe occidentale, reconstitution que nous présenterons dans un prochain article. Nous comparons

alors ses données aux conditions climatiques d'une région de Hudsonie où des lithalses actuelles sont nombreuses.

Le principal problème non résolu à ce jour en ce qui concerne les lithalses des Hautes Fagnes se rapporte à l'explication de leur répartition, aussi bien à l'échelle locale que régionale. Leur distribution locale dans les Fagnes ne pourra être expliquée que par des recherches géophysiques dévoilant la nature du substrat et les conditions hydrologiques locales. Par contre, en ce qui concerne leur répartition régionale, c'est-à-dire l'explication de la raison pour laquelle les traces de lithalses sont si rares et n'existent en Belgique que sur quelques sommets ardennais, les progrès des connaissances suggèrent que de telles buttes cryogènes n'apparaissent que dans des conditions climatiques très particulières qui n'ont existé que localement. Nous en discuterons aussi ultérieurement.

Dans le prochain article, nous détaillerons les résultats des fouilles qui ont été réalisées au travers des remparts de viviers des Hautes Fagnes et nous montrerons que les lithalses qui leur ont donné naissance sont apparues pendant le Dernier Dryas, une période brève

de refroidissement qui n'a duré que 1500 ans et s'est terminée il y a environ 11450 ans par un réchauffement climatique extrêmement brutal.

Bibliographie

Ahman, R., 1976. The structure and morphology of minerogenic palsas in Northern Norway. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26 : 25-31.

Akerman, H. J., 1982. Observations on palsas within the continuous permafrost zone in eastern Siberia and in Svalbard. *Geografisk Tidsskrift*, 82 : 45-51.

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.

Brown, R. J. E., 1963. *Influence of vegetation on permafrost*. Proceedings Permafrost International Conference, 11-15 november 1963, Lafayette, Indiana. National Academy of Sciences-National Research Council, Washington, D.C. Publication 1287 : 20-25.

Brown, R. J. E., 1970. *Permafrost in Canada*. Toronto, University Toronto Press, 234 p.

Brown, R. J. E. and Péwé, T. L., 1973. Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: a review, 1963-1973. *Permafrost*, North American Contribution to the second International Conference on Permafrost Held in Yakutsk, Siberia, July 1971 : 74-100.

Burn, C. R., 1988. The development of near-surface ground ice during the Holocene at sites near Mayo, Yukon Territory, Canada. *Journal of Quaternary Science*, 3 (1) : 31-38.

Dever, L., Hillaire-Marcel, C. and Fontes, J. CH., 1984. Composition isotopique, géochi-

mie et genèse de la glace en lentilles (palsen) dans les tourbières du Nouveau-Québec (Canada). *Journal of Hydrology*, 71 : 107-130.

Fortier, R., Lévesque, R., Seguin, M. K. & Allard, M., 1991. Caractérisation du pergélisol de buttes cryogènes à l'aide de diagraphies électriques au Nunavik, Québec. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2 : 79-93.

Harris, S. H., 1993. Palsa-like mounds developed in a mineral substrate, Fox Lake, Yukon territory. *Sixth International Conference on Permafrost, July 5-9, 1993 Proceedings*, Beijing, China. 1 : 238-243.

Holmes G. W. Hopkins, D. M. and Foster, H., 1968. Pingos in central Alaska. *Geological Survey Bulletin*, 1241-H, Washington : H1-H40.

Hughes, O. L., 1969. *Distribution of open-system pingos in Central Yukon Territory with respect to glacial limits*. Geological Survey of Canada, Paper 69-34, 8p.

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.

Mackay, J.R., 1988. Pingo collapse and paleoclimatic reconstruction. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25 (4) : 495-511.

Mückenhausen, E., 1960. Eine besondere Art von Pingos am Hohen Venn/Eifel. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 11 : 5-11

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., 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. 1986. Pingos et palses: un essai de synthèse des connaissances actuelles. *Hautes Fagnes*, 52 (3) : 67-78.

Stager, J.K., 1956. Progress report on the analysis of the characteristics and distribution of pingos east of the Mackenzie Delta. *Canadian Geographer*, 7 : 13-20.

Seppälä, M., 1986. The origin of palsas. *Geografiska Annaler*, 68 A (3)/141-147.

Seppälä, M., 1988. Palsas and related forms. In: Clark, M. J., *Advances in Periglacial Geomorphology*, Chichester, John Wiley and Sons : 247-278.

Taber, S., 1929. Frost heaving. *Journal of Geology*, 37 : 428-461.

Tyrtikov, A.P., 1959. Permafrost and vegetation. *Fundamentals of Geocryology*, vol 1, chap.12. Acad. Science. USSR, Moscow (texte en russe) : 399-421.

van Everdingen, R.O., 1998. *Multi-language Glossary of Permafrost and Related Ground-ice terms in Chinese, English, French, German, Icelandic, Italian, Norwegian, Polish, Romanian, Russian, Spanish, and Swedish*. The Arctic Institute Of North America. The University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada T2N 1N4 Canada.

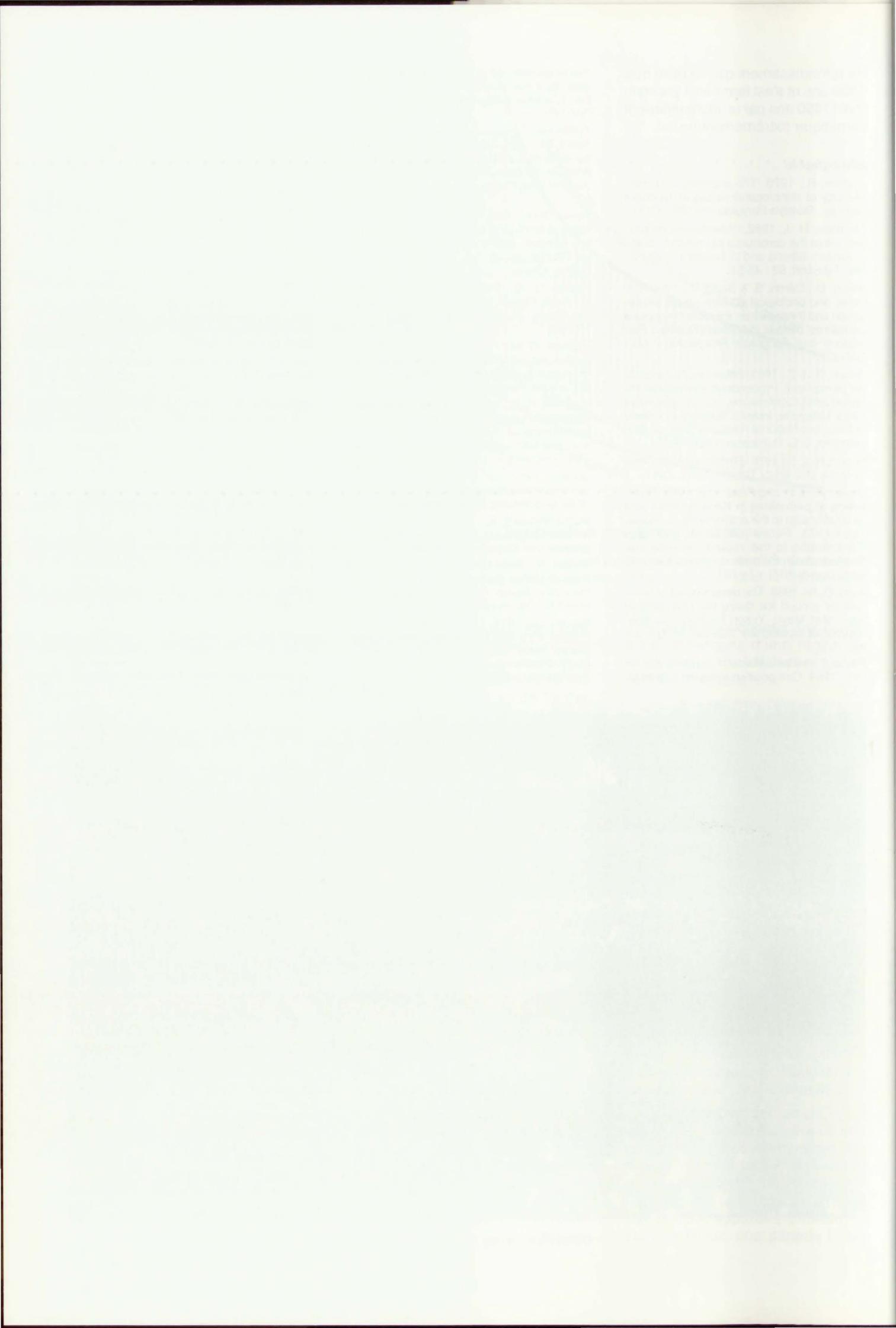
Washburn, A. L., 1983. What is a palsa ? In : H. Poser und E.Schunke, *Mathematisch-Physikalische Klasse, Dritte folge*, Mesofirmen des reliefs im heutigen Periglazialraum. Bericht über ein Symposium, Göttingen, Vandenhoeck & Ruprecht, 35 : 34-47.

Yoshikawa, K. 1998. The groundwater hydraulics of open system pingos. *Proceedings of the seventh international conference on permafrost, June 23-27, 1998*, Edit. A.G. Lewkowitz and M. Allard, Centre d'études nordiques, Université Laval, 1177-1184.

Zoltaï, S. C. et Tarnocăi, C., 1971. Properties of a wooded palsa in northern Manitoba. *Arctic and Alpine Research*, 3 (2) : 115-129.



Vivier des Hautes Fagnes. (Photo J. Reul).



Les viviers des Hautes Fagnes. Le mode de formation des palses et des lithalses

par Albert PISSART, Professeur émérite à l'Université de Liège.

Résumé

Les viviers des Hautes Fagnes ont été interprétés d'abord comme des traces de pingos, c'est à dire comme résultant de l'injection d'eau vers la surface depuis une nappe aquifère mise sous pression par le gel. Cette explication a dû être abandonnée lorsqu'il est apparu que le mécanisme de formation des pingos n'a pas pu se développer en des endroits où les viviers sont très nombreux.

C'est de la glace de ségrégation, dont les conditions d'apparition sont expliquées, qui est à l'origine des palses et des lithalses qui ont existé sur le Haut Plateau. Ces buttes périglaciaires sont constituées de glace formée presque entièrement à la partie inférieure d'un pergélisol en train de se développer. Les lentilles de glace sont, dans ces buttes, de plus en plus espacées et de plus en plus épaisses avec la profondeur. Une petite partie de l'élévation de ces buttes résulte cependant de la formation de glace d'accroissement apparue au contact entre la couche active et le pergélisol.

Parmi les buttes qui ont existé dans les Hautes Fagnes, il y a eu vraisemblablement, à côté de buttes individuelles massives ou allongées, des plateaux palsiques ou lithalsiques. Les reliefs anarchiques qui existent à proximité de viviers caractéristiques en quelques endroits du haut plateau pourraient résulter de la fusion de plateaux lithalsiques.

Introduction

Dans un article paru en 1986 dans la revue "Hautes Fagnes", nous avons fait le point des connaissances et discuté des mécanismes génétiques qui interviennent dans la formation des pingos et des palses. Nous renvoyons le lecteur à cet article qui décrit les formes connues dans les régions froides et nous rappellerons seulement ici les phénomènes qui concernent directement les viviers des Hautes Fagnes, en soulignant toutefois quelques connaissances nouvelles.

Avant de considérer l'origine des lithalses, nous rappellerons tout d'abord rapidement les raisons pour lesquelles l'hypothèse "pingos" a été abandonnée.

Raisons pour lesquelles l'hypothèse "pingo" a été rejetée

Les mécanismes de formation des pingos n'ont pu se développer dans les Hautes Fagnes.

La formation des pingos est liée à la mise sous pression d'une nappe aquifère localisée dans des sédiments grossiers au sein desquels existe de l'eau libre. Cette mise sous pression de l'eau du sol est, dans le cas des pingos du type Mackenzie (ou pingos apparus en système fermé), liée à l'apparition d'une poche non gelée de sédiments grossiers, sableux ou graveleux, poche entourée de toutes parts par des formations gelées imperméables. Le gel progressif de l'eau de cette poche met la nappe aquifère sous pression (hydrostatique) d'une manière comparable à ce qui se passe lorsque de l'eau comprise dans une bouteille est prise par le gel. La pression liée au

changement de phase, c'est-à-dire à la transformation de l'eau en glace, est énorme puisqu'elle peut dépasser 2100 kg par cm² à -21°C ; bien avant d'atteindre cette pression maximum, le phénomène provoque l'éclatement de la bouteille. Dans la poche de sédiments sableux gorgés d'eau qui existe sous un pingo en croissance, la pression est telle que de l'eau est expulsée. Celle-ci peut apparaître à la surface (parfois comme un véritable geyser), mais le plus souvent cette eau est injectée sous le sol gelé superficiel et, en le soulevant, donne naissance à un pingo (figure 1). L'eau qui est injectée gèle par la suite et est appelée alors glace d'injection.

Un second type de pingo existe dans des régions moins froides. Ils apparaissent au pied de versants qui interviennent dans la mise sous pression (hydraulique) d'une nappe aquifère. De l'eau circule sous le pergélisol et est mise en charge sur le versant par la différence d'altitude (figure 2). Il est très probable que, dans ce type de forme, le gel intervient aussi dans la mise sous pression de la nappe (Holmes et al., 1968, Yoshikawa, K., 1998). Ces pingos sont connus comme du type

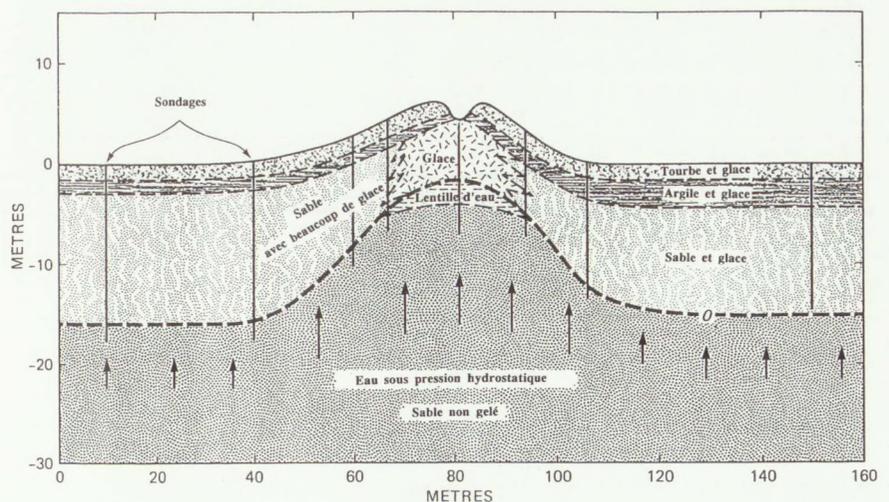


Figure 1. Coupe transversale au travers un pingo en croissance du Delta de Mackenzie. L'eau est injectée sous la lentille de glace depuis une poche de sédiments sableux en cours d'engel (Mackay, 1988). Cette eau gèle ensuite en donnant de la glace dite d'injection. L'injection se fait sous le pingo en croissance parce que le pergélisol y est plus mince et aussi parce que la glace se déforme plus facilement que le sol gelé.

Groenland (ou en système ouvert).

Ces explications établissent que les pingos n'apparaissent qu'aux endroits où existent des formations grossières, sableuses ou graveleuses, au sein desquelles se trouvent des nappes aquifères. Il faut ajouter que les systèmes d'apparition de ces buttes ne fonctionnent que si un lac a permis la formation d'un système fermé ou si un versant est susceptible de mettre une nappe aquifère en charge sur la pente.

Ces conditions ne sont pas rencontrées dans les zones où aujourd'hui sont répartis les viviers des Hautes Fagnes. Des sondages ont en effet montré qu'il n'y a pas de sables dans la Brackvenn et sur la crête de Malchamps où les formes sont très nombreuses (Pissart, 1974). Par ailleurs, des lacs n'ont jamais existé dans les Fagnes au Quaternaire et des pentes où une mise en charge aurait pu se produire sont totalement absentes en contre-haut de zones où les viviers sont nombreux (Malchamps par exemple). En bref, les viviers des Hautes Fagnes ne correspondent pas à des sites qui permettraient l'apparition de pingos.

La densité de viviers (nombre au km²) est supérieure aux densités connues pour des pingos.

La densité des viviers qui, en de nombreux endroits des Hautes Fagnes sont contigus (figure 3), ne correspond pas du tout à la densité des pingos actuels. Ceux-ci sont toujours dispersés, aussi bien en système ouvert qu'en système fermé. En système fermé, Stager (1956) parle d'une densité de 20 pingos par mile carré, soit moins de 8 pingos par km² pour une zone qu'il définit comme ayant la plus haute concentration du delta du Mackenzie. En système ouvert, la densité est inférieure à 1 pingo par Km² si l'on en juge par les travaux de Holmes et al. (1968) en Alaska et de Hughes (1969) au Yukon.

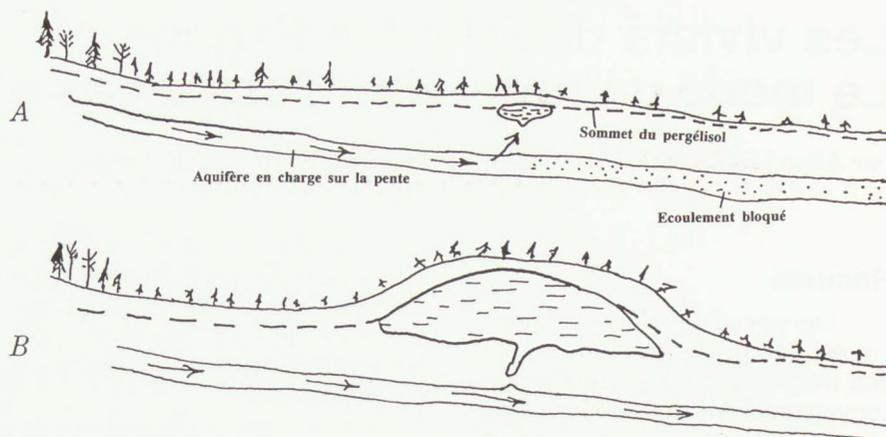


Figure 2. Schéma montrant comment se forme un pingo en système ouvert, d'après Holmes et al. (1968).

A : Première année, l'eau souterraine sous pression artésienne circule sous le pergélisol. Lorsque l'exutoire est gelé, l'eau est injectée dans des formations meubles entre le sommet du pergélisol et la base de la couche active gelée.
B : Quelques années plus tard un gros noyau de glace s'est formé. Le chenal emprunté par l'eau vers le pingo est à son tour obstrué et l'eau doit trouver un exutoire ailleurs.

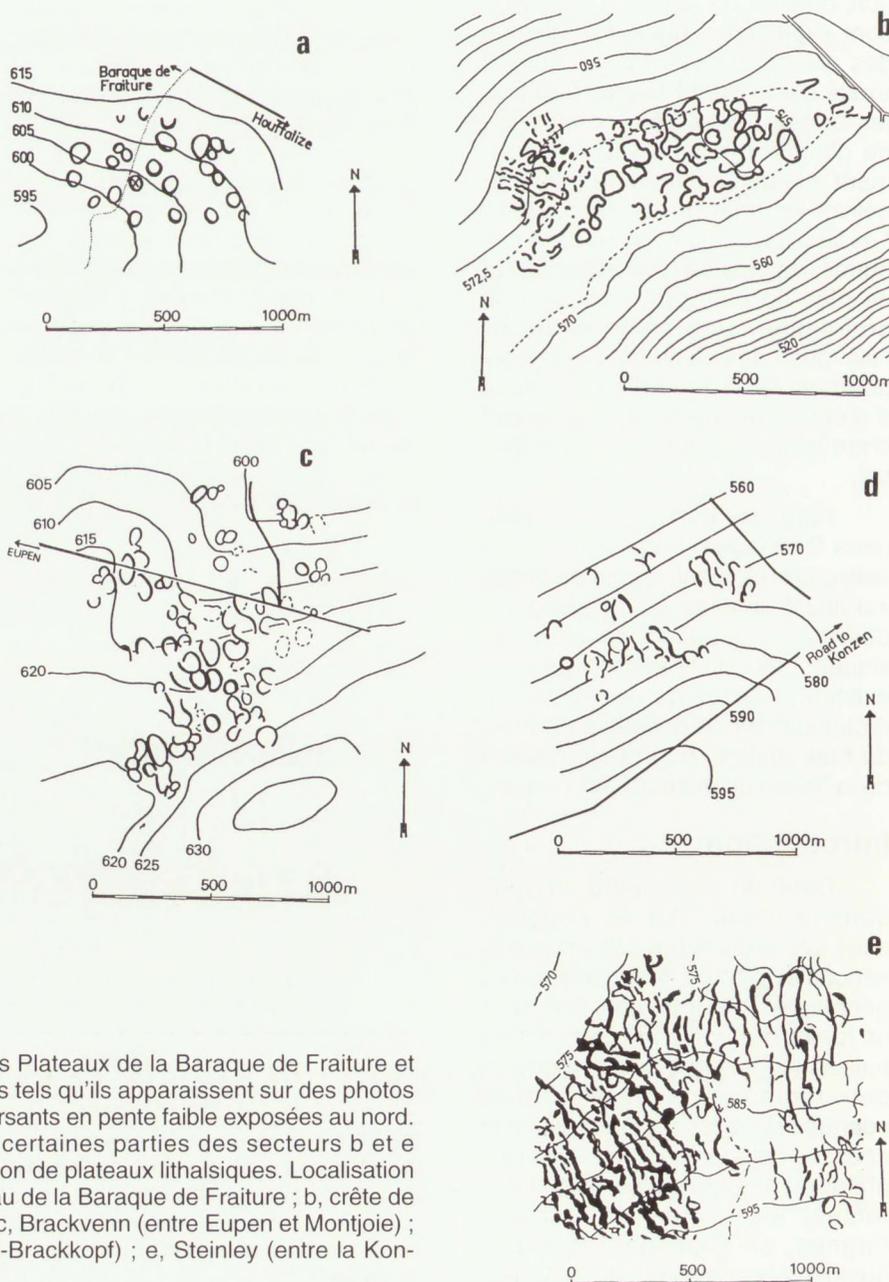


Figure 3. Répartition, dans cinq secteurs des Plateaux de la Baraque de Fraiture et des Hautes Fagnes, des remparts des viviers tels qu'ils apparaissent sur des photos aériennes. Les formes sont toutes sur des versants en pente faible exposés au nord. La topographie extrêmement confuse de certaines parties des secteurs b et e témoigne vraisemblablement de la dégradation de plateaux lithalsiques. Localisation des différents secteurs : a, sommet du plateau de la Baraque de Fraiture ; b, crête de Malchamps (entre Spa et Francorchamps) ; c, Brackvenn (entre Eupen et Montjoie) ; d, est de Steinley (près de la route Konzen-Brackkopf) ; e, Steinley (entre la Konzenvenn et Konzen).

La période froide qui leur a donné naissance paraît trop courte pour faire grandir de si nombreux pingos.

Enfin, comme nous le montrons lorsque nous précisons la période froide pendant laquelle ces buttes sont apparues, il est douteux que de si nombreux pingos, dont la croissance est lente et qui ne peuvent grandir simultanément les uns près des autres, aient pu apparaître au cours du Dernier Dryas qui a duré seulement 1500 ans.

La glace de ségrégation

Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de lithalses qui, comme les paises (mais sans couverture tourbeuse), apparaissent par accumulation dans le sol de glace de ségrégation. Pour bien comprendre la formation de ces buttes, il est indispensable de rappeler ici comment se constitue ce type de glace.

Mécanisme de formation

La glace de ségrégation est formée de lentilles qui se développent dans des sols de granulométrie fine. Le terme "ségrégation" évoque la séparation au sein du sol de l'eau et de la matière minérale, de la même manière que l'on parle de ségrégation raciale lorsque l'on sépare des personnes de races différentes. La formation de lentilles de glace au sein du sol résulte de la migration de l'eau dans les capillaires et de la matière minérale, de la même manière que l'on parle de ségrégation raciale lorsque l'on sépare des personnes de races différentes. La formation de lentilles de glace au sein du sol résulte de la migration de l'eau dans les capillaires et de la matière minérale, de la même manière que l'on parle de ségrégation raciale lorsque l'on sépare des personnes de races différentes. La formation de lentilles de glace au sein du sol résulte de la migration de l'eau dans les capillaires et de la matière minérale, de la même manière que l'on parle de ségrégation raciale lorsque l'on sépare des personnes de races différentes.

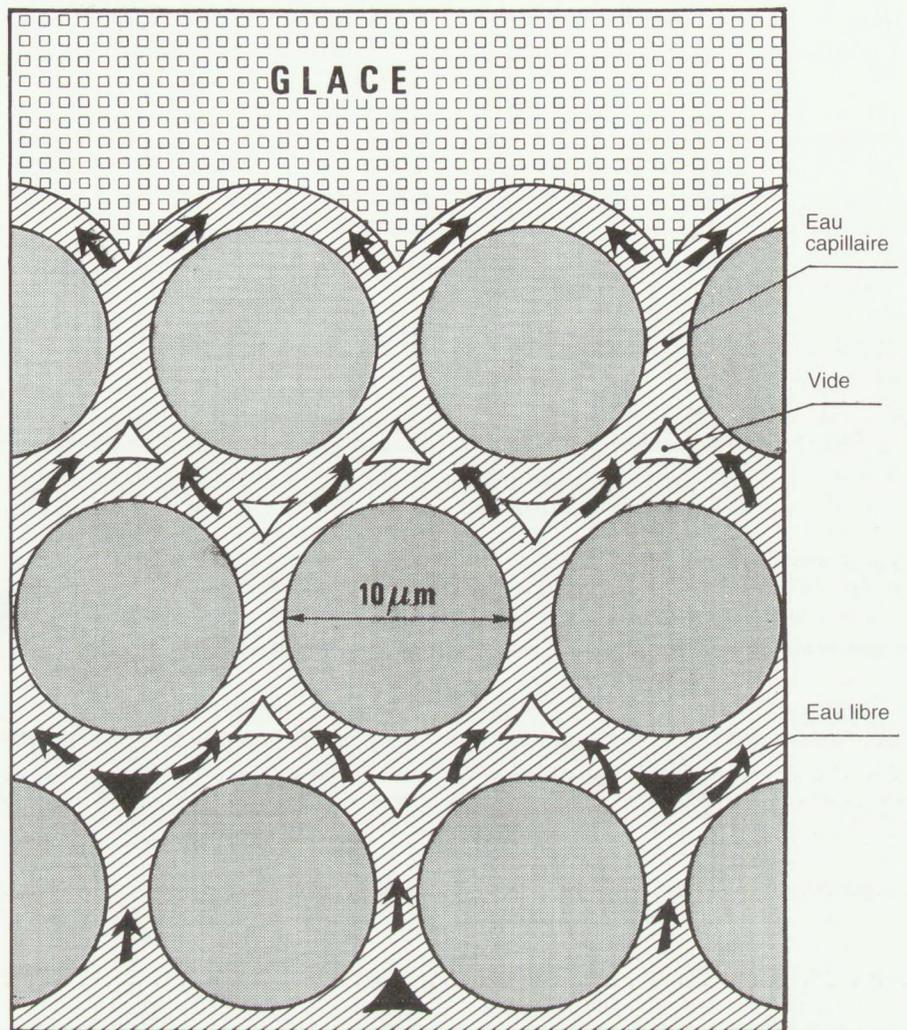


Figure 4. Schéma expliquant le mécanisme de migration d'eau capillaire dans les sols et donc l'alimentation des lentilles de glace de ségrégation. Une lentille de glace de ségrégation est dessinée en haut de la figure; le gel progresse de haut en bas; la lentille de glace est nourrie par la congélation d'une partie du film capillaire; l'aminçissement de ce film capillaire entraîne la migration de l'eau depuis la profondeur.

tion disparaît dans l'atmosphère. Il faut souligner en passant le rôle important des phénomènes de surfusion. C'est souvent parce que l'eau migre dans les capillaires à une température inférieure à 0°C que le déplacement de l'eau peut se poursuivre. Cette migration de l'eau vers le front de gel est appelée cryosucçion.

Les conditions nécessaires pour qu'apparaisse cette cryosucçion, et donc la glace de ségrégation, sont les suivantes :

- 1) l'existence d'eau dans le sol.
- 2) une granulométrie du sol permettant la présence d'eau capillaire. Le limon est le sédiment le meilleur. Dans des sables grossiers, comme il n'existe pas de films capillaires, de la glace de ségrégation ne peut apparaître. Dans des argiles, la perméabilité très faible n'autorise

qu'une migration très lente de l'eau, peu favorable à la formation des lentilles de glace.

3) un gel lent. Si le gel est brutal, l'eau capillaire n'a pas le temps de se déplacer et est figée sur place sans permettre la croissance de lentilles. Si la migration de l'eau capillaire est très lente (en raison d'une faible perméabilité du terrain), un refroidissement très lent est aussi indispensable pour que le phénomène se développe.

La glace de ségrégation apparaît fréquemment en Belgique

Ces trois conditions sont très souvent remplies, aussi l'apparition de glace de ségrégation est un phénomène extrêmement banal. Tout le monde a l'occasion de l'observer dans notre pays. Les aiguilles de glace qui apparaissent à la surface

de sols limoneux humides et que l'on observe chaque hiver dans les Hautes Fagnes constituent une forme particulière de cette glace. Dans ce cas, la glace de ségrégation apparaît à la surface ou sous une couche très fine de sol, et les aiguilles de glace sont nourries par de l'eau capillaire qui arrive à la partie inférieure des aiguilles. La croissance se poursuit jusqu'au moment où le gel pénètre dans le sol et arrête la migration de l'eau.

La formation de glace de ségrégation apparaît aussi indirectement lorsque des flaques d'eau gèlent, car c'est ce phénomène qui fait apparaître des poches d'air sous la lame de glace qui témoigne du niveau de l'eau au début du gel. Le niveau de l'eau s'abaisse à la suite de la migration par cryosuccion de l'eau depuis la flaque vers les bords où elle s'accumule sous forme de glace de ségrégation.

L'apparition de glace de ségrégation dans le sol entraîne un soulèvement de celui-ci, phénomène souvent observé dont on note fréquemment des effets indirects comme l'impossibilité d'ouvrir des portes (non basculantes) de garage lors de périodes de gel. Ce soulèvement du sol par le gel est connu depuis très longtemps, mais il a été seulement correctement expliqué en 1929, lorsque Taber a montré par des expériences que le soulèvement d'un sol soumis au gel n'était pas dû à la simple augmentation de volume de l'eau qui se trouvait dans le sol comme on le croyait jusqu'alors, mais à l'arrivée d'eau par cryosuccion dans le sol en train de geler.

L'accumulation sous forme de glace de quantités importantes d'eau dans le sol qui gèle a des conséquences importantes lors du dégel. A ce moment, surtout lorsque le sol est toujours gelé en profondeur, c'est à dire lorsque le sol gelé imperméable empêche le retour de l'eau en profondeur, la fonte des lentilles provoque une sursaturation en eau du sol. C'est ce phénomène qui provoque l'apparition d'une couche de boue si glissante pour les footballeurs lorsque la température redevient positive après une nuit de gel. Ce même processus de sursaturation du sol est responsable de la destruction des routes lorsque, après une longue période de gel qui a fait apparaître de la glace de ségrégation en profondeur, des véhicules lourds les empruntent au moment du dégel. Autrefois, pour éviter

cette destruction des routes, on élevait des barrières de dégel, c'est-à-dire que l'on interdisait la circulation des véhicules lourds au moment où l'assise des routes était instable. C'est pour empêcher la formation de glace de ségrégation que l'on dispose du sable sous les routes lors de leur construction, car ce sable, en limitant la présence d'eau capillaire, empêche la cryosuccion de se produire.

En bref, la glace de ségrégation apparaît aisément en période de gel. Les conséquences de sa formation sont diverses et sont étudiées par les ingénieurs pour la protection des routes, mais aussi par les agronomes, car le soulèvement du sol brise les radcelles des jeunes plantes. La sursaturation du sol au dégel est responsable par ailleurs d'autres phénomènes dont le plus connu est la solifluxion qui permet le déplacement de sols boueux sur des pentes faibles.

L'apparition et la croissance des lithales ou des paises ne font donc pas appel à un processus exceptionnel comme celui qui donne naissance aux pingos, mais à un phénomène très banal.

Les paises et lithales

Comme nous l'avons vu dans l'article paru dans le dernier numéro de la présente revue, les paises et lithales ont une origine identique. Le texte ci-dessous s'applique indifféremment à ces deux types de buttes. Celles-ci ne se développent qu'en présence d'un pergélisol, car c'est l'accumulation de glace, année après année dans un sol qui ne dégèle pas en été (c'est à dire dans un pergélisol), qui permet la formation de buttes cryogènes importantes comme celles que nous considérons. Il est donc indispensable de dire quelques mots des phénomènes qui déterminent la température du sol et qui contrôlent ainsi la répartition du pergélisol, avant de voir comment apparaissent les paises proprement dites.

Le pergélisol

Rappelons qu'un pergélisol, c'est-à-dire une partie du sol qui reste sous 0°C pendant au moins deux années consécutives (Van Everdingen, 1998), n'apparaît que dans des régions où la température moyenne annuelle est inférieure à 0°C. Il n'y a cependant pas une relation univoque entre la température de l'air

et la température du sol (permettant de déduire l'une de l'autre) car de nombreux facteurs influencent la température du sol. Le plus important est la couverture neigeuse qui constitue l'hiver un excellent isolant thermique et dont l'inégale distribution en surface a une influence déterminante sur la répartition du pergélisol dans la zone où ce dernier est discontinu. Là où la neige est accumulée par le vent, la température du sol est plus élevée. Lorsque, par contre, la neige est retenue dans les branches des arbres et qu'elle ne protège pas le sol du refroidissement, la température du sol est plus basse ; d'autre part, souvent une végétation peu élevée qui provoque l'accumulation de neige (qui autrement serait emportée par le vent) joue un rôle inverse. La végétation joue donc un rôle important, mais extrêmement complexe, car elle intervient aussi en protégeant le sol des rayons du soleil, en modifiant l'action du vent, en augmentant l'évaporation, etc. Le relief (par son influence sur l'exposition), le drainage du sol (en relation avec le taux d'humidité), la nature du sol (par sa conductibilité thermique), le gradient géothermique ... tous ces facteurs interviennent pour déterminer les caractéristiques du pergélisol et son développement. L'ensemble de ces éléments explique que la température du sol varie souvent de plusieurs degrés sur une distance de quelques dizaines de mètres.

Toute modification de l'un des facteurs considérés, comme aussi toute modification de la température de l'air, est susceptible d'entraîner, soit un refroidissement, soit un réchauffement du sol, c'est-à-dire la formation d'un pergélisol ou sa disparition, du moins quand on se trouve à la limite méridionale du pergélisol. Rappelons que, comme la température du sol est plus élevée que celle de l'air (3,3°C en moyenne, mais avec des fluctuations comprises entre 0,5 et 6°C), les premiers îlots de pergélisol apparaissent habituellement au nord de l'isotherme annuelle de l'air de -1,1°C (Brown, 1970). La limite du pergélisol continu, c'est-à-dire la limite du territoire totalement occupé par le pergélisol était au départ considérée comme voisine de l'isotherme de -6,6°C au Canada, mais la carte de l'Alaska de Brown et Péwé (1973) la localise parfois au nord de l'isotherme de -8°C.

Variations des températures dans un plateau lithalsique au cours d'une année.

La figure 5 montre comment varie la température du sol au cours d'une année au sein d'un pergélisol, à savoir sous un plateau lithalsique de Hudsonie, étudié par Allard et al. (1996) (figure 6). Le sol superficiel est gelé l'hiver ; l'été, il dégèle. Cette partie du sol dont la température fluctue autour de 0°C chaque année est appelée la couche active. Avec la profondeur, la variation annuelle de température diminue, puis disparaît. A plus grande profondeur, à partir de ce point, la température s'élève progressivement en relation avec le gradient géothermique.

Sur la même figure 5 sont données, en chiffres romains, les différentes zones de répartition de la glace du sol au sein de ce plateau lithalsique.

Apparition d'un pergélisol et soulèvement permanent du sol. Formation des paises et lithalses.

Si de l'eau existe dans le sol et que la granulométrie est favorable, de la glace de ségrégation apparaît dans la couche active (qui gèle chaque hiver), mais évidemment elle disparaît au moment du dégel l'été suivant. Le sol se soulève ainsi l'hiver, puis retombe au printemps.

Si à la suite d'un refroidissement qui peut résulter, soit d'hivers plus rigoureux qui déterminent un gel plus marqué, ou d'étés plus frais qui limitent l'importance du dégel, une couche gelée persiste pendant deux étés, un pergélisol est apparu. La glace formée dans cette partie du sol va se conserver tant que le pergélisol est conservé et, en conséquence, le soulèvement va subsister.

La figure 7 esquisse l'évolution qui se produit : apparition d'un îlot de pergélisol et développement de ce dernier vers le bas. De la glace de ségrégation y apparaît si la granulométrie et l'humidité sont favorables ; ce phénomène va déterminer la croissance en hauteur de la butte. Le gel pénétrant de plus en plus lentement avec la profondeur, le gradient de température va diminuer et les conditions de températures vont être de plus en plus favorables à la croissance de glace de ségrégation. Les lentilles de glace très fines et nombreuses au som-

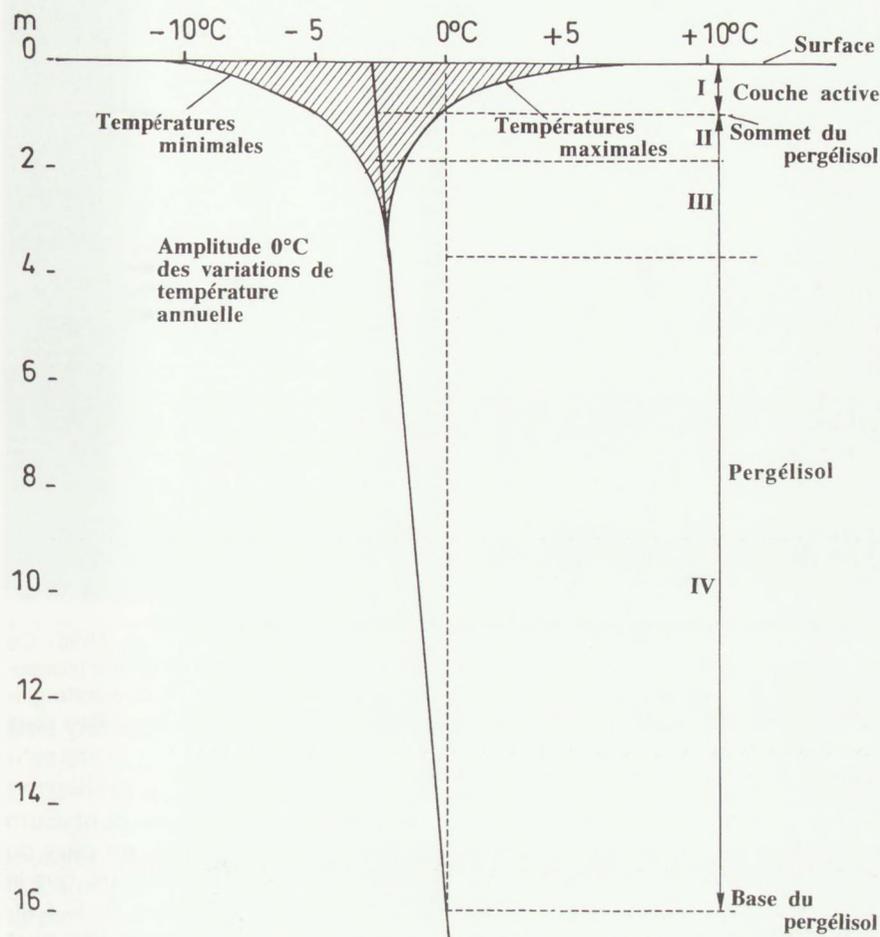


Figure 5. Répartition probable des températures au cours d'une année et distribution de la glace d'après les observations réalisées dans le plateau lithalsique visible sur la figure 6 par Allard et al., 1996. Les données ne sont pas tout à fait identiques dans les différents sondages qui ont été réalisés car cette forme localement se soulève, en d'autres endroits est stable et, en d'autres endroits encore, est en cours d'affaissement. L'axe vertical donne en mètres la profondeur; l'axe horizontal, la température en °C. La couche active a une épaisseur de 0,80 m et le pergélisol, 15 m de développement. Le niveau où l'amplitude annuelle est de 0°C est entre 3 et 4 m de profondeur. Au dessus de ce point, la zone hachurée donne les limites des fluctuations de température annuelles (été et hiver).

Sous la couche active (I), existe au sommet du pergélisol, sur une épaisseur de 1 m (couche II), une très forte teneur en glace (50 à 80% en volume) qui est de la glace d'accroissement ; la couche III a une faible teneur en glace (10 à 30%) ; tandis que la couche IV comprend, avec une teneur de 50 à 80 %, la glace de ségrégation responsable de l'essentiel du soulèvement de ce plateau lithalsique. L'épaisseur des lentilles de glace s'accroît avec la profondeur, de même que leur espacement. La couche de glace la plus épaisse (20 cm) se trouve à 15 m de profondeur.

La température moyenne annuelle en cet endroit a été de -7,89 °C en 1988-1989 et de -5,40°C en 1989-1990.

met du pergélisol deviennent plus épaisses et aussi plus espacées avec la profondeur. Dans la lithalse à laquelle se rapportent les figures 5 et 6, la couche la plus épaisse de glace de ségrégation a été rencontrée à 15 m de profondeur et avait une épaisseur de 20 cm.

Si des conditions favorables à la formation de glace de ségrégation se poursuivent en profondeur c'est-à-dire dans les formations où se développe progressivement le pergélisol, l'accumulation de glace

qui détermine le soulèvement de la surface va se poursuivre jusqu'au moment où la force capillaire qui alimente les lentilles de glace ne sera plus capable de soulever les formations surincombantes. Ainsi s'explique que les paises les plus élevées ne dépassent guère 10 m d'élévation.

La figure 5 montre également qu'une accumulation de glace se produit au sommet du pergélisol (couche II) immédiatement sous la couche active. En cet endroit appa-



Figure 6. Photo du plateau lithalsique de Hudsonie étudié par Allard et *al.* (1996). Ce plateau est apparu il y a moins de deux siècles à la suite du retrait de la mer (conséquence du relèvement isostatique qui s'est produit après la fonte de la calotte glaciaire). Les données de la figure 5 correspondent aux observations recueillies sous ce plateau lithalsique.

raît un type de glace particulier appelé "glace d'accroissement". Cette glace se forme essentiellement au début de l'hiver lorsque la couche active est reprise par le gel. Deux fronts de gel apparaissent à ce moment. Le premier descend rapidement de la surface vers la profondeur avec le refroidissement extérieur. Le second progresse de bas en haut depuis le sommet du pergélisol par transmission du froid qui y est accumulé. En cet endroit, forcément très humide, le gel progresse très lentement. Il y fait apparaître, si la granulométrie est favorable, une lentille de glace de ségrégation qui soulève toute la couche active sans en faire varier l'épaisseur. La mise en évidence de ce type de glace dans des buttes cryogènes est récente et a été clairement démontrée par Allard et *al.* (1996) qui lui attribuent 15% de l'élévation du plateau lithalsique que montre la figure 6 (soit 85 cm sur 5,60 m d'élévation). L'existence d'un tel enrichissement en glace avait déjà été observé au sommet des paises, mais son mode de formation et sa contribution à l'élévation des paises n'avaient pas été soulignés (Ahman, 1976 ; Dever et *al.*, 1984 ; Seppälä, 1988 ; Fortier et *al.*, 1991, Harris, 1993). Le problème du mécanisme d'enrichissement en glace du sommet du pergélisol, phénomène qui est observé aussi en dehors des paises, a été discuté

par différents auteurs dont Burn (1988) qui a souligné, en plus du mécanisme décrit ci-dessus, que la migration de l'eau sous 0° C s'effectue vers les régions les plus froides et que, dans cette zone peu perméable car partiellement gelée, ce phénomène est plus important que la gravité.

La formation de paises isolées

Les paises et les lithalses les plus simples sont des buttes isolées. Leur mécanisme d'apparition est tout à fait semblable à celui que montre la figure 7 qui correspond à l'apparition d'une forme plus grande qui peut être appelée un plateau lithalsique. Actuellement, on ne peut pas encore expliquer quels phénomènes déterminent la localisation exacte de ces buttes et donc, dans les Hautes Fagnes comme dans les régions froides actuelles, on ne peut pas encore justifier pourquoi les différentes formes se trouvent en des endroits précis. Une meilleure connaissance des formations superficielles des zones à viviers fournira peut-être des explications.

Une fois que la lithalse est apparue, il est assez facile de comprendre pourquoi elle se conserve et se développe. En effet, sous les buttes, la température du sol s'abaisse du fait de l'existence de la butte elle-même, car la couverture de neige y est emportée par le vent.

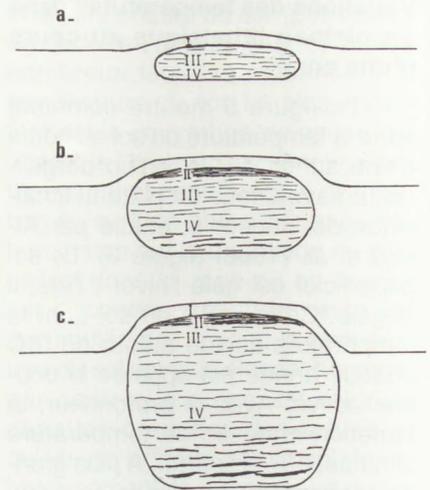


Figure 7. Trois stades de croissance d'un plateau lithalsique en relation avec le développement d'un pergélisol (d'après Allard et *al.*, 1996, mais modifié parce que nous ne croyons pas à la continuité des lentilles de glace). Les conditions d'apparition des lithalses des Hautes Fagnes ont été différentes de celles du plateau lithalsique décrit par Allard et *al.*, car celui-ci s'est formé à la suite de l'émergence de formations silteuses marines, tandis que dans les Hautes Fagnes les formes sont apparues à la suite d'un refroidissement climatique, comme nous le verrons dans un prochain article.

Notre ignorance porte spécialement sur les premiers stades de croissance des lithalses. Il est possible que, au début, une croissance latérale des formes en soulèvement se produise. Une coupe réalisée dans le mur d'un vivier de la Konnerzvenn a montré qu'un tel phénomène s'est bien produit pour ce rempart au moins sur quelques mètres. Les divisions cryostratigraphiques, en chiffres romains, correspondant au contenu variable de glace des différentes couches, sont directement reprises de l'article déjà cité de Allard et *al.*, 1996 (voir figure 5).

L'amincissement local de la couverture de neige serait sans doute le facteur principal responsable du développement de la butte après que le soulèvement a commencé. Si cette explication de la croissance d'une butte déjà apparue paraît satisfaisante, du moins pour des buttes non boisées où l'action éolienne s'exerce librement, il n'en reste pas moins que cela ne résout pas le problème de la première apparition du soulèvement. M. Seppälä (1988) a supposé que la cause d'un refroidissement initial localisé du sol serait l'action d'une déflation éolienne amincissant ou emportant la neige. Les expériences qu'il a entreprises en enlevant plusieurs fois la neige au cours de l'hiver en un site favo-

nable ont certes entraîné un soulèvement du sol de 30 centimètres, mais ce soulèvement n'a pas été suffisant pour faire apparaître une palse et la glace qui s'est formée a fondu un été exceptionnellement humide après avoir persisté 8 ans. Nous avons déjà signalé combien les facteurs qui contrôlent la température du sol sont nombreux et complexes et montré ainsi combien ce problème est difficile. Il est très vraisemblable que, quand une butte se forme, le soulèvement de la couche de tourbe (qui de ce fait s'assèche) engendre des modifications de ses propriétés thermiques. En outre, la couverture végétale de la butte va souvent être modifiée, entraînant des variations de la température du sol.

Plateaux lithalsiques et palsiques

Les études des buttes cryogènes actuelles montrent que, à côté des buttes isolées qui sont apparues telles quelles, existent des plateaux lithalsiques et palsiques qui ont exactement la même origine que les paises et lithalses isolées, mais qui résultent de la formation d'un pergélisol sur une étendue plus considérable, entraînant un soulèvement uniforme de toute la surface du sol. L'existence du soulèvement n'apparaît alors clairement qu'à la limite de la zone soulevée ou lorsque la glace du sol se met à fondre (figure 8). Des dépressions thermokarstiques se forment alors et ces dépressions, qui finissent par se rejoindre, peuvent isoler à un certain moment des buttes au sein desquelles la glace n'a pas encore fondu. En dehors de toute fusion, l'allure tabulaire de ces paises leur donne un aspect horizontal qui leur a fait attribuer le nom de "plateaux palsiques". Nous proposons d'appeler "plateaux lithalsiques" les buttes semblables non couvertes de tourbe (ce terme serait donc équivalent à celui de "plateau de pergélisol" utilisé par Allard et al., 1996). La fusion de la glace du sol de tels plateaux se fait de manière très chaotique, en donnant naissance à un relief anarchique qui a peut-être donné les zones de relief incompréhensible où ne se retrouvent ni remparts circulaires, ni bourrelets allongés, mais une topographie confuse comme elle apparaît localement sur les figures 3b et 3e.



Figure 8. Photo d'un plateau palsique en dégradation en Islande.

Des paises bien développées n'existent que dans des zones de pergélisol discontinu

Comme nous venons de le montrer, la plus grande partie de la glace contenue dans les paises est apparue à la base du pergélisol lorsque celui-ci s'est étendu en profondeur. Des formes semblables ne peuvent donc grandir dans les zones de pergélisol continu, sauf au moment de l'établissement de celui-ci.

Par contre, des buttes formées de glace d'accroissement, qui se met en place entre la couche active et le pergélisol, peuvent se développer dans ces circonstances. Les buttes qui ne dépassent pas 60 cm d'élévation près de Resolute, Ile Cornwallis, Canada (Washburn, 1983) et 1,30 m au Spitzberg (Akerman, 1982) pourraient avoir cette origine.

Donc, dans la zone du pergélisol continu, les buttes ne peuvent être dues qu'à de la glace d'accroissement, qui apparaît comme nous l'avons vu au dessus du pergélisol. Elles ne peuvent avoir qu'un développement fort réduit. Les formes importantes dont on retrouve la trace dans les Hautes Fagnes sous la forme des viviers sont ainsi la trace d'une période où existait un pergélisol discontinu.

Le rôle de la tourbe

Limiter le terme palse à des formes recouvertes de tourbe, comme le proposent différents auteurs,

est implicitement souligner le rôle important de ce matériau dans la croissance des formes. Ce rôle a été reconnu depuis longtemps. Brown (1963), faisant référence à un auteur russe Tyrtikov (1959), explique que les variations de conductibilité thermique de la tourbe en été et en hiver sont favorables à la formation du pergélisol. En été, la tourbe sèche est un très bon isolant thermique ; sa conductibilité est par contre considérablement augmentée quand elle est humide et plus encore quand elle est gelée. Or en été, la tourbe de surface est sèche, tandis qu'en hiver elle contient de la glace. Zoltaï et Tarnocaï (1971) ont montré pour une palse boisée du Manitoba que le contenu volumétrique en H₂O de la tourbe était d'environ 30 % en automne, mais près du double en hiver. De ce fait la quantité de chaleur transférée en hiver depuis le sol vers l'atmosphère à travers la tourbe humide et gelée est beaucoup plus importante que la quantité transmise dans la direction opposée à travers la couche de tourbe sèche qui se trouve en surface l'été. Ce mécanisme explique pourquoi les paises sont les premiers îlots de pergélisol que l'on trouve lorsque, dans l'hémisphère nord, on atteint la limite méridionale du pergélisol.

Dès 1976, Ahman souligne que le processus de formation des paises est le même que celui des lithalses en spécifiant que l'absence de couche de tourbe doit être compensée alors par une température

plus basse. En 1977, il précise même que, avec une température d'été suffisamment basse, la couche de tourbe n'est plus nécessaire pour préserver le noyau gelé. Cette idée a été le mieux exprimée par Seppälä (1988) qui a donné un modèle général de l'épaisseur de la tourbe nécessaire pour la formation des palses (figure 9). Ce modèle montre qu'une couverture de tourbe n'est plus nécessaire lorsque la température annuelle est de -6°C et que la couverture de tourbe nécessaire est même insignifiante pour une température annuelle de -5°C . Il s'agit ici d'une indication précieuse en ce qui concerne la température moyenne qui existait lors de l'apparition des lithalses sur le Plateau des Hautes Fagnes.

Les traces de lithalses des Hautes Fagnes et leur formation

Il est indispensable de revenir aux viviers et de considérer les hypothèses particulières qui ont été avancées pour rendre compte des formes allongées qui y sont observées. Sur la figure 3, à côté de formes fermées, circulaires ou irrégulières (figures 3a, b, c) existent des formes allongées (figures 3d et e) et des zones de relief anarchique (figures 3b et e, *pro parte*). Toutes les transitions peuvent être trouvées entre ces différentes morphologies.

Les formes fermées qui témoignent clairement du développement de buttes isolées sont les plus faciles à expliquer. Ce sont ces formes qui ont toujours été considérées comme les plus caractéristiques du Haut Plateau, incontestablement parce qu'elles étaient les plus simples.

Quant aux remparts allongés, ils atteignent dans le cas le plus remarquable 800 m de longueur. Ces formes n'existent que sur des pentes variant entre 2,4 à 4% et s'étirent suivant la ligne de plus grande pente. Mückenhausen (1960) a été le premier à expliquer cette relation avec la pente en admettant qu'elle résultait d'une croissance préférentielle des buttes cryogènes vers l'amont du versant, du fait qu'elles recevaient de ce côté plus d'eau. Cette hypothèse reste à l'heure actuelle la plus vraisemblable, mais n'est pas confirmée par des observations dans des régions froides actuelles. Des palses allongées, dénommées "esker palsas", ont cependant été décrites en Scandinavie par Ahman (1976). Atteignant 500 m de longueur, elles sont, d'après Ahman, clairement connectées avec le système de drainage et développées dans du matériel minéral sous 0,5 à 1,5 m de tourbe. Les mécanismes qui leur ont donné naissance n'ont toutefois pas été expliqués.

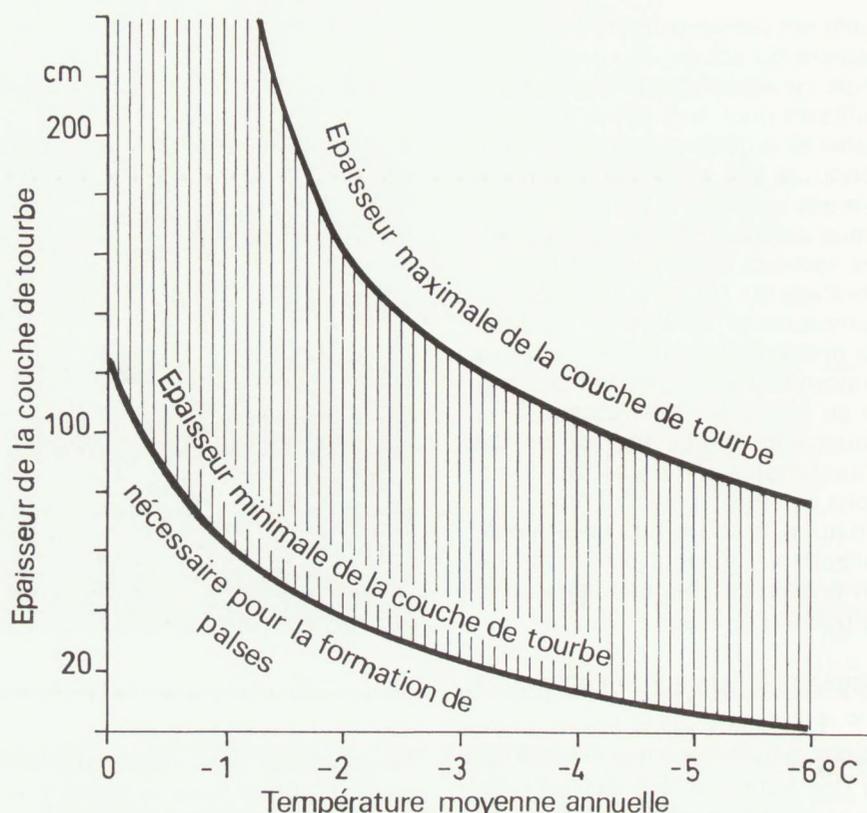


Figure 9. Modèle donné par M. Seppälä (1988) indiquant, en fonction de la température moyenne annuelle, l'épaisseur de tourbe nécessaire pour la formation de palses.

Les zones de relief tout à fait anarchique (figure 3b et e, *pro parte*) résulteraient sans doute de l'effondrement de plateaux lithalsiques et se seraient constituées au moment de la fusion. Cette fusion se produit en effet de manière tout à fait irrégulière et non seulement par les bordures, en faisant apparaître en surface des dépressions thermokarstiques qui s'agrandissent progressivement, comme nous en montrons un exemple sur la figure 8.

Des questions qui seront abordées dans prochains articles

L'absence de tourbe implique pour les lithalses des conditions plus froides que celles nécessaires pour l'apparition de palses comme le montre bien la figure 9. Ces conditions ont été retrouvées par la reconstitution climatique du Dernier Dryas proposée par Isarin (1997) pour l'Europe occidentale, reconstitution que nous présenterons dans un prochain article. Nous comparerons

alors ses données aux conditions climatiques d'une région de Hudsonie où des lithalses actuelles sont nombreuses.

Le principal problème non résolu à ce jour en ce qui concerne les lithalses des Hautes Fagnes se rapporte à l'explication de leur répartition, aussi bien à l'échelle locale que régionale. Leur distribution locale dans les Fagnes ne pourra être expliquée que par des recherches géophysiques dévoilant la nature du substrat et les conditions hydrologiques locales. Par contre, en ce qui concerne leur répartition régionale, c'est-à-dire l'explication de la raison pour laquelle les traces de lithalses sont si rares et n'existent en Belgique que sur quelques sommets ardennais, les progrès des connaissances suggèrent que de telles buttes cryogènes n'apparaissent que dans des conditions climatiques très particulières qui n'ont existé que localement. Nous en discuterons aussi ultérieurement.

Dans le prochain article, nous détaillerons les résultats des fouilles qui ont été réalisées au travers des remparts de viviers des Hautes Fagnes et nous montrerons que les lithalses qui leur ont donné naissance sont apparues pendant le Dernier Dryas, une période brève

de refroidissement qui n'a duré que 1500 ans et s'est terminée il y a environ 11450 ans par un réchauffement climatique extrêmement brutal.

Bibliographie

Ahman, R., 1976. The structure and morphology of minerogenic palsas in Northern Norway. *Biuletyn Periglacialny*, 26 : 25-31.

Akerman, H. J., 1982. Observations on palsas within the continuous permafrost zone in eastern Siberia and in Svalbard. *Geografisk Tidsskrift*, 82 : 45-51.

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.

Brown, R. J. E., 1963. *Influence of vegetation on permafrost*. Proceedings Permafrost International Conference, 11-15 november 1963, Lafayette, Indiana. National Academy of Sciences-National Research Council, Washington, D.C. Publication 1287 : 20-25.

Brown, R. J. E., 1970. *Permafrost in Canada*. Toronto, University Toronto Press, 234 p.

Brown, R. J. E. and Péwé, T. L., 1973. Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: a review, 1963-1973. *Permafrost*, North American Contribution to the second International Conference on Permafrost Held in Yakutsk, Siberia, July 1971 : 74-100.

Burn, C. R., 1988. The development of near-surface ground ice during the Holocene at sites near Mayo, Yukon Territory, Canada. *Journal of Quaternary Science*, 3 (1) : 31-38.

Dever, L., Hillaire-Marcel, C. and Fontes, J. CH., 1984. Composition isotopique, géochi-

mie et genèse de la glace en lentilles (palsen) dans les tourbières du Nouveau-Québec (Canada). *Journal of Hydrology*, 71 : 107-130.

Fortier, R., Lévesque, R., Seguin, M. K. & Allard, M., 1991. Caractérisation du pergélisol de buttes cryogènes à l'aide de diagraphies électriques au Nunavik, Québec. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2 : 79-93.

Harris, S. H., 1993. Palsa-like mounds developed in a mineral substrate, Fox Lake, Yukon territory. *Sixth International Conference on Permafrost, July 5-9, 1993 Proceedings*, Beijing, China. 1 : 238-243.

Holmes G. W. Hopkins, D. M. and Foster, H., 1968. Pingos in central Alaska. *Geological Survey Bulletin*, 1241-H, Washington : H1-H40.

Hughes, O. L., 1969. *Distribution of open-system pingos in Central Yukon Territory with respect to glacial limits*. Geological Survey of Canada, Paper 69-34, 8p.

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.

Mackay, J.R., 1988. Pingo collapse and paleoclimatic reconstruction. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25 (4) : 495-511.

Mückenhausen, E., 1960. Eine besondere Art von Pingos am Hohen Venn/Eifel. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 11 : 5-11

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., 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. 1986. Pingos et palses: un essai de synthèse des connaissances actuelles. *Hautes Fagnes*, 52 (3) : 67-78.

Stager, J.K., 1956. Progress report on the analysis of the characteristics and distribution of pingos east of the Mackenzie Delta. *Canadian Geographer*, 7 : 13-20.

Seppälä, M., 1986. The origin of palsas. *Geografiska Annaler*, 68 A (3)/141-147.

Seppälä, M., 1988. Palsas and related forms. In: Clark, M. J., *Advances in Periglacial Geomorphology*, Chichester, John Wiley and Sons : 247-278.

Taber, S., 1929. Frost heaving. *Journal of Geology*, 37 : 428-461.

Tyrtikov, A.P., 1959. Permafrost and vegetation. *Fundamentals of Geocryology*, vol 1, chap.12. Acad. Science. USSR, Moscow (texte en russe) : 399-421.

van Everdingen, R.O., 1998. *Multi-language Glossary of Permafrost and Related Ground-ice terms in Chinese, English, French, German, Icelandic, Italian, Norwegian, Polish, Romanian, Russian, Spanish, and Swedish*. The Arctic Institute Of North America. The University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada T2N 1N4 Canada.

Washburn, A. L., 1983. What is a palsa ? In : H. Poser und E.Schunke, *Mathematisch-Physikalische Klasse, Dritte folge*, Mesofirmen des reliefs im heutigen Periglazialraum. Bericht über ein Symposium, Göttingen, Vandenhoeck & Ruprecht, 35 : 34-47.

Yoshikawa, K. 1998. The groundwater hydraulics of open system pingos. *Proceedings of the seventh international conference on permafrost, June 23-27, 1998*, Edit. A.G. Lewkowicz and M. Allard, Centre d'études nordiques, Université Laval, 1177-1184.

Zoltaï, S. C. et Tarnocai, C., 1971. Properties of a wooded palsa in northern Manitoba. *Arctic and Alpine Research*, 3 (2) : 115-129.



Vivier des Hautes Fagnes. (Photo J. Reul).

Faint, illegible text in the top left column, possibly bleed-through from the reverse side of the page.

Faint, illegible text in the top middle column, possibly bleed-through from the reverse side of the page.

Faint, illegible text in the top right column, possibly bleed-through from the reverse side of the page.



Les viviers des Hautes Fagnes. Les fouilles réalisées, la formation des remparts, leur âge

par Albert PISSART, Professeur émérite à l'Université de Liège.

Résumé

Sont rassemblées ici les données recueillies dans 9 tranchées qui ont été réalisées au travers de remparts de viviers de 1974 à 1983. Ces descriptions n'ont pas été toutes publiées. Nous donnons les dessins des coupes et précisons les enseignements que l'on peut en déduire. Les indications stratigraphiques résultant de la mesure du ^{14}C , de l'étude des poussières volcaniques et des travaux palynologiques sont ensuite présentées. Le moment d'apparition des lithales ne fait plus de doute après ces observations: ces buttes périglaciaires sont apparues pendant le Dernier Dryas, dernier coup de froid de la dernière glaciation dont la durée est mal précisée, mais qui s'est étendu entre ± 13000 et ± 11600 ans avant aujourd'hui.

Introduction

Après avoir décrit, dans le numéro précédent de cette revue, ce que l'on connaît des lithales actuelles, et plus spécialement de la glace qui les constitue et de la structure interne de ces formes, nous abordons ici la description interne des remparts des viviers des Hautes Fagnes. Il faut noter que les mécanismes de fusion qui se sont développés chez nous ne peuvent être que supposés. Aucune observation actuelle ne montre comment se réalise l'effondrement de buttes semblables puisque nulle part de nos jours ne se produit un réchauffement climatique brutal semblable à celui qui a eu lieu à la fin du Dernier Dryas. En conséquence, seules les fouilles que nous avons réalisées permettent actuellement de reconstituer comment sont apparus les remparts des viviers.

C'est grâce à des crédits aux chercheurs du Fonds National de la Recherche Scientifique que des coupes au travers des remparts de viviers ont été dégagées. Toutes les coupes observées n'ont pas été publiées. Quatre coupes parmi



Figure 1. Dégagement en 1973 d'une tranchée au travers du rempart du vivier de la Brackvenn que montre la figure 7.

les neuf qui ont été réalisées et dont nous donnons les dessins, sont présentées ici pour la première fois.

La première coupe (Bastin et al., 1974) a été dégagée dans la réserve naturelle au lieu-dit la Brackvenn. Le directeur de l'époque de la Station scientifique des Hautes Fagnes de l'Université de Liège nous a si vivement reproché d'avoir fait passer un véhicule chenillé sur une centaine de mètres dans la Réserve que toutes les excavations suivantes ont été réalisées en dehors de celle-ci dans le territoire appartenant à la forêt domaniale, avec la bienveillante autorisation de l'Administration des Eaux et Forêts, et spécialement de Monsieur l'Ingénieur M. Letocart qui gérait ce secteur. Par ailleurs, nous avons bénéficié alors du soutien du Docteur R. Collard, Président des "Amis de la Fagne".

L'utilisation de puissantes pelles mécaniques a été indispensable pour creuser dans ces matériaux limono-argileux comprenant des gros blocs de quartzite revinien (figure 1). Pour que les excavations ne soient pas inondées, un drainage naturel devait être assuré. Aussi toutes les fouilles ont été

réalisées au travers de remparts bien apparents, c'est-à-dire au travers de remparts élevés, en des endroits où la pente naturelle permettait l'écoulement des eaux.

Ces coupes ont donné des résultats permettant de comprendre comment les remparts se sont édifiés et aussi de préciser leur âge.

La structure des remparts excavés

La localisation des différentes coupes est donnée sur la figure 2. Elles se trouvent toutes groupées dans la Brackvenn et la Konnerzvenn. Une seule, la première qui a été dégagée, se trouve sur le territoire de la Réserve (la coupe 3). Les autres sont localisées dans la partie de la forêt domaniale s'étendant entre la Brackvenn et la Konnerzvenn.

Nous présentons la structure des 9 remparts excavés en trois figures :

- La figure 3 rassemble 6 remparts qui présentent une structure montrant un retournement des couches,
- La figure 8 montre un rempart constitué par l'empilement de bourrelets de solifluxion,

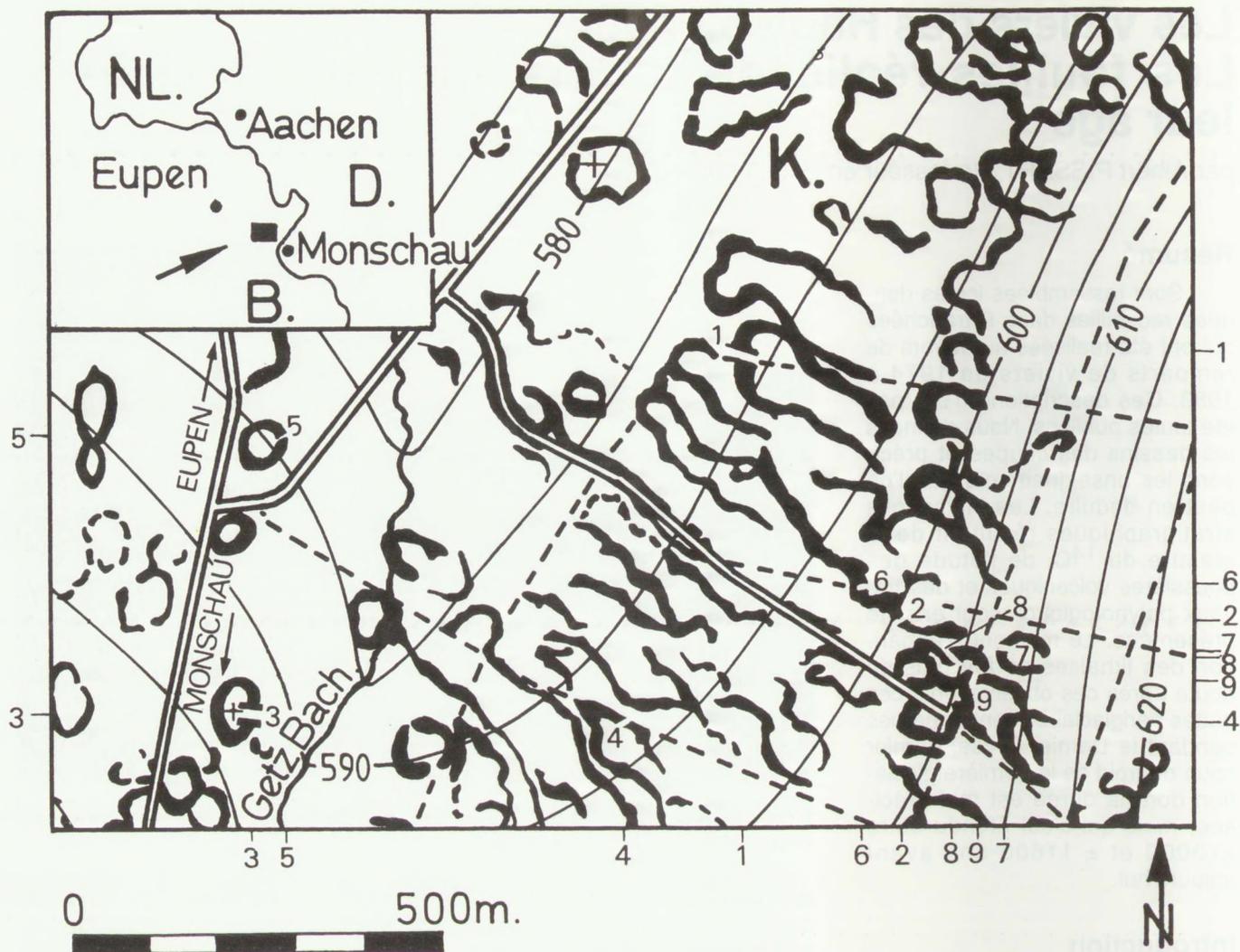


Figure 2. Localisation des coupes données sur les figures 3, 6 et 7. Les chiffres inscrits au sein de la figure renvoient aux numéros des coupes qui sont données sur ces figures. Sous et sur les côtés de la présente figure, des indications permettent de retrouver les chiffres mal visibles dans l'image elle-même. Des croix indiquent deux viviers dont le remplissage a été étudié par Woillard (1975). Des vues aériennes des viviers où ont été réalisées les coupes 1 et 3 sont données sur les figures 4 et 7.

c) La figure 9 groupe deux remparts dont la structure n'est pas expliquée.

Les remparts montrant un retournement des couches (figure 3)

Sur cette figure 3, six coupes présentant une structure comparable sont disposées d'une manière identique : le centre du vivier se trouve à gauche, l'extérieur à droite. Ces coupes ont été creusées à peu près perpendiculairement à l'allongement du rempart.

La coupe la plus intéressante et la plus claire est celle qui a été dégagée en 1978 à l'extrémité d'une forme allongée au lieu-dit la Konnerzvenn (figure 3 : coupe 1). L'étude de cette coupe a été publiée par Pissart et Juvigné en 1980. Elle a mis à jour la tourbe la plus ancienne qui, aujourd'hui, a

été découverte sur le Haut Plateau.
Description de la coupe 1 (de la figure 3 et figure 4)

A droite, la tourbe superficielle (1 sur la figure) remplit la cuvette et se prolonge vers l'ESE au-delà de la figure où elle se développe sur une épaisseur maximale de 4,20 m. Une autre couche de tourbe (couche 9) plus ancienne est enfouie sous des sédiments limono-caillouteux et atteint au maximum 32 cm d'épaisseur.

Directement au dessus de cette dernière couche de tourbe, apparaissent de fines couches litées de limon (couches 8) qui constituent un dépôt mis en place par ruissellement.

Le reste du dépôt est formé d'un mélange d'argile, de limons, et de débris du substratum paléozoïque. La fraction fine domine.

Partout des cailloux sont présents. Les limites données en tirets sont difficiles à distinguer.

Les minéraux denses étudiés par E. Juvigné montrent par la teneur en hornblende verte, épidoïte et grenat que dans tous ces matériaux la quantité de limon éolien est importante; le rapport hornblende verte + grenat / zircon + rutile indique que les limons éoliens que l'on retrouve se sont déposés au cours de la dernière glaciation.

Dans la couche 10, sous tourbe, les formations limoneuses ont une forte teneur en calcaire, atteignant en poids 10 % du sédiment, ce qui témoigne qu'en cet endroit, les limons éoliens, qui constituent une partie importante du sédiment, n'ont pas été lessivés avant d'être recouverts par la tourbe, puis par le rempart du vivier.

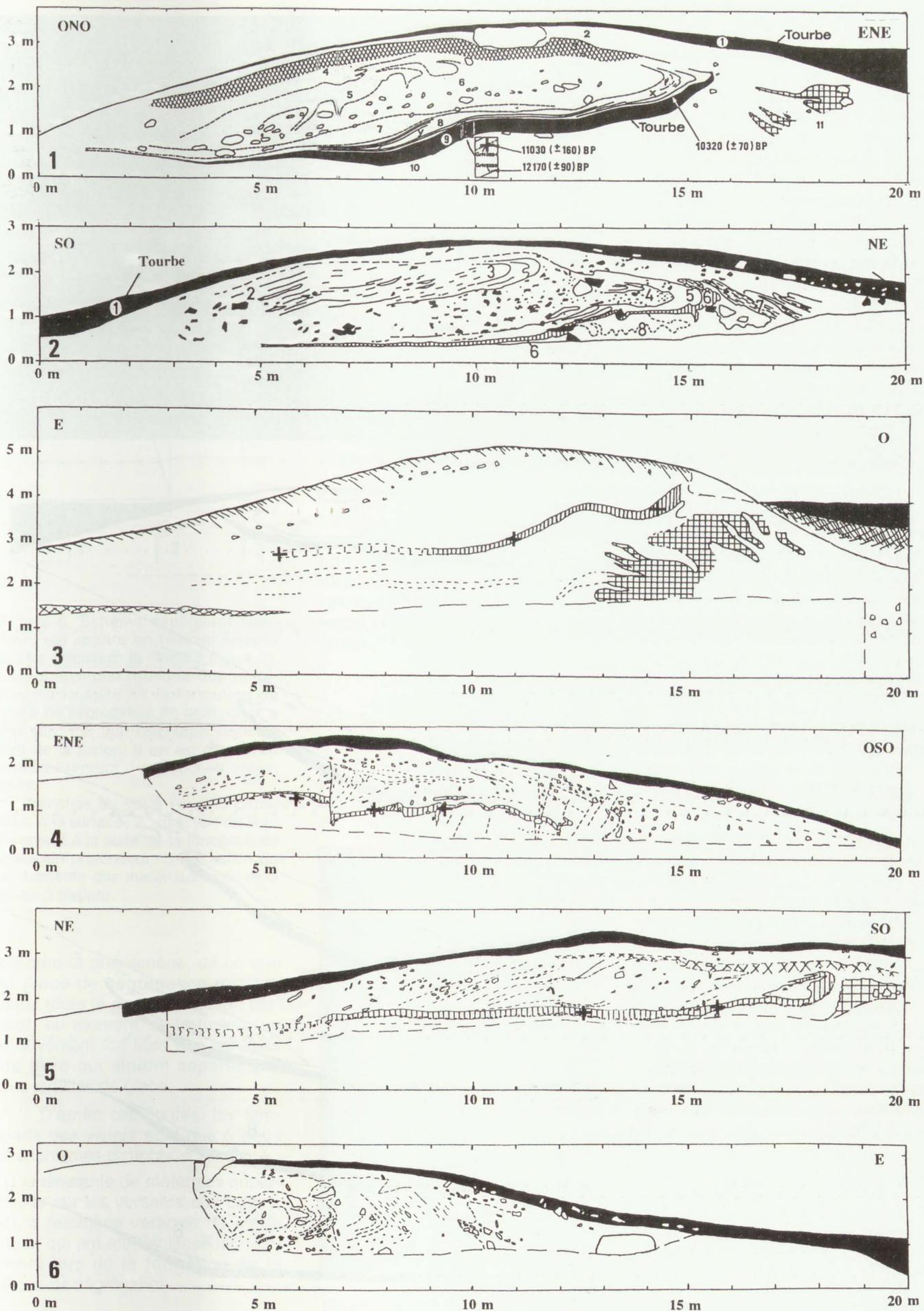


Figure 3. Dessin des coupes 1 à 6. Celles-ci montrent toutes un retournement des couches. Les flèches et les croix indiquent les endroits où un pourcentage très élevé des poussières volcaniques du Laacher See a été trouvé par E. Juvigné. La localisation des coupes est donnée sur la figure 2. La numérotation qui renvoie à ces coupes se trouve à gauche de chaque dessin.

Mécanisme d'apparition

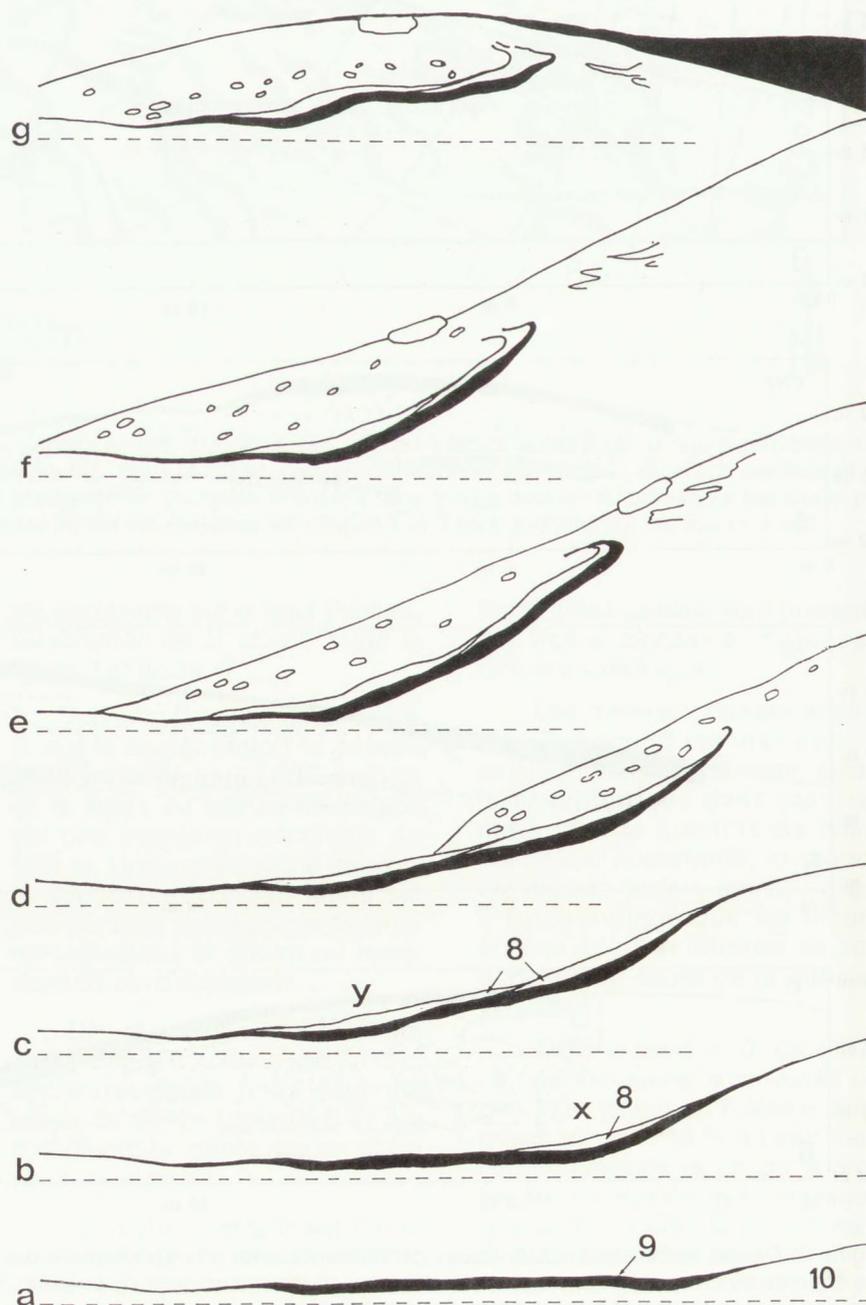
La figure 5 montre comment le rempart est apparu. Au départ, une dépression où s'était accumulée de la tourbe (9) existait comme le montre la coupe a sur la figure 5; un soulèvement du sol a amené sur cette tourbe, dans la concavité qui apparaissait, une première lentille de limon ruisселé indiqué par x sur la coupe b (indiquée aussi par la même lettre sur la coupe 1 de la figure 3); le soulèvement s'est étendu latéralement en déplaçant la concavité et donc la zone d'accumulation du limon (y sur la coupe c); le soulèvement se poursuivant, la pente est devenue suffisante pour faire apparaître un déplacement en masse du matériau limono-caillouteux (coupes d, e, f), déplacement qui a entraîné le retournement des couches déposées antérieurement, dont la couche de tourbe; en même temps sont apparues des loupes de solifluxion visibles à l'extrémité droite des coupes e et f; la fusion de la glace apparue en profondeur, suivie de l'accumulation de tourbe dans la cuvette, a amené à la situation actuelle (coupe g).

Ces dessins montrent bien que la plus grande partie du rempart est due à l'accumulation de matériaux descendus par solifluxion sur la pente d'une butte aujourd'hui disparue.

Si l'on compare la figure a et la figure g, il apparaît toutefois que la couche de tourbe enfouie a été déformée et qu'elle reste partiellement soulevée dans la partie droite de la figure, en donnant naissance à un gradin bien marqué. Ce soulèvement est expliqué par la figure 6 qui montre comment l'apparition de glace soulevant obliquement les matériaux entraîne, après une retombée verticale de ceux-ci, un épaissement des couches et la formation d'un ressaut. Il faut tenir compte, pour com-

Figure 4. Vue aérienne prise en octobre 1999 du vivier allongé où a été réalisée la coupe 1 de la figure 3. La photo est prise du NNO vers le SSE. La flèche indique l'endroit où la coupe a été dégagée.

Figure 5. Etapes de la formation du rempart de la coupe 1 (figure 3) de la Konnerzvenn. Les explications sont données dans le texte.



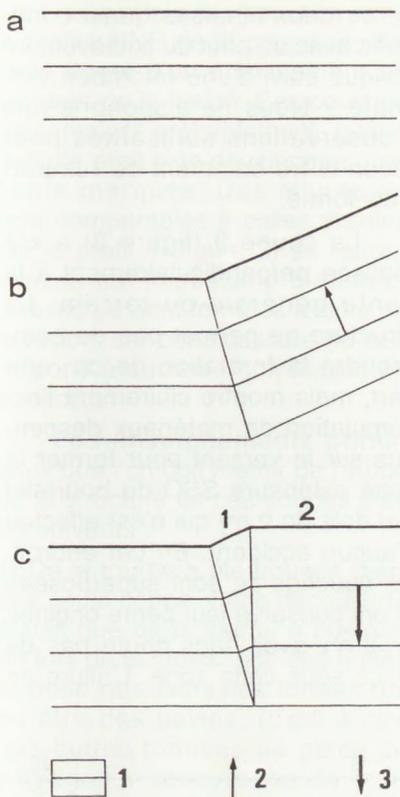


Figure 6. Schéma expliquant comment est apparu un ressaut sous la tourbe enfouie de la coupe 1 (figure 3). Le soulèvement oblique des matériaux à la suite de la formation de glace de ségrégation en profondeur a été suivi par leur retombée verticale lors de la fusion. Il en est résulté un épaissement des couches soulevées.

1 : tranches du sol à l'origine parallèles à la surface ; 2 : direction du soulèvement à la suite de la formation de glace en profondeur ; 3 : direction de la descente des matériaux lorsque la glace a disparu.

prendre le phénomène, de ce que la glace de ségrégation répartie dans toute la masse soulevée permet, au moment de la fusion, un mouvement fort libre des agrégats de terre qui étaient séparés par ces lentilles de glace.

D'après ces figures, les remparts des viviers sont dus à deux mécanismes distincts, à savoir :

- 1) la descente de matériaux superficiels sur les versants des buttes,
- 2) la retombée verticale de matériaux qui ont été déplacés latéralement lors de la formation de la glace de ségrégation.

Les autres coupes

La coupe 2 de la figure 3 (publiée par Pissart, 1983) montre

une structure tout à fait comparable. Nous n'y avons toutefois pas retrouvé de tourbe, mais une couche de limon gris pratiquement sans cailloux (couche 6), bien individualisée et équivalente au limon ruisselé observé sur la tourbe de la coupe 1 de la figure 3. La base de cette couche limoneuse montre la même ondulation que celle affectant la tourbe de la première coupe. Nous retrouvons aussi le même retournement des couches et aussi des loupes de solifluxion dans la partie centrale de la forme, c'est-à-dire au NE.

La coupe 3 de la figure 3 est la première qui a été publiée (Bastin *et al.*, 1974). La figure 7, photo prise d'avion, montre comment se présentait le vivier excavé en 1976. Cette coupe présente les mêmes caractéristiques que les coupes précédentes, avec aussi une couche de limon bien apparente (hachurés verticaux) qui correspond à un dépôt de ruissellement mis en place au début de la croissance de la butte.

Les coupes 4, 5, 6 (inédites) montrent des images moins claires des mêmes structures. La couche de limon caractéristique est bien visible sur la coupe 4. La structure est hachée par des cassures sans

doute apparues lors de la fusion de la glace. Ces cassures montrent que de la glace s'est formée loin sous le rempart. Il faut souligner que la cassure principale (à 7 m sur la coupe 4) correspond à un ressaut visible en surface (mais pas apparent sur le dessin de la surface de la coupe) qui s'étend sur plusieurs dizaines de mètres parallèlement au rempart. Des ressauts de cette sorte ne pas rares, et je les avais déjà signalés en 1956 (fig. 1, et fig. 5 b de ce premier article).

La coupe 5 est comparable aux précédentes, sauf que le ressaut interne dû à la retombée des matériaux est peu apparent et seulement visible entre 16 et 17 m.

La coupe 6 ne montre que la moitié d'un rempart. Limitée par un chemin qui ne pouvait être excavé, elle a toutefois fait apparaître clairement le retournement des couches. Ce qui a été observé ne laisse aucun doute quant au type de structure, même si on n'a pas retrouvé la couche limoneuse si apparente dans les autres profils. Deux coins apparaissent dans cette structure. Il y a lieu de se demander s'ils ne sont pas apparus lors de la croissance de la butte.



Figure 7. Vue aérienne prise en juillet 1976 du vivier où a été observée la coupe 3 de la figure 3 dont la localisation est donnée sur la figure 2. Les déblais étalés de part et d'autre de la coupe qui a été dégagée apparaissent en clair car ils n'étaient toujours pas colonisés par la végétation. La vue est prise de l'Est en direction de l'Ouest.

Rempart constitué par la superposition de loupes de solifluxion (figure 8)

Une seule coupe (figure 8, coupe 7) montre une structure différente clairement identifiable témoignant de la descente de langues de solifluxion qui se sont superposées. Cette coupe a été publiée (Pissart, 1983). La partie de la coupe observée n'est pas suffisamment profonde pour bien faire apparaître toute la structure du rempart et surtout n'a pas permis d'identifier le niveau où se trouvait le sol au moment de la croissance de la butte. Mais elle montre clairement que l'accumulation de matériaux formant le rempart résulte de la superposition de langues de solifluxion. Cette coupe établit donc que tous les remparts n'ont pas la même structure, quoi-

que, dans ce cas-ci comme dans les coupes précédentes, la plus grande masse du rempart est due à la descente de matériaux sur le versant de la butte.

Remparts dont la structure est incomprise (figure 9)

La coupe 8 donnée sur la figure 9 a été publiée (Pissart, 1983); elle a livré un mince liseré organique qui a été daté par ¹⁴C. C'est une coupe dont la structure ne permet pas de reconstituer le mode de formation du rempart et où on ne reconnaît que la couche limoneuse qui a été datée. Les matériaux qui recouvrent cette couche sont certainement descendus par de la glace de ségrégation. Que représente la partie située à l'ONO ? Résulte-t-elle de l'existen-

ce de deux lithalses quasi contiguës avec un effet du soulèvement oblique suivi d'une retombée verticale ? Nous ne disposons pas d'observations suffisantes pour reconnaître comment ce rempart s'est formé.

La coupe 9 (figure 9) a été réalisée perpendiculairement à la pente générale du terrain. La structure ne permet pas de comprendre la formation de ce rempart, mais montre clairement l'accumulation de matériaux descendus sur le versant pour former la zone extérieure SSO du bourrelet (au delà de 9 m) qui n'est affectée d'aucun accident. En cet endroit, les couches se sont superposées et ont conservé leur pente originelle. Il n'y avait sans doute pas de glace sous cette zone. L'allure en

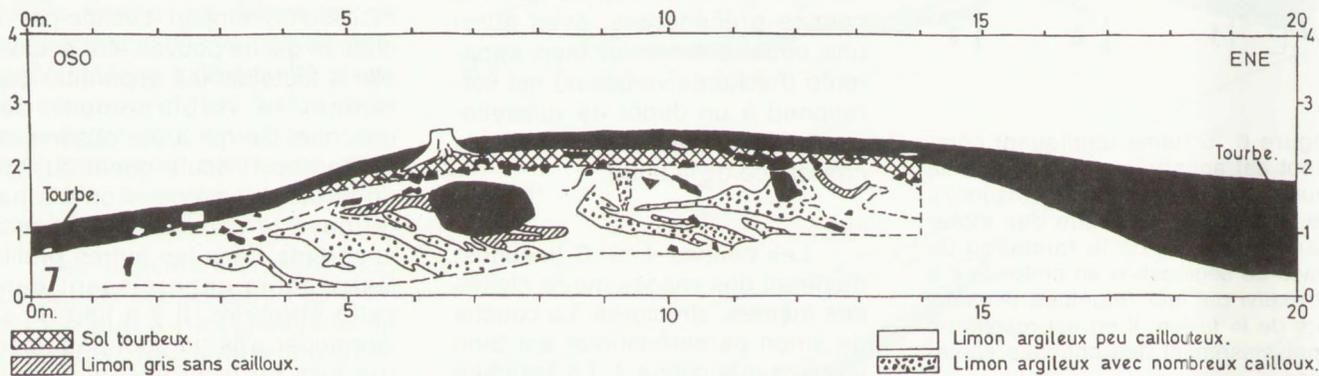


Figure 8. Coupe 7 : rempart formé par la superposition de loupes de solifluxion. Voir localisation de cette coupe sur la figure 2.

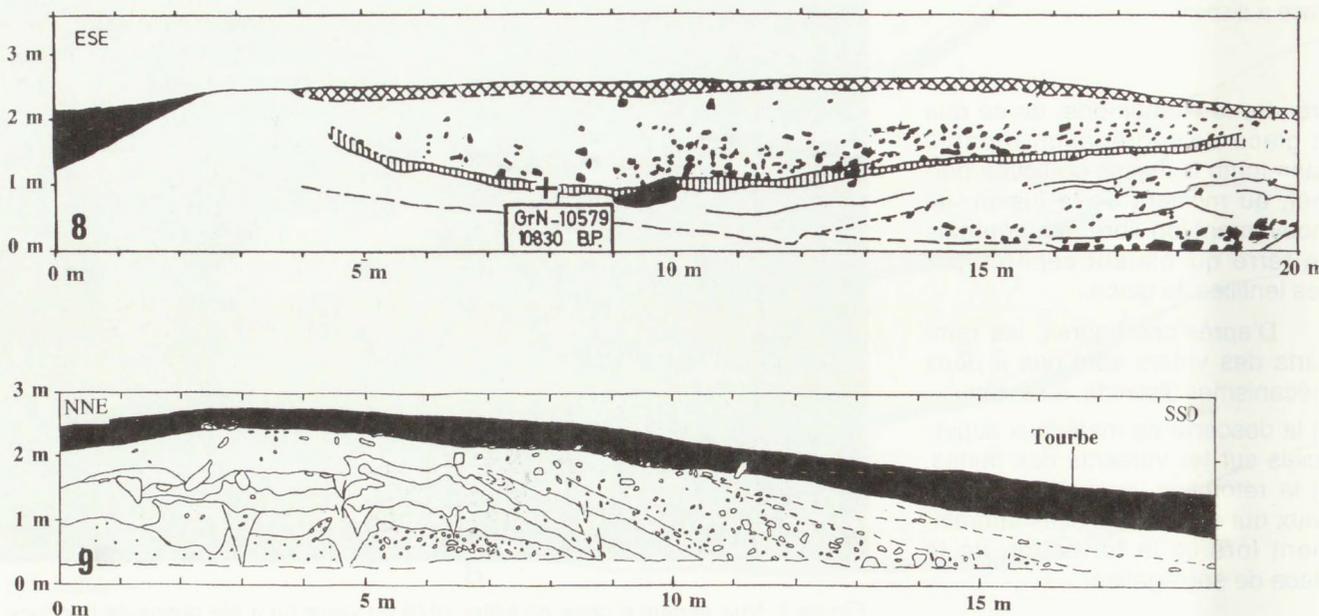


Figure 9. Coupes 8 et 9 réalisées dans des remparts dont la formation est mal expliquée. La localisation de ces coupes est donnée sur la figure 2. La croix dessinée sur la coupe 8 indique l'endroit où E. Juvigné a observé les poussières volcaniques du Laacher See et où se trouvait la matière organique datée par ¹⁴C.

gros horizontales des couches dans la moitié NNE de la coupe résulte sans doute d'un affaissement au moment de la fusion. Ces couches présentaient probablement, quand la butte était bien développée, une pente marquée. Des allures en coin comparables à celles visibles sur le profil 4 (figure 3) se retrouvent. Il est impossible d'affirmer qu'elles se sont formées ici lors de la fusion, car cette cassure ne correspond à aucune dénivellation en surface.

Les enseignements principaux que l'on doit retenir de l'étude de la structure de ces coupes sont les suivants :

1) De la tourbe a été trouvée dans une seule coupe. Cette découverte établit que de la tourbe a pu exister lors de la croissance des buttes et donc que certaines formes ont pu être des palses, (c'est-à-dire des buttes formées de glace de ségrégation recouvertes de tourbe). Cependant l'absence totale de tourbe dans les autres coupes prouve que la majorité des buttes n'avaient pas de couverture tourbeuse et étaient des lithalses.

2) Les remparts sont apparus principalement à la suite de la descente de matériaux sur les versants des buttes. Une partie de la masse des remparts est due au soulèvement oblique des matériaux par la glace, suivie de leur retombée verticale. L'origine naturelle de ces formes est incontestable.

3) Des coins (en section) ont été trouvés dans plusieurs coupes. Certains apparaissent encore en surface par de faibles ressauts et résultent d'affaissement au moment de la fusion. Il n'est pas prouvé que certains de ces coins ne sont pas apparus au moment de la croissance des buttes.

Les datations obtenues

Deux méthodes ont permis de préciser l'âge des remparts, à savoir le ^{14}C et la téphrostratigraphie. Ces données ont été étayées et complétées par la palynologie. Précisons qu'avant le dégagement de ces coupes, Gullentops et Mullenders (1969) avaient daté les buttes périglaciaires du Dernier Dryas par téphrostratigraphie. De 1969 à 1980, nous ne considérons pas cet argument comme probant et nous n'en parlions pas. Il est

apparu par la suite que cette étude était excellente, et nous nous excusons ici auprès de ces auteurs de ne pas avoir fait référence à leur travail avant 1980.

Radiocarbone

C'est la coupe 1 reproduite sur la figure 3 qui a fourni les renseignements les plus nombreux et précis. La couche de tourbe reconnue comme antérieure à la croissance de la butte cryogène a été en effet datée à différents niveaux par ^{14}C . Les dates obtenues sont les suivantes : (les abréviations des laboratoires et les numéros des datations sont donnés entre parenthèses) : base de la tourbe : 12170 ± 90 BP (GrN 9258), 12710 ± 180 BP (Lv 1012); le niveau de poussières volcaniques du Laacher See existant dans la tourbe (dont nous parlons ci-dessous) : 11030 ± 160 BP (GrN 8891), 10830 ± 45 BP (GrN 10579) et 10820 ± 150 BP (Lv 1011); le sommet de la tourbe : 10640 ± 130 BP (MBN 191) et 10320 ± 70 BP (Beta 122423). Cette dernière datation a été réalisée en octobre 98; la localisation du prélèvement est indiquée sur la figure 3.

Précisons que les datations obtenues par radiocarbone donnent en années B.P. ("before present", mais plus exactement avant 1950), la durée de la période qui s'est écoulée depuis la fossilisation du carbone étudié. La période après le sigle \pm est un écart-type des erreurs de comptage, c'est-à-dire qu'il y a 68% de chance que la vraie valeur tombe dans un écart-type (de part et d'autre de la valeur donnée), 95% qu'elle se trouve dans deux écart-types et 99,7% de chance qu'elle soit comprise dans 3 écart-types. Autrement dit, la première datation donnée, soit 12170 ± 90 , a, du fait des erreurs de comptage, 68% de chance de se trouver entre 12080 et 12260 et 95% de chance de se trouver entre 11990 et 12350.

Mais l'incertitude la plus sévère en ce qui concerne les datations par ^{14}C est due au fait que la date obtenue dépend de la teneur en ^{14}C qui se trouvait dans l'atmosphère au moment où l'organisme vivant s'est constitué (car les organismes étaient alors en équilibre avec la teneur en ^{14}C de l'atmosphère). Une correction pour cette teneur initiale est donc indispen-

sable. La méthode utilisée pour reconnaître la teneur initiale en ^{14}C s'appuie sur la dendrochronologie. Elle consiste à déterminer la teneur en ^{14}C de cernes d'arbres dont l'âge est connu par simple comptage des cernes depuis l'époque actuelle (en passant d'un arbre vivant à des arbres morts) et donc à mesurer ainsi de combien l'âge obtenu par radiocarbone s'écarte du résultat des comptages des cernes. La courbe de calibration établie par cette méthode ne s'étend toutefois pas au delà de 11 800 années calendrier, date proche de la fin du Dernier Dryas. De ce fait jusqu'il y a peu, il était impossible de traduire en années calendrier les datations qui vont au delà de la courbe de calibration reconnue. Une étude de Hughen et al. (1998) a proposé récemment, sur la base de l'étude de sédiments lités du sud de la mer des Caraïbes, une courbe que nous reproduisons sur la figure 10. Y apparaissent le début et la fin du Dernier Dryas d'après les observations faites par Hughen et al. sur ces sédiments. Nous y avons reporté les dates obtenues pour le sommet de la tourbe de la Konnerzvenn, soit $10630 (\pm 130)$ et $10320 (\pm 90)$. Les incertitudes en âge calendrier apparaissent ainsi clairement. Ajoutons enfin que en ce qui concerne le problème de la datation absolue du Dernier Dryas, une synthèse de différentes études a été publiée en 1995 par Hajdas et donne pour cette période des dates allant de ± 12900 à ± 12100 pour le début et de ± 11600 à ± 11000 pour la fin de cette période.

Ajoutons qu'une autre datation ^{14}C a été obtenue dans la coupe 8 de la figure 9. La datation d'un très fin liseré organique qui a été trouvé à ce niveau, est tout à fait en accord avec les datations obtenues dans la couche de tourbe (coupe 1, figure 3) dont il a été question ci-dessus, puisque le résultat a été de 10830 ± 45 B.P. (GrN 10579).

Nous reparlerons dans un prochain article de ce qui s'est passé au Dernier Dryas et pour quoi il y a eu une variation importante de la teneur en ^{14}C de l'atmosphère rendant difficile pour cette période la conversion des dates ^{14}C en années calendrier.

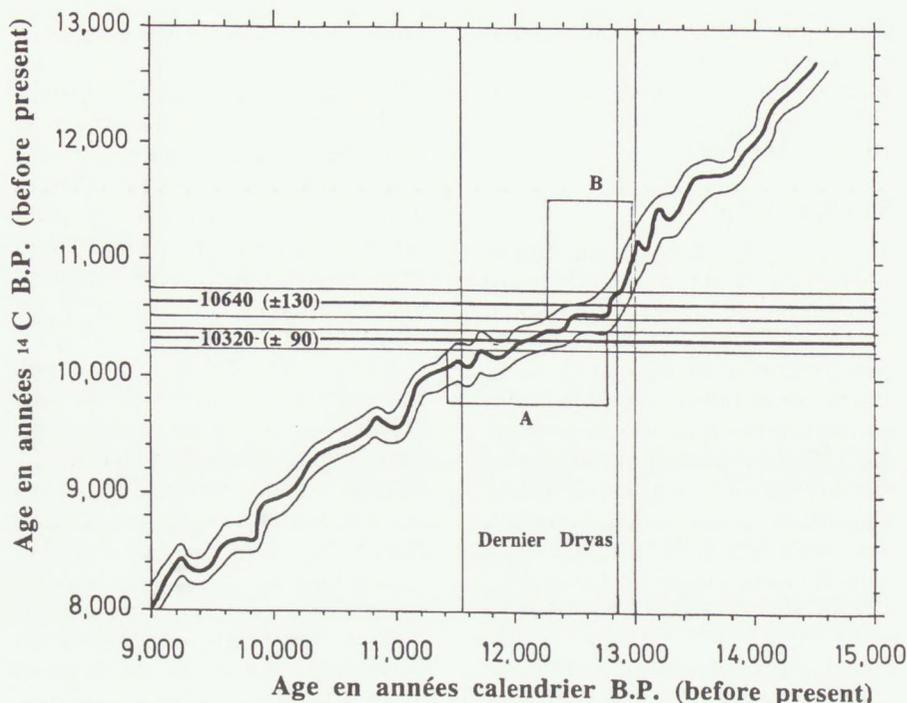


Figure 10. Relation entre les âges ^{14}C en années conventionnelles BP (c'est-à-dire *before present*, mais plus précisément avant 1950) et les âges en années calendrier BP (c'est-à-dire en années correspondant à la durée des années de notre calendrier) pour la période allant de 9000 à 15000 avant aujourd'hui d'après l'étude des varves du bassin de Cariaco dans la Mer des Caraïbes, d'après Hughen et al., 1998.

La différence entre les deux âges, de l'ordre de 1000 ans il y a 9000 ans, passe à 1750 ans vers 14500 BP calendrier. L'allure horizontale de la courbe pendant le Dernier Dryas rend très incertaine la transformation des années ^{14}C en années calendrier. La zone entourant la courbe correspond à deux écart-types des erreurs de mesure ^{14}C . Les limites du Dernier Dryas indiquées correspondent au début et à la fin de la période telle qu'elle apparaît dans la couleur de ces varves des Caraïbes selon Hughen et al., 1998.

Sur cette figure sont reportés deux résultats de comptage du ^{14}C obtenus au sommet de la tourbe de la Konnerzvenn, à savoir 10320 (± 90) et 10640 (± 130). Les incertitudes en âge calendrier, en utilisant cette courbe de Hughen pour la conversion et en tenant compte des deux écart-types donnés par Hughen et un écart-type des erreurs de comptage, sont comprises pour la première mesure (A sur la figure) entre 11400 et 12770 ans B.P. cal. et pour la seconde mesure (B) de 12230 à 12980 ans B.P. cal. Cette image montre l'incertitude qui est liée aux mesures ^{14}C quant à la période exacte qui a été couverte par le Dernier Dryas.

Les poussières volcaniques du Laacher Tuf

L'étude des minéraux denses et donc aussi la reconnaissance de poussières volcaniques dans les coupes que nous avons reproduites (figures 3, 6, et 7) a été réalisée par Etienne Juvigné, actuellement Professeur à l'Université de Liège, qui possède une très grande expérience dans ce domaine. Rappelons que c'est par l'étude de telles poussières que Mullenders et Gullentops (1969) ont, les premiers, reconnu que des viviers (du plateau des Tailles) sont apparus pendant le Dernier Dryas, en montrant l'existence des minéraux volcaniques de l'Eifel d'âge Alleröd dans les remparts et leur absence dans le remplissage des cuvettes.

Dans la première coupe que nous avons réalisée dans le rempart d'un vivier de la Brackvenn (Bastin et al., 1974), un niveau de poussières volcaniques a été trouvé (figure 3, coupe 3) dans la couche limoneuse qui était en surface avant la formation de la butte périglaciaire. Sur la base des résultats de l'étude palynologique qui attribuait les formations qui recouvrent cette couche au Pléni-glaciaire et aussi parce que la téphra était composée de 95% de hornblende basaltique, une composition minéralogique qui n'avait jamais été trouvée en Belgique, ce niveau de poussières volcaniques avait été considéré comme le témoin d'une éruption volcanique inconnue qui, de ce fait, n'apportait

aucun argument de datation.

La coupe de la Konnerzvenn (Pissart et Juvigné, 1980) a permis pour la première fois en Belgique d'observer à l'oeil nu un niveau de poussière volcanique. Au sein de la couche de tourbe elle-même, E. Juvigné a reconnu une traînée blanchâtre qui correspond à un niveau de poussière composée à 57% de hornblendes brunes, avec 31% de pyroxènes et 11% de sphènes. Les datations ^{14}C dont nous avons parlé précédemment ne laissent plus aucun doute sur le moment de formation de ce tuf; il provient de l'éruption du Laacher See. Dans ce même travail de 1980, a été remis en cause l'âge pléni-glaciaire supposé de la coupe de la Brackvenn décrite en 1974 (Bastin et al.), et les auteurs se sont déclarés "maintenant enclins à penser que les deux buttes sont apparues au même moment, à savoir au cours du Dernier Dryas", comme Mullenders et Gullentops l'avaient proposé dès 1969.

En 1983 toutefois, Juvigné considère toujours, vu la composition minéralogique différente des dépôts, que deux tufs différents se sont mis en place un peu avant le Dernier Dryas, à savoir le tuf de la Konnerzvenn, daté par la tourbe (figure 3, coupe 1), et le tuf de la Brackvenn (figure 3, coupe 3). Dix ans plus tard, Juvigné (1993), qui a étudié entre-temps les variations de la composition minéralogique des poussières de l'éruption St. Helens aux USA, a abandonné l'idée que les téphra de la Brackvenn et de la Konnerzvenn seraient dues à des éruptions différentes. Il écrit "on doit attendre au sein d'une même téphra des variations incontrôlables de fréquence au sein des associations de minéraux et on ne peut exclure des corrélations sur la base de différences quantitatives, même importantes" (Juvigné, 1993, p. 12).

Il est actuellement admis que les poussières volcaniques qui ont été trouvées provenaient toutes de l'éruption du Laacher See et constituent un marqueur stratigraphique excellent. Comme les trois unités de tuf du Laacher See qui ont été distinguées (lower Laacher See Tuf, middle Laacher See Tuf and upper Laacher See Tuf) auraient été éjectées en une période de temps très courte, allant de quelques jours à quelques semaines (van den Bogaard et Schminke,

1985), il n'y aurait plus de distinction à faire entre les niveaux de composition différente. Rappelons que les âges obtenus par ^{14}C dans les coupes 1 et 8 que nous avons décrites sont de 11030 et 10820 B.P., alors que van den Bogaard et Schminke leur donnent un âge de 11000 ± 50 BP et Hajdas et al. (1995) 11230 ± 50 BP. Ces différences d'âge montrent bien les aléas liés aux datations ^{14}C et qu'on ne peut considérer que l'âge réel se trouve dans un écart-type qui caractérise seulement la dispersion des résultats due aux erreurs de comptage. Précisons que les comptages de varves dans des mares de l'Eifel et dans des lacs de Suisse indiquent que l'éruption du Laacher See s'est produite entre 200 et 300 ans avant le début du Dernier Dryas (Hajdas et al., 1995b).

Enfin, ajoutons que l'existence au sein des remparts de poussières volcaniques caractérisées par des enstatites et connues comme étant tombées au début de la dernière glaciation a établi dans toutes les coupes étudiées que les remparts se sont formés au cours de la dernière glaciation.

La palynologie

Plusieurs publications que nous avons réalisées sur des problèmes de géomorphologie des Hautes Fagnes font apparaître notre proche collaboration avec B. Bastin qui, à l'Université de Louvain, était attaché au laboratoire de palynologie du Professeur Mullenders. C'est B. Bastin qui a réalisé les études du pollen présent dans les sédiments des coupes étudiées. Dans ce domaine, comme nous l'avons vu en ce qui concerne le mode de formation des buttes périglaciaires et aussi l'étude des poussières volcaniques, les opinions ont été plusieurs fois modifiées au cours des dernières décennies, comme l'a très bien montré Damblon dans la revue "Hautes Fagnes" (1996). Nous considérerons ici d'abord les travaux qui ont eu pour but de dater les formations postérieures à l'apparition des viviers, c'est-à-dire le remplissage des cuvettes, puis ceux beaucoup plus récents qui ont étudié les formations antérieures à la formation des buttes, c'est-à-dire la couche de tourbe trouvée dans le rempart de la Konnerzvenn que montre la figure 3, (coupe 1).

Le début du remplissage des viviers

Jusqu'aujourd'hui, seule la palynologie a donné des renseignements sur le début du remplissage des dépressions que constituent les viviers. Le premier travail sur le sujet est celui de Florschütz (1937), sorti de presse d'après Florschütz et Van Oye (1938), environ un an avant l'étude de R. et M. Bouillenne publiée aussi en 1937. Florschütz estimait que le remplissage avait commencé pendant la deuxième époque du Tardiglaciaire car il avait trouvé des traces de plantes froides dont *Selaginella selaginoides* Link dans l'argile, à 490 cm de profondeur, dans le vivier "Fagnoul" de la Fagne Wallonne. Presque en même temps, la publication de R. et M. Bouillenne (1937) défend une origine anthropique pour les viviers en affirmant que le remplissage des viviers a débuté au Préboréal. Cette datation est cependant remise en question deux ans plus tard (M. Bouillenne-Walrand et F. Darimont, 1939). En outre, l'origine anthropique a été immédiatement contestée car Florschütz et Van Oye (1938) ont affirmé que l'homme n'avait pu vivre sur le Haut Plateau pendant la période froide dont ils trouvaient la trace; ils ont souligné par ailleurs que les restes de constructions décrites étaient constituées non seulement de bouleaux, mais aussi de hêtres et de chênes et comprenaient donc des arbres qui ne vivaient pas à cette époque. En 1939, les mêmes auteurs sont moins affirmatifs, car de nouveaux spectres polliniques provenant de l'argile prélevée au fond du vivier Fagnoul ont montré non seulement un chiffre élevé de *Pinus*, *Betula* et *Salix*, mais aussi un léger pourcentage de *Alnus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* et *Corylus*, arbres qui auraient témoigné d'une époque plus chaude. Ce qui les fait écrire : "Par conséquent l'hypothèse de la présence humaine aux alentours du vivier, avant ou pendant le dépôt d'argile, paraît beaucoup moins hasardeuse". Le moment d'apparition du vivier Fagnoul est resté indéterminé par la suite puisque, en 1946, les mêmes auteurs, van Oye et Florschütz, écrivent que la formation de la tourbe dans ce vivier a commencé "au Tardiglaciaire et peut-être même pendant un interstade du Würm".

Par la suite, la fin du Dernier Dryas et le Préboréal sont également trouvés dans les viviers de Belle-Croix (Van der Hammen, 1953), dans un vivier de la Fagne Wallonne (Slotboom, 1963) et dans un vivier du plateau des Tailles (Mullenders, 1963). Le problème a été repris par Woillard (1975 a et b) dans des viviers de la Konnerzvenn et de la Brackvenn, soit dans les secteurs où nous avons dégagé les coupes qui sont présentées dans cet article. Deux des remplissages étudiés par Woillard sont localisés sur la figure 2 par des croix (il s'agit du vivier où a été réalisé la coupe 3 et d'un vivier intersecté par la courbe de niveau de 580 m). Elle y avait trouvé dans les couches limoneuses et tourbeuses du fond des cuvettes des traces d'épisodes chauds et froids et en a déduit que les buttes périglaciaires se seraient formées avant le Dernier Dryas.

En 1975, les avis étaient donc contradictoires, le pollen d'arbres de climat tempéré retrouvé au fond des cuvettes par Florschütz et van Oye (1939, 1946), puis par Woillard (1975) s'opposaient aux conclusions de M. et R. Bouillenne (1937), puis de Van der Hammen (1953) et de Slotboom (1963) qui pensaient que les viviers étaient apparus à la fin du Dernier Dryas. L'hypothèse défendant une origine antérieure au Dernier Dryas était par ailleurs étayée par l'interprétation palynologique donnée par Bastin et al. (1974) du pollen trouvé dans la couche limoneuse de la coupe dégagée dans la Brackvenn (figure 3, coupe 3) qui était interprété comme pléniglaciaire.

Cette divergence d'avis peut sans doute s'expliquer par le fait que, dans le souci de remonter le plus loin possible dans le passé, le pollen étudié provenait non seulement des couches tourbeuses, mais aussi des dépôts silto-argileux du fond des cuvettes où le pollen peut provenir non seulement de la pluie pollinique de l'époque de la mise en place de ces couches, mais aussi de pollen plus ancien déjà compris dans la matière minérale qui a été remaniée.

La tourbe déposée avant la croissance des lithalses (figure 3, coupe 1)

Les 7 datations ^{14}C réalisées sur la couche de tourbe mise en

place avant la croissance de la lithalse étudiée à la Konnerzvenn (figure 3, coupe 1), la datation obtenue dans la coupe 8 (figure 9) et l'extension de la datation obtenue à 3 autres coupes par la présence de poussières volcaniques, sont venues résoudre le différend entre les interprétations palynologiques.

L'étude palynologique de cette tourbe de la Konnerzvenn a été publiée pour la première fois dans "Hautes Fagnes" en 1985, soit plu-

sieurs années après la description de la coupe par Pissart et Juvigné (1980), et cela bien que l'auteur de ce diagramme, B. Bastin, soit venu prélever les échantillons dès que la coupe a été dégagée en 1978. Le diagramme pollinique qui est reproduit sur la figure 11 porte d'ailleurs la date de 1979. C'est que l'étude de cette couche de tourbe contredisait des conclusions d'études palynologiques antérieures, ce qui méritait d'être vérifié. B. Bastin a donc fait réali-

ser à Louvain des datations ^{14}C , afin de confirmer la validité des dates données dans notre article de 1980, dates qui avaient été obtenues à Groningue.

Vu l'importance scientifique exceptionnelle de cette couche de tourbe, nous reproduisons le diagramme pollinique de Bastin (1985) qui a été aussi publié, avec les commentaires adéquats et les résultats de l'étude des macrorestes, par Damblon et Bastin (1986).

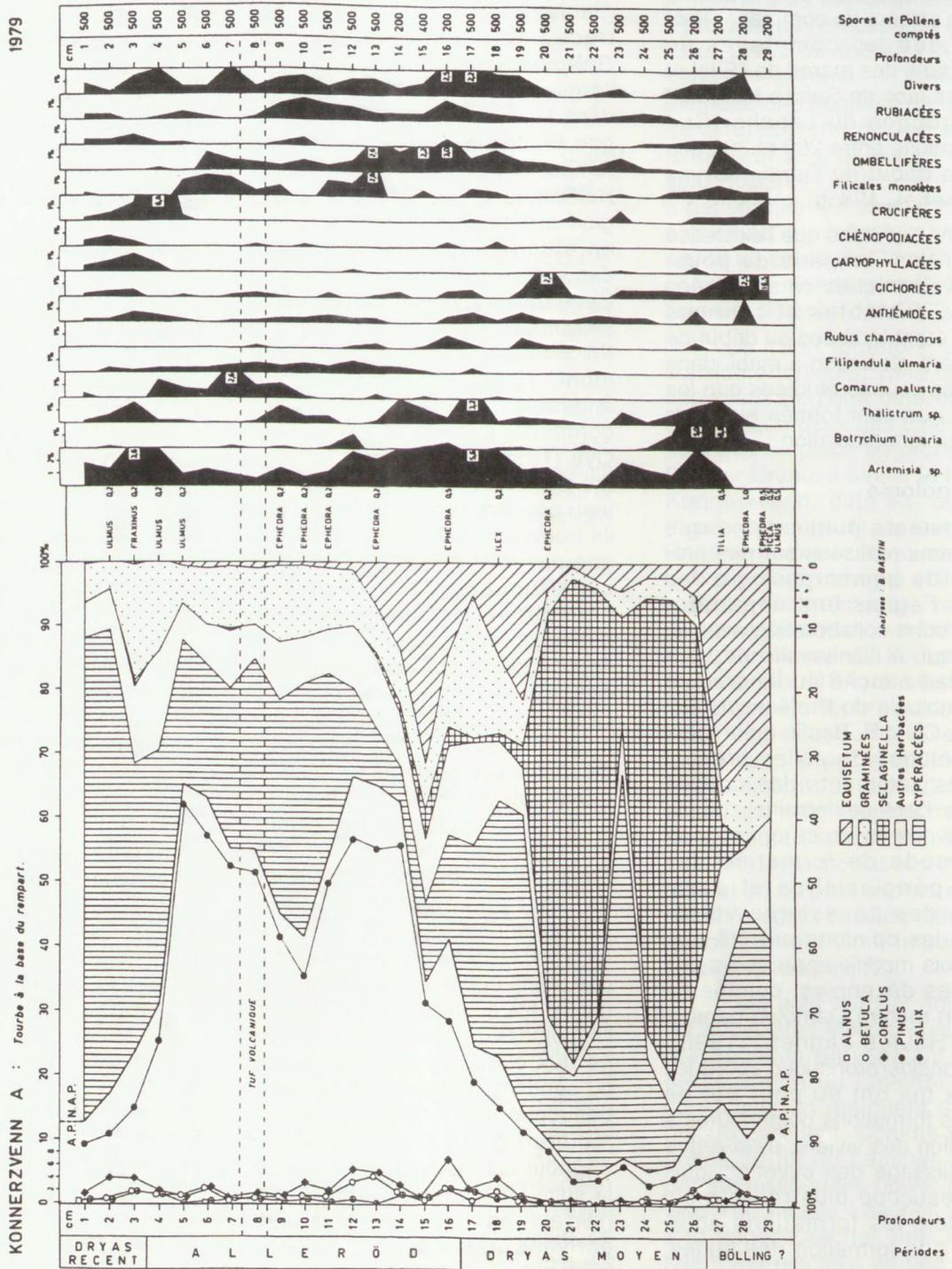


Figure 11. Diagramme pollinique établi par B. Bastin (1985 et 1986) de la couche de tourbe de la Konnerzvenn et que représente la couche 9 sur la coupe 1, figure 3.

Le diagramme pollinique de B. Bastin (figure 11) décrit le pollen trouvé sur des échantillons prélevés tous les cm sur une épaisseur de 29 cm. Autrement dit 29 échantillons ont été analysés. La couche de téphra contenant les poussières du Laacher See et qui était visible à l'œil nu est localisée à la profondeur de 8 cm. L'observation la plus aisée pour un non spécialiste est la variation de pourcentage du pollen arboréen (A.P.) et non arboréen (N.A.P.). Cette relation donne une image, sans doute déformée, de l'importance de la couverture arbustive et témoigne ainsi, en gros, des changements climatiques. Les faibles pourcentages de pollen d'arbres à la base comme au sommet de la couche de tourbe établissent l'existence de périodes froides.

L'accumulation de tourbe a été interrompue par la croissance de la butte périglaciaire qui s'est bien produite au moment d'un refroidissement. L'amélioration climatique que montre ce diagramme correspond à l'Alleröd, comme le prouvent les datations au radiocarbone. Cette période tempérée a été précédée par la période froide du Dryas moyen, suivie par le Dernier Dryas (dénommé aussi Dryas récent). C'est le début du refroidissement du Dryas récent qui apparaît donc à la partie supérieure du diagramme pollinique en parfait accord avec l'hypothèse périglaciaire de la croissance de la butte pendant une période froide.

Ajoutons qu'une étude préliminaire des coléoptères présents dans cette tourbe a été réalisée par G. R. Coope et publiée en 1985 dans la présente revue.

La coupe 1 (figure 3) a donc permis un progrès extrêmement important des connaissances. La couche de tourbe qui y a été découverte est la plus ancienne du Haut Plateau. Elle a permis de retracer, cette fois sans contestation possible, l'évolution de la végétation au cours d'une période antérieure à la formation des lithalses. Bien que 7 fouilles différentes aient été réalisées ultérieurement dans le même secteur, (figures 3, 6 et 7), nous n'avons pas trouvé ailleurs de couche de tourbe équivalente, et nous pensons en conséquence, (en attendant des découvertes ultérieures

possibles) que cette tourbe était extrêmement localisée. C'est cette conviction qui nous pousse à parler de lithalses et non pas de palses pour les buttes qui ont existé au Dernier Dryas dans les Hautes Fagnes.

Conclusion

Les coupes réalisées grâce aux subsides du FNRS ont permis 1) de reconnaître comment les remparts des viviers se sont constitués et ont confirmé leur origine naturelle, 2) de définir sans ambiguïté pour 5 coupes sur 9 le moment d'apparition des lithalses au cours du Dernier Dryas. Pour les 4 coupes pour lesquelles aucun élément de datation n'a été recueilli, nous n'avons aucune raison de supposer qu'elles ont entaillé des remparts qui ne seraient pas apparus au même moment.

Dans le prochain article, nous montrerons quelles ont été les conditions climatiques qui ont existé sur le Haut Plateau pendant le Dernier Dryas, conditions établies d'après les restes biologiques de cette époque, et les phénomènes périglaciaires qui sont apparus à ce moment, ainsi que par comparaison avec les conditions qui existent actuellement en Hudsonie où se trouvent des lithalses probablement identiques à celles qui ont existé dans les Hautes Fagnes.

BIBLIOGRAPHIE:

- Bastin, B., 1985. Etude palynologique d'une couche de tourbe mise au jour dans le "rempart" d'une "palse" de la Konnerzvenn. *Hautes Fagnes*, 179 : 72-73.
- 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.
- Coope, G. R., 1985. Etude des coléoptères inclus dans la tourbe découverte dans le rempart d'un vivier de la Konnerzvenn. *Hautes Fagnes*, 179 : 74.
- Bouillenne, R. et M., 1937. Les viviers du plateau de la Baraque Michel. *Bulletin de la Société royale des Sciences de Liège*, 12 : 404-427.
- Bouillenne-Walrand, M. et Darimont, F., 1939. L'habitat antique sur le plateau de la Baraque Michel. *Association française pour l'avancement des Sciences*, 63^e session, Liège : 1088-1090.
- 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 paléocologique 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.

Florschütz, 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.

Florschütz, F. & van Oye, E., 1938. Over de ouderdomsbepaling van het «vijvers» op het Plateau van het Belgisch Hoogveen. *Tijdschrift Kon. Acad. Aardrijkskundige Genootschap*, 55 : 454-461.

Florschütz, F. & van Oye, E., 1939. Recherches analytiques de pollen dans la région des Hautes Fagnes (Belgique). *Biol. Jaarboek Dodonaea*, 6 : 227-233.

Juvigné, E., 1983. Two different volcanic ash falls of Alleröd age in high Belgium. *Geologie en Mijnbouw*, 62 : 545-549.

Juvigné, E., 1993. Contribution à la tephrostratigraphie du Quaternaire et son application à la géomorphologie. *Mémoires pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique*, 36, 66p.

Hajdas, I., 1995 a. Radiocarbon and absolute dating of the Younger Dryas climatic event. *Pages (Past Global Changes)*, 3(1), supplement : 2p.

Hajdas, I., Ivy-ochs, S., Bonani, G., Lotter, A., Zolitschka, B., and Schlüchter, C., 1995. Radiocarbon age of the Laacher See tephra : 11230 ±40BP. *Radiocarbon*, 37 (2) : 149-154.

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.

Mullenders, W., 1963. Note préliminaire sur la palynologie des pingos du Plateau des Tailles (Belgique). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 7 (2) : 165-168.

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.

Pissart, A. 1956. L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 79 : 119-131.

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. & 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.

Van den Bogaard, P. et Schminke, H.-U., 1985. Laacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. *Geological Society of America Bulletin*, 96 : 1554-1571.

Woillard, G., 1975 a. Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. *Acta Geographica Lovaniensia*, 14, 118 p.

Woillard, G., 1975 b. Les "pingos" du plateau des Hautes Fagnes. *Les Naturalistes belges*, 56 : 109-114.

Conclusion

The first part of the paper discusses the importance of the research and the objectives of the study. It highlights the need for a comprehensive understanding of the subject matter and the role of the researcher in this process.

The second part of the paper presents the methodology used in the study, including the data collection methods and the analysis techniques. It details the steps taken to ensure the reliability and validity of the research findings.

The third part of the paper discusses the results of the study and the conclusions drawn from the data. It provides a clear and concise summary of the findings and their implications for the field of study.

The final part of the paper offers some thoughts on the future of the research and the potential for further exploration in this area. It encourages continued research and collaboration among scholars in the field.

The second part of the paper discusses the methodology used in the study, including the data collection methods and the analysis techniques. It details the steps taken to ensure the reliability and validity of the research findings.

The third part of the paper discusses the results of the study and the conclusions drawn from the data. It provides a clear and concise summary of the findings and their implications for the field of study.

The final part of the paper offers some thoughts on the future of the research and the potential for further exploration in this area. It encourages continued research and collaboration among scholars in the field.

The final part of the paper offers some thoughts on the future of the research and the potential for further exploration in this area. It encourages continued research and collaboration among scholars in the field.

Le climat des régions où apparaissent aujourd'hui des lithales et le climat des Hautes Fagnes pendant le Dernier Dryas

par Albert PISSART, Professeur émérite à l'Université de Liège.

Résumé.

Des formes identiques aux "viviers" des Hautes Fagnes ont été observées en Hudsonie. Elles résultent de la fusion de lithales qui ne sont connues que dans cette partie du Canada où les étés sont frais et le pergélisol discontinu. Ces conditions sont très rarement rencontrées et cela explique pourquoi les lithales actuelles sont rares et les traces de lithales comme celles des Hautes Fagnes plus rares encore.

Les températures de Hudsonie qui donnent naissance aux lithales actuelles sont identiques aux températures qui ont existé pendant le Dernier Dryas sur le Plateau des Hautes Fagnes si l'on admet les conclusions d'une thèse récente (Isarin, 1997) présentée à l'Université d'Amsterdam. La température moyenne annuelle aurait été dans la partie des Hautes Fagnes où se trouvent les restes de lithales de -5°C , celle du mois le plus chaud de $+10^{\circ}\text{C}$ et celle du mois le plus froid de -20°C . Nous expliquons ici comment ont été obtenues ces données paléoclimatiques.

Introduction.

Le présent article comprend deux parties. La première a pour objet la délimitation des endroits où existent des lithales en Hudsonie et en Laponie et la recherche des conditions climatiques qui, dans ces régions, permettent l'apparition de ces buttes cryogènes.

La seconde partie présente les résultats d'une thèse récente défendue en 1997 à l'Université d'Amsterdam et qui a été consacrée à la recherche des conditions de température qui ont existé dans l'Europe occidentale pendant le Dernier Dryas. Elle permet de définir les températures qui ont existé dans les Hautes Fagnes pendant cette période.

Les conditions de température des zones où existent actuellement des lithales.

Nous considérerons seulement les températures moyennes annuelles de l'air, ainsi que les moyennes du mois le plus chaud et du mois le plus froid, car ce sont les seules données qui ont été approchées par l'étude paléoclimatique que nous présenterons plus loin et pour lesquelles une comparaison sera possible.

Les lithales de Hudsonie et leurs conditions d'apparition.

Dans l'article que nous avons consacré dans la présente revue à la terminologie se rapportant aux viviers des Hautes Fagnes (Pissart, 1999-a), nous avons souligné que si la première description de lithales est apparue en Laponie avec la thèse de Wrämner en 1972 ; presque au même moment et indépendamment, des Canadiens ont décrit l'existence de pases minérales. La terminologie est restée très controversée comme nous l'avons montré, mais les auteurs ont bien mis en évidence des deux côtés qu'il s'agissait de formes identiques aux pases, par leur aspect comme par leur genèse (Wrämner, 1972 ; Lagarec, 1976).

Ayant connaissance de ces travaux, je suis allé en Hudsonie en 1982 et 1983 pour étudier ces formes avec P. Gangloff de l'Université de Montréal (Pissart et Gangloff, 1984). Les buttes que nous avons observées au cours de ces missions ont confirmé que nous nous trouvions en présence de buttes semblables à celles qui ont donné naissance aux viviers des Hautes Fagnes mais il s'agissait toutefois de buttes toujours gelées ayant conservé leur contenu en glace. De ce fait, nous n'avions pas observé des formes semblables aux viviers, c'est-à-dire des dépressions fermées entourées d'un rempart.

En 1998, dans la même région de Hudsonie, en amerrissant près du camp de travail du Professeur Serge Payette (Université Laval) sur la rivière Boniface au cours d'un voyage d'études organisé par le Professeur M. Allard après le

Congrès de l'Association Internationale pour l'Etude du Pergélisol, j'ai pour la première fois observé des dépressions comparables aux viviers des Hautes Fagnes. Les photos prises d'avion (figure 1) et du sol (figure 2) montrent clairement la similitude avec les viviers de formes localisées au bord d'un lac où, probablement à la suite d'une hausse du niveau des eaux, la glace du sol a entièrement disparu. Enfin! Après avoir, pendant plus de 35 ans, recherché dans l'Arctique des formes semblables à celles des Hautes Fagnes, j'avais fini par en trouver! L'étude de ces dépressions entreprise par l'équipe du Professeur Payette n'a à ma connaissance pas encore été publiée. Elle montrera les circonstances qui ont entraîné la fusion de la glace qui était apparue. De toute manière, la similitude d'aspect avec les viviers confirme que les lithales de Hudsonie peuvent donner naissance à des formes identiques aux viviers.

Les températures des régions de l'Ungava où se forment actuellement des lithales.

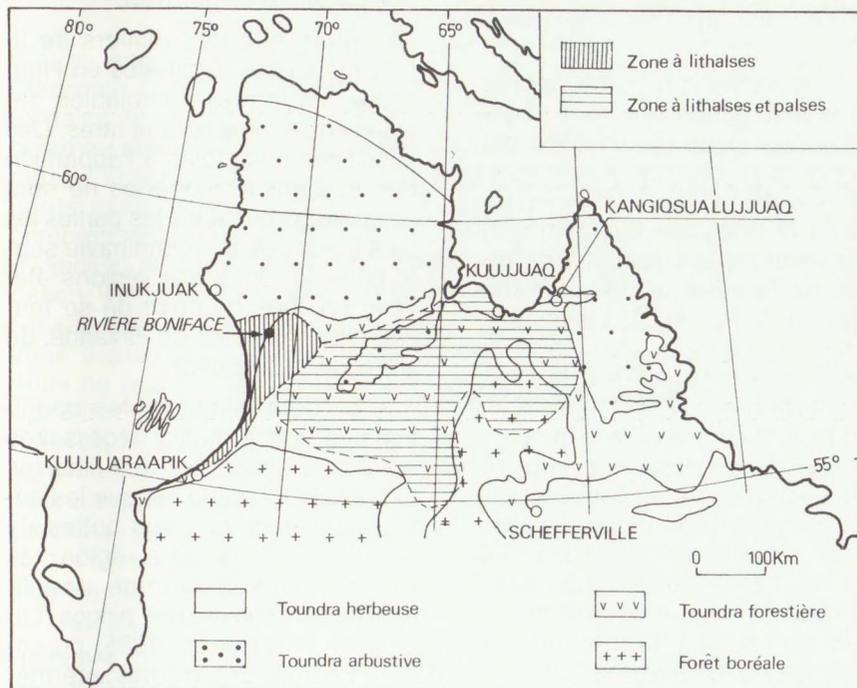
Il est d'un intérêt évident de connaître les conditions climatiques actuelles des zones où des lithales apparaissent, ne serait-ce que pour définir les conditions qui ont existé pendant le Dernier Dryas sur le plateau des Hautes Fagnes.

A ce sujet, nous voudrions tout d'abord faire référence à un travail publié par An et Allard en 1995. Ces auteurs ont construit un modèle mathématique de transfert de la chaleur et de migration de l'eau pour simuler la formation à long terme du pergélisol et l'accumulation de glace de ségrégation qui se produit pendant l'apparition des pases et des buttes cryogéniques (lithales).

Les conditions climatiques utilisées dans ce modèle ont été observées près du village de Kangiqsualujuaq ($65^{\circ}57'W$, $58^{\circ}40'N$; voir localisation sur la figure 3), dans le Québec septentrional à l'est de la baie d'Ungava, en un endroit considéré par An et Allard comme ty-



Figures 1 et 2. Vue d'avion et du sol de traces de lithalses de Hudsonie comparables aux viviers des Hautes Fagnes. Photos prises près du Camp du Professeur Serge Payette de l'Université Laval à proximité de la rivière Boniface (57°45' N, 76° 15' W).



rique de la région où apparaissent les buttes cryogéniques (lithalses) de l'est du Canada. Pendant la décennie 1980-1990, la température moyenne annuelle de l'air y a varié entre $-4,4^{\circ}\text{C}$ et $-6,7^{\circ}\text{C}$ avec une moyenne de $-5,8^{\circ}\text{C}$. La température moyenne de janvier a été de l'ordre de -22°C et la température moyenne de juillet de $+9,5^{\circ}\text{C}$. Les précipitations totales ont été de 400 mm, dont 42 % était de la neige. Des étendues considérables de terrain sont toutefois dépourvues de toute couverture neigeuse pendant l'hiver, car celle-ci est déplacée par le vent. Ce site se trouve à la bordure septentrionale de la zone du pergélisol discontinu (figure 4).

Le Professeur D. Lagarec de l'Université d'Ottawa, dans une lettre qu'il nous a envoyée en août 1986, nous a fourni une carte de la répartition de ces formes. Il localisait une zone où se trouvent seulement des lithalses et une zone plus méridionale où existent ensemble des lithalses et des paises. Ces zones sont dessinées sur la figure 3. Les limites des associations végétales que reproduit la même figure proviennent d'un article de Lavoie et Payette, 1994. La limite septentrionale des arbres correspond à la limite entre la toundra forestière et la toundra arbustive. Cette limite des arbres est la limite septentrionale des épinettes avec une tige simple, normale. La hauteur des arbres n'est pas prise en compte dans ce tracé, bien que les arbres de plus de 3 m sont très rares.

Il est d'un grand intérêt de connaître la variabilité de températures qui existe dans cette zone où sont connues les lithalses. La meilleure synthèse publiée concernant ces buttes cryogéniques réparties à l'est de la Baie d'Hudson est celle de Allard, Seguin et Lévesque (1986) qui distinguent les conditions de répartition des lithalses (qu'ils appellent en français buttes de pergélisol et en anglais permafrost mounds) et celles des paises, sans cependant en donner une cartographie. Les lithalses sont, d'après ce

Figure 3. Carte de Hudsonie donnant la répartition des associations végétales selon Lavoie et Payette, 1994. Sur ce document sont reportées les zones où le Professeur D. Lagarec de l'Université d'Ottawa localisait les lithalses en 1986 (d'après un document manuscrit de D. Lagarec daté de 1986). Les stations météorologiques mentionnées dans le texte sont reportées sur cette figure, de même que le point près de la rivière Boniface où ont été observées les traces de lithalses que montrent les figures 1 et 2.

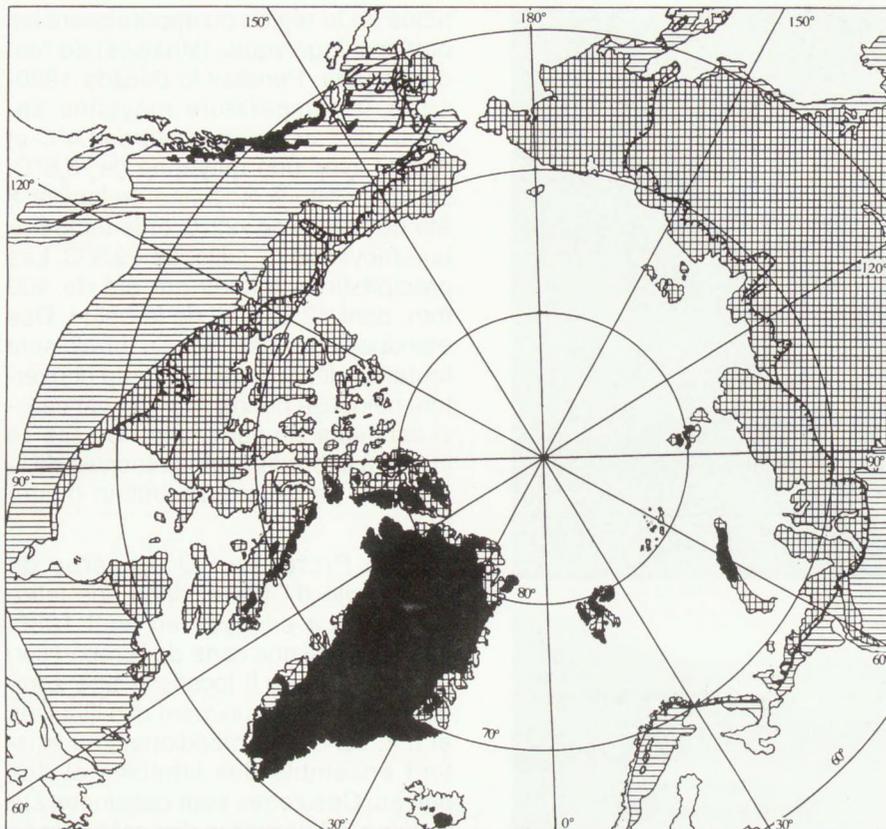


Figure 4. Répartition des zones de pergélisol continu ainsi que de pergélisol discontinu et sporadique d'après la carte de pergélisol de Brown et al. (1997). La limite des arbres provient du même document. Les zones où peuvent apparaître des lithalses sont celles où la limite des arbres est voisine de la limite du pergélisol discontinu. Il s'agit de l'est à l'ouest de la Hudsonie et d'une zone au nord du Lac des Esclaves au Canada, de l'extrémité ouest de l'Alaska, de Sakhaline et de la Sibérie près de la Mer d'Okhotsk, des régions situées de part et d'autre de l'Oural et enfin de la Laponie.

travail, dispersées dans la toundra arbustive au nord de la limite des arbres, soit dans un environnement où la température moyenne du mois le plus chaud est inférieure à $+10^{\circ}\text{C}$. La température moyenne annuelle y est inférieure à -5°C . Des lithalses existent aussi d'après la même publication dans les sites les plus froids dans des clairières de la toundra forestière, ainsi que dans des sites libres de neige comme des terrasses non couvertes de forêts et des basses terrasses près de la côte.

Les lithalses sont donc observées dans un environnement plus froid que celui où se localise la majorité des palses qui sont effectivement dans la zone forestière. Leur répartition est contrôlée aussi par la localisation de sédiments favorables à l'apparition de la glace de ségrégation et la majorité des lithalses sont développées dans des sédiments marins silteux. Les mêmes

auteurs soulignent le rôle important de la végétation qui règle l'équilibre thermique local du sol en contrôlant principalement la distribution de la neige.

Précisons que des observations climatiques qui sont disponibles pour cette région sont peu nombreuses. Elles proviennent des stations de Inukjuak, Kangiqsualujuaq et Kuujuaapik (figure 3). La station de Inukjuak est en dehors de la zone où existent des palses et se trouve dans la zone du pergélisol continu. La station de Kangiqsualujuaq est à la limite nord de la zone où sont décrites les lithalses, tandis que la station de Kuujuaapik se trouve près de la limite sud de la même zone. L'écart des températures moyennes annuelles entre les deux stations n'est que de $1,5^{\circ}\text{C}$, tandis que l'écart pour la température du mois le plus froid est de $1,1^{\circ}\text{C}$. Lorsque on s'éloigne de la mer, les tempé-

tures de la zone où se trouvent les lithalses restent incertaines. Les stations météorologiques existantes sont en effet toutes sur la côte et l'influence de la Baie d'Hudson est importante et évidente lorsque l'on considère la répartition des associations végétales sur la côte est de la Baie (figure 3). Des vents froids soufflent en effet le plus souvent vers l'est et abaissent la température d'été. Ils entraînent une augmentation de la nébulosité qui se traduit par une fréquence élevée de brouillards et de nuages bas (Saint-Laurent et Filion, 1992).

Aucune article ne mentionne à notre connaissance l'existence de lithalses à l'ouest de la Baie d'Hudson (mis à part les lithalses tout à fait particulières décrites dans le Yukon où la tourbe est remplacée par un matériau très léger jouant le rôle d'isolant que remplit la tourbe dans la formation des palses, Pissart et al., 1998). Il est probable que des lithalses ordinaires n'existent pas de ce côté ouest de la Baie d'Hudson où l'influence de mer se fait peu sentir. De fait, la limite de la zone de pergélisol continu est de ce côté plus méridionale, tandis que la limite de la forêt est plus septentrionale en raison du climat plus continental. Comme les lithalses apparaissent dans la zone de pergélisol discontinu, mais où la température du mois le plus chaud est inférieure ou proche de 10°C , il n'existe donc guère de probabilité d'en découvrir dans cette région (cfr. tableau 1).

Les lithalses de Laponie et leurs conditions d'apparition.

Alors que des milliers de lithalses ont été observées en Hudsonie, les formes semblables décrites en Laponie restent rares. Des conditions favorables à l'apparition de ces buttes cryogènes ne sont rencontrées que dans les parties les plus froides de la Scandinavie septentrionale, dans des régions élevées proches du point où se touchent les frontières de Finlande, de Norvège et de Suède.

La détermination des conditions de températures nécessaires pour faire apparaître des lithalses est obscurcie par le fait que les auteurs qui décrivent des buttes de pergélisol dans cette région, les présentent soit comme des lithalses, soit comme des pingos (Lagerback and Rodhe, 1985) ou encore comme des formes intermé-

Tableau 1. Conditions de température de la zone de Hudsonie où existent des lithalses et de régions voisines sans lithalses.

Température moyenne du mois le plus chaud	Température moyenne annuelle	Température moyenne du mois le plus froid
Inukjuak (Allard et Seguin, 1987)	(au nord de la zone à lithalses, dans une région de pergélisol continu)	
+8,5 °C	-6,7 °C	-25,2 °C
Kangiqsualujuaq (An and Allard, 1997)		
+9,5 °C	-5,8 °C	-22 °C
Kuujuuaq (Worsley, Gurney and Collins, 1995)		
+11,5 °C	-6 °C	-24 °C
Poste de la Baleine Kuujuaraapik (Allard et Seguin, 1987)		
+10,7 °C	-4,3	-23 °C
Schefferville (Payette and Filion, 1993)	(au sud en dehors de la zone où existent des lithalses).	
	-4 °C	

Tableau 2. Conditions de température d'endroits de Laponie où existent des buttes cryogènes susceptibles d'être des lithalses.

Température moyenne du mois le plus chaud	Température moyenne annuelle	Température moyenne du mois le plus froid
Meier (1987). Norvège (70° 00N, 26° 00E). Altitude 580 m (Corgossjokka site). Pas de données précises sur les températures, seulement des données extrêmes pour la zone étudiée :		
+9 à +12 °C	-1 à -3 °C	-13 à -17 °C
Wrämner (1973), Suède (68° 30'N, 20° 45'E). Altitude 600 m (Taavavuo-ma site). Précipitations: 450-500 mm		
	-3 à -4 °C	
Lagerback and Rodhe (1985), Suède, (± 69° 00'N, 21° 30'E). Altitude 700 à 800 m.		
	-3,5 °C (période 51-80)	
Akerman and Malmström (1986), Suède (± 68° 25'N, 18° 30'E). Altitude 850 à 1000 m (Rakaslako site).		
à 850m	+8,3 °C	-3,9 °C
à 950 m	+7,2 °C	-4,4 °C
		-14,6 °C
		-15,1 °C

dières entre pingos et lithalses (Akerman and Malmström, 1986). Certains de ces écrits sont anciens comme ceux de Svensson (1969), mais d'autres beaucoup plus récents expliquent que ces buttes comprennent à la fois de la glace d'injection et de la glace de ségrégation. Il est impossible de savoir si l'opinion de ces chercheurs n'a pas varié depuis les publications et si nous ne nous référons pas à des opinions actuellement abandonnées, de la même manière que, pour les viviers des Hautes Fagnes, des auteurs mentionnent encore mes premières publications et continuent à voir dans les viviers des Hautes Fagnes des traces de pingos.

En tout cas en Laponie, à côté de buttes cryogènes, existent aussi des dépressions fermées entourées

d'un rempart qui y sont associées et dont nous parlerons dans un article ultérieur. Nous supposons ici sans le démontrer que ces buttes de pergélisol, sans couverture de tourbe, sont des lithalses et nous examinons les conditions de température actuelles des régions où elles ont été observées. Ahman (1977) et Meier (1987) insistent vivement sur une modification climatique qui se serait produite pendant le dernier siècle dans toute la Laponie et donc aussi dans la région que nous considérons. La comparaison des cartes d'isothermes dessinées pour les périodes 1901-1931, 1931-1960 et 1960-1974 (présentées par Ahman, 1977) montre des températures plus élevées de l'ordre de +1 °C pour 1931-1960 dans la zone dont il va être question maintenant.

Les périodes prises en compte pour considérer les températures sont donc importantes.

Les rares données dont nous disposons et qui sont reproduites dans le tableau 2, montrent des températures moyennes annuelles de -3 à -4,5 °C et des températures du mois le plus chaud inférieures à +9 °C. Tous les sites sont décrits comme appartenant à la zone du pergélisol discontinu et se trouvent à proximité immédiate ou au delà de la limite des arbres.

Au total les conditions ne diffèrent pas beaucoup de celles que nous avons trouvées en Hudsonie bien que, dans cette dernière région, les hivers soient plus rigoureux.

Les conditions d'apparition des lithalses.

Les conditions de température qui permettent l'apparition de lithalses paraissent étroites: Elles correspondent à une région où la **température du mois le plus chaud est inférieure ou proche de +10 °C** (isotherme qui correspond à la limite des arbres) et, comme nous l'avons montré dans un article précédent (Pissart, 1999-b), elles ne peuvent se former que dans **la zone du pergélisol discontinu**. Si on retient ces critères, des régions favorables à l'apparition des lithalses peuvent être reconnues sur la carte du pergélisol de l'hémisphère nord (Brown et al., 1997) que nous reproduisons partiellement sur la figure 4. Cette carte indique aussi la limite septentrionale des arbres (soit ± l'isotherme de +10 °C du mois le plus chaud). Les régions où pourraient exister des lithalses sont en fait extrêmement limitées. La limite des arbres approche en Amérique du Nord la limite du pergélisol discontinu en Hudsonie (dont nous venons de parler longuement), au nord du Grand Lac des Esclaves et à l'extrémité ouest de l'Alaska. Pergélisol discontinu et limite des arbres sont également proches l'une de l'autre en Laponie et en Russie de part et d'autre de l'Oural. Au delà du fleuve Iénisseï, en Sibérie, la limite des arbres s'étend dans la zone du pergélisol continu excluant ainsi la possibilité d'apparition de lithalses. Ce n'est que sur la presqu'île de Kamtchatka et dans une étroite zone côtière de Sibérie à proximité de la mer d'Okhotsk qu'il

serait possible de trouver aussi des lithales.

La Hudsonie et la Laponie où les lithales sont connues actuellement seraient donc les principales régions où ces formes peuvent apparaître.

La recherche des températures du Dernier Dryas.

Les difficultés.

La reconnaissance des conditions climatiques qui ont existé autrefois n'est pas aisée. Si on a admis immédiatement que les périodes glaciaires ont correspondu à des périodes froides, il a été reconnu sans tarder que l'extension des glaciers ne traduisait pas seulement l'importance du refroidissement, mais pouvait aussi résulter d'une augmentation des précipitations. La répartition des glaciers actuels comparée avec des cartes des températures le fait apparaître clairement: des régions très froides ne sont pas de nos jours couvertes par des glaciers parce que les précipitations neigeuses y sont insuffisantes. Il en a été de même pendant les glaciations: ainsi une grande partie de la Sibérie n'a jamais été englacée malgré le froid très vif qui y a régné pendant les périodes glaciaires parce qu'il y faisait trop sec.

Nous considérerons ici ce qui s'est produit pendant le Dernier Dryas en détaillant spécialement le contenu d'une thèse qui a été présentée en novembre 1997 à l'Université d'Amsterdam par René Isarin et qui avait pour titre: "Le climat du nord-ouest de l'Europe pendant le Dryas récent. Une comparaison de reconstructions climatiques avec des expériences de simulation". A notre connaissance, ce travail établit le mieux les conditions qui ont existé chez nous pendant cette période.

Le Dryas récent (ou Dernier Dryas) est la période froide pour laquelle une reconstitution climatique est la plus aisée. C'est en effet la période froide la plus proche de nous (de l'ordre de 13000 ans pour le début) dont de ce fait subsistent de nombreux témoins. On dispose d'autre part pour cette période de l'outil de datation incomparable que constitue le ^{14}C . Nous montrerons ci-dessous comment R. Isarin (1997) a approché les températures qui ont existé à cette époque. Déterminer l'importance des précipitations n'étant toujours pas réalisable

aujourd'hui, nous n'aborderons donc pas les problèmes liés à cet aspect du climat.

Après avoir présenté la situation générale au Dernier Dryas, nous considérerons successivement comment des assemblages de végétation permettent de reconnaître les températures estivales (Isarin a aussi considéré les assemblages d'insectes) avant de montrer comment les températures moyennes annuelles peuvent être retrouvées d'après des structures périglaciaires spécifiques.

Le Dernier Dryas ou Dryas récent.

Vue générale.

Nous avons montré dans le dernier numéro de "Hautes Fagnes" (Pissart, 1999-c) les incertitudes qui existent quant à l'âge du Dryas récent qui s'est étendu entre ± 13000 B.P. et ± 11600 ans B.P. D'après Joosten, 1994, cette période a été reconnue comme une période froide à la fin du 19^e siècle après la découverte d'abord au Danemark de feuilles d'une plante *Dryas octopetala* dans des sédiments lacustres. En 1891, Nathorst a présenté une vue générale de cette flore appelée "Dryas", en Suède, au Danemark, en Allemagne, en Suisse, en Russie et en Angleterre. En 1901, Neuweiler a montré qu'au moment où cette flore se développait, il n'y avait pas d'arbres car la forêt avait reculé. Par la suite, cette brève période froide a été reconnue en Europe en de très nombreux endroits. Le retrait des glaciers qui, depuis le maximum de la dernière glaciation (± 20000 ans B.P.), reculaient et avaient libéré le nord de l'Allemagne, le Danemark et les détroits de la Mer Baltique, s'est arrêté du fait du refroidissement. Ils recouvraient cependant encore pratiquement toute la Scandinavie (la limite des glaciers à l'époque apparaît sur les figures 5, 6 et 7). Le niveau marin était toujours déprimé en raison de l'importance de la masse glaciaire stockée sur les continents et il se trouvait environ 70 m en dessous du niveau marin actuel (voir le tracé approximatif de la côte à cette époque sur les figures 5, 6 et 7). Vu le retour du froid, les phénomènes périglaciaires reprennent une grande activité dans toute l'Europe occidentale. En Pologne, en Allemagne et aux Pays-Bas, les phénomènes éoliens remanient les sables éoliens à nouveau exposés au vent à la suite de

la disparition de la végétation. Les études botaniques attestent du recul de la forêt de pins et de bouleaux qui est remplacée par une végétation de toundra... Cette période du Dryas récent est donc unanimement reconnue comme froide et a été qualifiée d'"arctique, de sévère, de glaciaire", mais toutefois les auteurs ne se sont pas généralement pas risqués à fournir des valeurs chiffrées pour les températures qui existaient alors. Cependant, plusieurs auteurs mentionnés par Isarin (1997) estiment que le Dryas récent peut être divisé en deux phases. La première aurait été la plus froide et aurait fait place à un climat un peu plus chaud après 10500 ans ^{14}C B.P. La thèse d'Isarin s'efforce de préciser quelles étaient ces températures.

Les températures d'été au Dernier Dryas.

Le principe utilisé pour déterminer les températures d'été est la relation entre la distribution des plantes et la température selon une thèse défendue par Iversen dès 1944. Les arbres et les plantes exigent en effet une température d'été minimum pendant leur période de croissance pour fleurir et se reproduire.

Les plantes peuvent ainsi être des indicateurs de la température d'été. La limite des arbres correspond approximativement à l'isotherme de $+10^{\circ}\text{C}$ du mois le plus chaud. L'intensité du gel d'hiver n'a pas une influence déterminante sur cette limite, comme le montre le fait que le pôle du froid de l'hémisphère nord, Oimiakon en Sibérie, est dans la forêt boréale. Le climat continental extrême qui y existe est responsable, en effet, non seulement d'hivers très froids, mais aussi d'étés très chauds.

Mais il vaut mieux reproduire les précisions formulées par Isarin lui-même sur la méthode qu'il a utilisée: "Quand les températures moyennes descendent en dessous d'une valeur critique, des plantes peuvent survivre, mais la reproduction s'arrête. Des températures défavorables soutenues conduiront éventuellement à la disparition d'espèces sensibles. En principe, la présence de pollen ou de macrofossiles d'une telle espèce dans un enregistrement" (une tourbière par exemple) "peut donc être utilisée comme un indicateur pour des conditions de température pour un

instant et un endroit donné. La méthode postule que les espèces n'ont pas changé leurs tolérances climatologiques et que les espèces utilisées sont aujourd'hui en équilibre avec le climat. Il faut être conscient que quelques espèces montrent une relation claire avec les températures d'été, tandis que la distribution d'autres espèces peut être limitée par la température de la saison froide, par la sécheresse ou par le relief. La validité des indicateurs peut être éprouvée en comparant la distribution actuelle des espèces avec des cartes donnant des isothermes (par exemple Iversen, 1954), des altitudes (Kolstrup, 1979) ou, ce qui est plus précis, avec les données de stations météorologiques (par exemple Fassl, 1996) (Isarin, 1997, p. 61).

Les plantes peuvent de la sorte fournir des indications climatiques intéressantes pour les époques où on est capable de retracer leur répartition. La valeur du travail d'Isarin que nous rapportons ici résulte du fait qu'il a réuni 140 diagrammes polliniques et observations de macrofossiles provenant de toute l'Europe occidentale pour proposer des températures. Isarin donne la liste de 28 espèces de plantes avec leur température minimum de juillet. La méthode mise en oeuvre sera illustrée ici par les restes de *Typha latifolia* (plante du bord des étangs dite roseau-massue ou massette dont les fleurs forment un épi compact

d'aspect brun et velouté) dont la température moyenne minimum de juillet est de 13°C. La figure 5 présente la distribution actuelle de *Typha latifolia* et la température de juillet pour la période de 1931-1960. La figure 6 donne la distribution de *Typha latifolia* pendant la première partie du Dryas récent. Cette figure montre comment ont été établies les cartes des températures de juillet pendant la première partie (figure 7) et la seconde partie (figure 8) du Dryas récent.

Les isothermes dessinées sur les figures 7 et 8 ont été ramenées au niveau de la mer en considérant un gradient uniforme de température de 0.6°C par 100 m. Ce qui signifie que si l'on veut tirer de ces

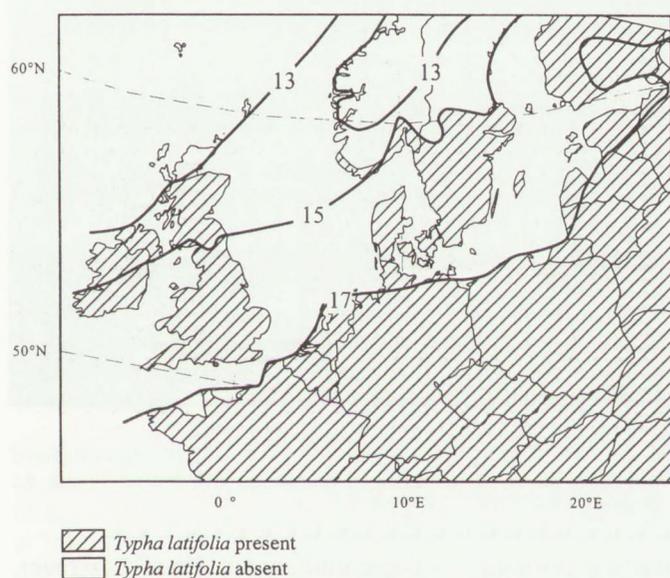


Figure 5. Répartition actuelle en Europe occidentale de *Typha latifolia* et températures moyennes de juillet pour la période 1931-1960 (Isarin, 1997, p. 63).

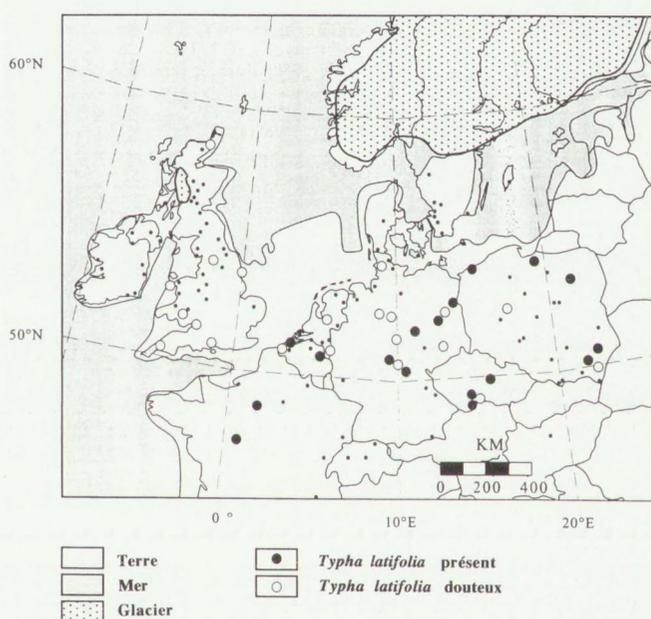


Figure 6. Répartition en Europe occidentale de *Typha latifolia* pour la première partie du Dernier Dryas (Isarin, 1997, p.70).

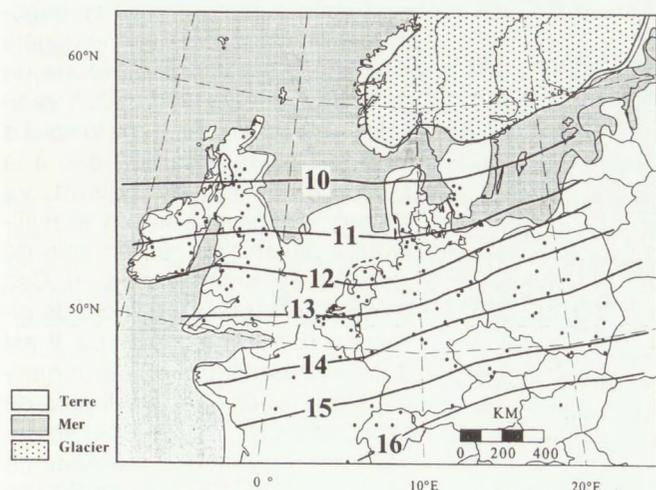


Figure 7. Répartition probable de la température moyenne minimum de juillet au niveau de la mer pour la première partie du Dryas récent (Isarin, 1997, p. 69)

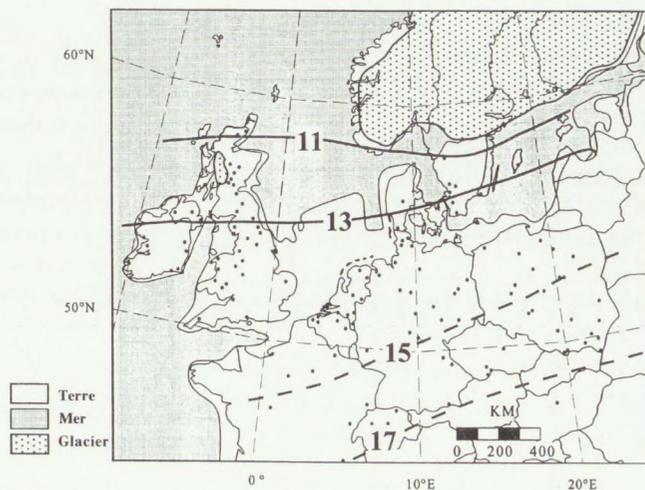


Figure 8. Répartition probable de la température moyenne minimum de juillet au niveau de la mer pour la deuxième partie du Dryas récent (Isarin, 1997, p. 72).



Figure 9. Fente de gel à remplissage de glace sur une berge de la Lena au nord de Yakutsk (longueur de la règle : 2 m).

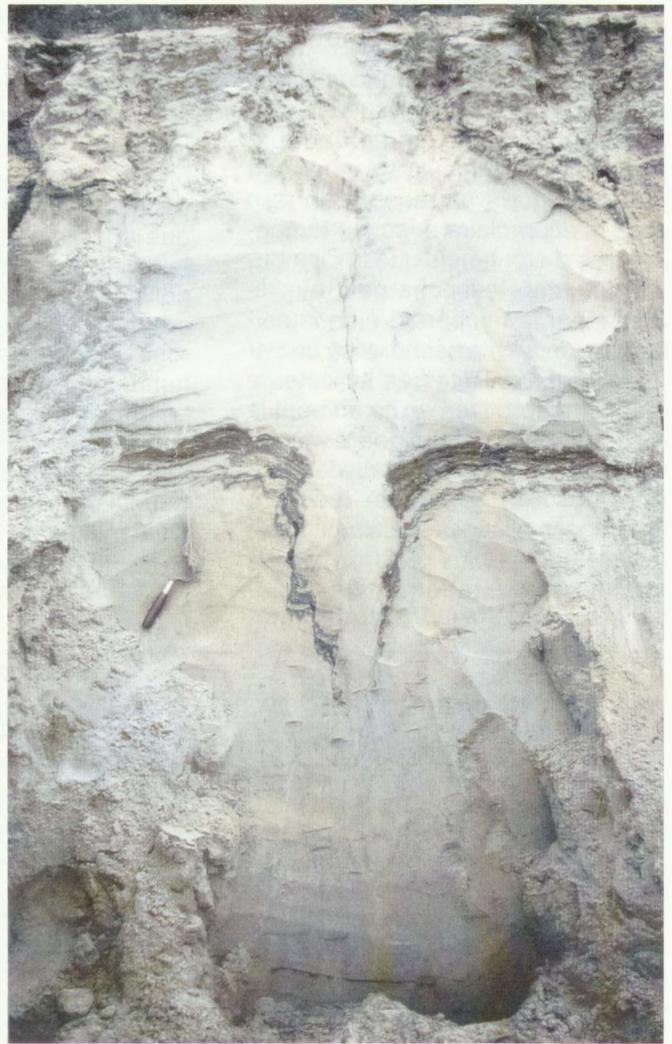


Figure 10. Moulage d'une fente de gel à remplissage de glace apparue pendant la dernière glaciation à Beernem près de Gand.

cartes une estimation de la température qui existait au sommet du plateau des Hautes Fagnes, soit à 700 m d'altitude, il faut retrancher au chiffre lu sur ces documents la valeur de 4,2°C.

Il convient de se rapporter aux commentaires d'Isarin pour apprécier la validité des cartes proposées. Nous ne pouvons pas, dans le cadre du présent article, entrer dans le détail de ces considérations. C'est évidemment le grand nombre de sites pris en compte qui assure à ces cartes leur crédibilité.

Les températures moyennes annuelles au Dernier Dryas.

C'est à partir d'observations complètement différentes que des températures moyennes annuelles ont été proposées pour le Dernier Dryas (R. Isarin, 1997). Depuis longtemps, on s'efforce en effet d'utiliser les traces de pergélisol pour retrouver les températures

moyennes annuelles. Le premier essai avait été tenté par Poser en 1948 pour le maximum du froid de la dernière glaciation, période que d'autres auteurs (Kaiser, 1960 ; Maarleveld, 1976 ; Washburn, 1980 ; Velitchko, 1982) ont aussi considérée parce que on pouvait s'affranchir pour ce moment d'une datation fine, en établissant seulement que les phénomènes trouvés étaient apparus au cours de la dernière glaciation.

Les phénomènes considérés sont ceux qui témoignent de la présence d'un pergélisol (Pissart, 1987 ; Vandenberghe et Pissart, 1993). Parmi ceux-ci trois types de phénomènes ont été considérés par Isarin, à savoir les fentes de gel à remplissage de glace, les buttes périglaciaires et les cryoturbations.

Les fentes de gel à remplissage de glace sont des fentes de retrait thermiques, c'est à dire des fissures qui apparaissent à la partie

supérieure du sol lorsque, en hiver, la température est très basse et que le sol, en se refroidissant, se contracte. Un réseau polygonal de fentes de gel apparaît alors. Les fissures béantes vont au printemps se remplir d'eau descendue depuis la surface et cette eau va se transformer en glace. Si le sol ne dégèle pas l'été, c'est à dire s'il existe un pergélisol, une veine de glace verticale va se conserver dans le sol. La fissure, s'ouvrant de nouveau à la même place l'hiver suivant, va s'élargir progressivement et millimètres par millimètres un coin de glace va apparaître (figure 9). Ces coins de glace apparaissent de diverses manières en surface. Il est donc indispensable qu'un pergélisol existe pour que des fentes de gel puissent se conserver et se développer. Les études réalisées en Alaska (Péwé, 1963) et en Sibérie (Romanovsky, 1985) ont établi que la température devait être bien en dessous de 0°C pour que ces struc-



Figure 11. Cryoturbations montrant la déformation d'une couche tourbeuse à Beernem près de Gand. L'allure aplanie de la partie inférieure de la cryoturbation la plus large pourrait témoigner du niveau où se trouvait le pergélisol lorsque ces structures sont apparues.

tures apparaissent. En Alaska, des températures moyennes annuelles de l'air de -6 à -8°C seraient nécessaires. En Sibérie, une température moyenne annuelle de $-2,5^{\circ}\text{C}$ serait indispensable dans les terres argileuses, tandis que $-5,5^{\circ}\text{C}$ serait nécessaire dans des sables.

La reconnaissance de traces de fentes de gel à remplissage de glace comme on en trouve souvent chez nous (figure 10) constitue ainsi un critère établissant l'existence d'un pergélisol.

Les buttes périglaciaires, pingos en système ouvert et en système fermé, les lithalses et les palses constituent d'autres phénomènes qui indiquent avec certitude l'existence d'un pergélisol. Il est évidemment nécessaire, pour pouvoir avancer des interprétations paléoclimatiques plus fines, de connaître l'origine des buttes dont on trouve les traces.

Enfin, les derniers phénomènes périglaciaires considérés par Isarin comme indicateurs d'un pergélisol, sont les cryoturbations. Il s'agit de déformations de couches qui sont attribuées à l'action du gel. Tous les chercheurs sont d'accord sur le fait que ces structures témoignent de l'existence d'un pergélisol lorsque la base de ces cryoturbations correspond à un plan horizontal (figure 11). On pense alors que le développement vertical des structures a été limité par le sol toujours gelé que constituait le pergélisol.

Personnellement, je n'ai jamais considéré comme indicateur d'un pergélisol les cryoturbations quelles que soient leurs tailles, ce que Isarin pour sa part accepte en suivant l'hypothèse de son directeur de thèse J. Vandenberghe (1988). Toutefois cette interprétation, pour moi douteuse, n'intervient guère dans la reconstitution paléoclimatologique du Dernier Dryas proposée par Isarin.

Il est évidemment fondamental que les phénomènes considérés soient effectivement datés du Dernier Dryas. Isarin a utilisé 87 sites où il considère que la datation "Dernier Dryas" des phénomènes périglaciaires est fiable. Parmi ceux-ci, on trouve les viviers des Hautes Fagnes qui sont justement considérés comme des traces de palses minérales (lithalses) représentatives de la zone de pergélisol discontinu. Il ne faut donc pas se cacher que les températures moyennes annuelles déterminant l'apparition des lithalses des Hautes Fagnes, données dans l'étude d'Isarin, sont en partie au moins déterminées par l'interprétation des viviers comme des restes de lithalses. Mais Isarin ne disposait pas des indications de température que nous avons données dans le présent article, tout en considérant que ces formes étaient caractéristiques du pergélisol discontinu.

Les cartes obtenues par Isarin sont reproduites sur les figures 12 et 13. La première de ces cartes don-

ne la répartition de la distribution du pergélisol continu et discontinu dans l'Europe occidentale pendant le Dernier Dryas. C'est le résultat immédiat de l'interprétation des structures périglaciaires considérées. La seconde carte est une interprétation en chiffres des températures moyennes annuelles ramenées au niveau de la mer. Les températures en italiques sont les températures du mois le plus froid, en admettant que la courbe des valeurs mensuelles dessine une sinusoïde qui chevauche d'une manière égale la température moyenne annuelle (figure 14). Autrement dit, on admet que la température du mois le plus froid s'écarte de la température moyenne annuelle d'une valeur semblable à l'écart qui sépare la température moyenne annuelle du mois le plus chaud, ce qui est le cas actuellement.

Les températures sur le plateau des Hautes Fagnes pendant le Dernier Dryas d'après la thèse d'Isarin (1997).

Les cartes que nous avons reproduites nous permettent, en considérant le gradient de température pour l'altitude de $0,6^{\circ}\text{C}$ par 100 m pris en compte par Isarin, de supposer que entre les altitudes de 500 et 700 m (où se trouvent les viviers des Hautes Fagnes), pour lesquelles les températures sont de $3,0$ à $4,2^{\circ}\text{C}$ plus basses qu'au niveau de la mer, la température moyenne annuelle devait être de l'ordre de $-5,0$ à $-6,2^{\circ}\text{C}$, alors que la température du mois le plus chaud était de $+9,3$ à $+10,5^{\circ}\text{C}$. Comme l'écart entre la température moyenne annuelle et la température du mois le plus chaud est de $15,5^{\circ}\text{C}$, la température du mois le plus froid devrait avoir été de $-20,5$ à $-21,7^{\circ}\text{C}$ (figure 14). Précisons que les phénomènes périglaciaires ne permettent pas de distinguer deux périodes pendant le Dernier Dryas, comme cela a été possible pour les températures d'été à partir des données botaniques.

Il ne faut pas se leurrer et croire que des températures aussi précises, données ici à une fraction de degré près, sont significatives. Les décimales doivent être oubliées pour ne garder que les ordres de grandeur. Il convient aussi de penser à la variabilité interannuelle des températures et conserver à l'esprit que, au cours du Dernier Dryas, les températures ont varié comme les données botaniques l'ont fait appa-

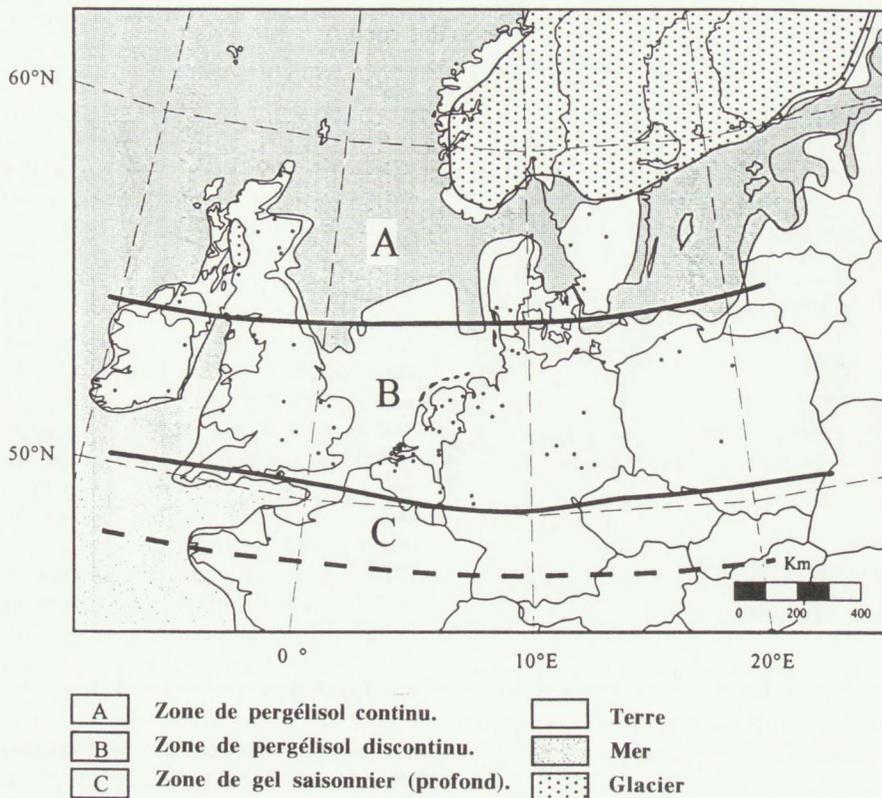


Figure 12. Répartition en Europe occidentale des zones de pergélisol continu et discontinu pendant le Dernier Dryas (Isarin, 1997, p. 54).

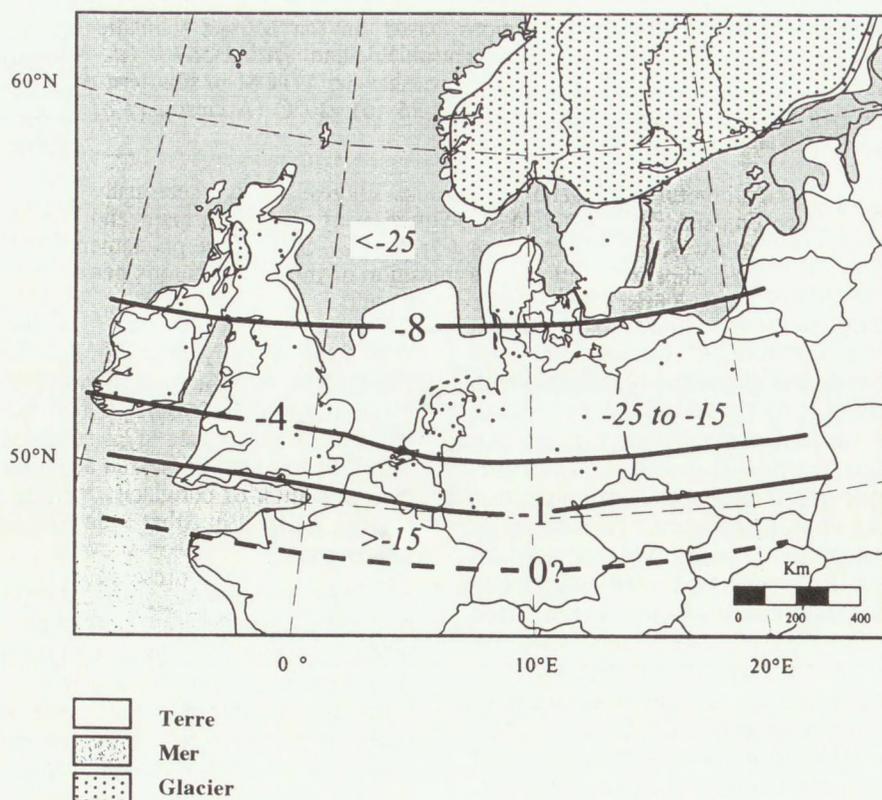


Figure 13. Isothermes de la température moyenne annuelle et estimation de la température moyenne du mois le plus froid (en italiques) au niveau de la mer pendant le Dernier Dryas (Isarin, 1997, p. 56).

raître. Nous pensons que, de toute manière, le travail d'Isarin, qui a pris en compte un très grand nombre d'observations diverses, est certainement la meilleure approche paléoclimatique dont nous disposons aujourd'hui.

Conclusions.

Les températures considérées comme typiques de la région de l'est du Canada où les lithales sont nombreuses, sont très proches des températures trouvées par Isarin pour les altitudes comprises entre 500 et 700 m dans les Hautes Fagnes pendant le Dernier Dryas : températures moyennes annuelles de $-5,8$ à $-4,3^{\circ}\text{C}$ en Ungava, $-5,0$ à $-6,2^{\circ}\text{C}$ dans les Hautes Fagnes; températures moyennes du mois le plus chaud de $+9,5$ à $+10,7^{\circ}\text{C}$ en Ungava et de $+9,3$ à $+10,5^{\circ}\text{C}$ dans les Hautes Fagnes ; températures moyennes du mois le plus froid de -22 à -24°C en Ungava et de $-20,5$ à $-21,7^{\circ}\text{C}$ dans les Hautes Fagnes. Ces données confortent l'opinion que Isarin définit bien les conditions de température qui ont existé sur le Haut Plateau pendant le Dernier Dryas. Les températures obtenues pour le mois le plus chaud sont basées seulement sur des observations biologiques et ne prennent pas en compte les phénomènes périglaciaires dont les viviers sont les traces.

Les écarts sont plus grands lorsque les résultats sont comparés avec les données de Laponie, mais ils restent cependant raisonnables. Les températures trouvées sont en effet de -3 à -4°C pour les températures moyennes annuelles, de $+7$ à $+8^{\circ}\text{C}$ pour les températures moyennes de juillet et de -18 à -19°C pour les températures moyennes de janvier. Il faut aussi considérer que la région où des lithales ont été trouvées en Laponie se trouve à une très haute latitude (68° à 69°N), soit au delà du Cercle Polaire et que les conditions d'insolation y sont différentes de celles de Hudsonie où des lithales sont observées entre 55 et 65°N . Cette dernière région est évidemment en latitude beaucoup plus proche des Hautes Fagnes qui se trouvent à une latitude de $50^{\circ} 30' \text{N}$.

Par rapport aux températures actuelles, le sommet du plateau des Hautes Fagnes a connu pendant le Dernier Dryas une baisse de la température moyenne du mois de janvier de l'ordre de 20°C , alors que la température moyenne annuelle

s'abaissait de 12°C et la température moyenne de juillet ne descendait que de 5°C. Les températures actuelles à la Baraque Michel ont été les suivantes pour la période 1960-1990 selon Monsieur M. Vandiepenbeeck de l'IRM (figure 14) : moyenne de janvier -1,7°C, moyenne de juillet : +14°C, moyenne annuelle +6,2°C (renseignement que nous a fourni le Professeur J. Alexandre, que nous remercions).

Les données climatiques de Hudsonie et aussi celles de Laponie nous apportent en outre une conclusion intéressante. Elles montrent en effet que les conditions climatiques favorables à l'apparition des lithalses sont étroites, ce qui expliquerait que des lithalses actuelles et aussi des traces fossiles de ces formes ont été rarement observées ailleurs dans le monde, ce dont nous parlerons dans un prochain article. Avec les viviers, le plateau des Hautes Fagnes comprend ainsi une morphologie vraiment exceptionnelle qui continuera à retenir l'attention des spécialistes des phénomènes périglaciaires car elle représente les traces les plus spectaculaires du climat rigoureux que l'Europe occidentale a subi il y a environ 13000 ans. La densité des traces de lithalses qui s'y trouvent est actuellement unique dans le monde et seul le réchauffement climatique annoncé pourrait faire apparaître en Hudsonie des champs de traces de lithalses semblables à celles que nous connaissons sur le Haut Plateau.

Dans le prochain numéro, nous examinerons comment une modification de la circulation océanique a vraisemblablement engendré le refroidissement du Dernier Dryas.

BIBLIOGRAPHIE

Ahman, R., 1977 - Palsar i Nordnorge (Summary: Palsas in Northern Norway). *Meddelanden fran Lunds Universitets Geografiska Institution*, 78, 156 p.

Akerman, H. J. and Malmström, B., 1986. Permafrost mounds in the Abisko area, northern Sweden. *Geografiska Annaler*, 68A (3) : 155-165.

Allard, M., Seguin, M. K. and Lévesque, R., 1986. Palsas and mineral permafrost mounds in northern Québec. *International Geomorphology*. Part II. (V. Gardiner edit.) J. Wiley and Sons Ltd.: 285-309.

Allard, M. and Seguin, M., 1987. The holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (Northern Quebec). *Canadian Journal of Earth Science*, 24 : 2206-2222.

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.

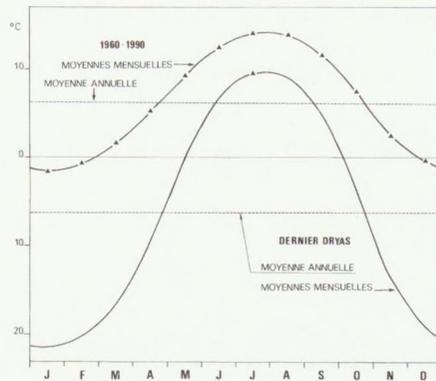


Figure 14. Comparaison entre les températures actuelles à la Baraque Michel et les températures supposées au Dernier Dryas. Comme les courbes sont des sinusoides, la température du mois le plus chaud et la température moyenne annuelle permettent de trouver la température moyenne du mois le plus froid. Les températures actuelles données sont celles de l'IRM (M. Vandiepenbeeck) pour la période 1960-1990.

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.

Fassl, K., 1996. Die Bewertung von Zeigerarten in europäischen Pollendiagrammen für die Rekonstruktion des Klimas im Holozän. *Paläoklimaforschung*, 22, Stuttgart: Fischer Verlag.

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.

Iversen, J., 1944. *Viscum, Hedera and Ilex as climate indicators*. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 66 : 463-483.

Iversen, J., 1954. The Late-Glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, 5, 7C : 126.

Joosten, J. H.J., 1994. Between Diluvium and Deluge: the origin of the Younger Dryas Concept. *Geologie en Mijnbouw*, 74 : 237-240.

Kolstrup, E. 1979. Herbs as July temperature indicators for parts of the pleniglacial and late glacial in The Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 58 (3) : 377-380.

Lagerbach, R. and Rohde, L., 1985. Pingos in northernmost Sweden. *Geografiska Annaler*, 67a (3-4) : 239-245.

Lagarec, D., 1976. Etude géomorphologique de palsas dans la région de Fort Chimo, Nouveau Québec, Canada. *Cahiers géologiques*, 92 : 153-163.

Lavoie, C. and Payette, S., 1994. Recent fluctuations of the lichen-spruce forest limit in subarctic Québec. *Journal of Ecology*, 82: 725-734.

Maarleveld, G., 1976. Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in the Netherlands. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26 : 57-78.

Meier, K.-D., 1987. Studien zur periglaziären Landschaftsbildung in Finnmark (Nordnorwegen). *Jahrbuch des geographischen Gesellschaft zu Hannover*. Sonderheft 13, Hannover, 298 p.

Péwé, T., 1966. Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. *Biuletyn Peryglacjalny*, 15 : 65-73.

Payette, S. and Filion, L., 1993. Origin and significance of subarctic patchy podzolic soils and paleosols. *Arctic and Alpine research*, 25 (4) : 267-276.

Pissart, A., 1987-a. Weichselian periglacial structures and their environmental significance Belgium, the Netherlands, and Northern France. *Periglacial Processes and landforms in Britain and Ireland*. J. Boardman (edit.), Cambridge University Press : 77-85.

Pissart, A., 1987-b. *Géomorphologie Périglaciaire - Texte des leçons de la Chaire Francqui belge 1987*. Chapitre 12. Les indicateurs paléoclimatiques périglaciaires et leurs enseignements. Edition du laboratoire de Géomorphologie et Géologie du Quaternaire de l'Université de Liège, 135 p.

Pissart, A. & Gangloff, P., 1984. Les palses minérales et organiques de la vallée de l'Ave-neau, 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 (palses minérales). *Biuletyn Peryglacjalny*, 37 : 141-154.

Pissart, A., 1999-a. Les traces de buttes cryogènes des Hautes Fagnes. Gotes, viviers, pingos, palses, lithalses. Pourquoi la terminologie a-t-elle changé ? *Hautes Fagnes*, 1999 (2) : 44-50.

Pissart, A., 1999-b. Les viviers des Hautes Fagnes. Le mode de formation des palses et des lithalses. *Hautes Fagnes*, 1999 (3) : 75-83.

Pissart, A., 1999-c. Les viviers des Hautes Fagnes. Les fouilles réalisées, la formation des remparts, leur âge. *Hautes Fagnes*, 1999 (4) : 99-109.

Poser, H., 1948. Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während des Würmeiszeit. *Erdkunde*, 2 : 53-68.

Romanovsky, N. N., 1985. Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR. *Field and theory. Lectures in geocryology*. 154-165. Edited by M.Church and O. Slaymaker, 213 p.

Saint-Laurent, D. et Filion, L., 1992. Interprétation paléocécologique des dunes à la limite des arbres, secteur Nord-Est de la Mer d'Hudson, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 46 (2) : 209-220.

Svensson, H., 1969. A type of circular lakes in northernmost Norway. *Geografiska Annaler*, 51 A (1-2) : 1-12.

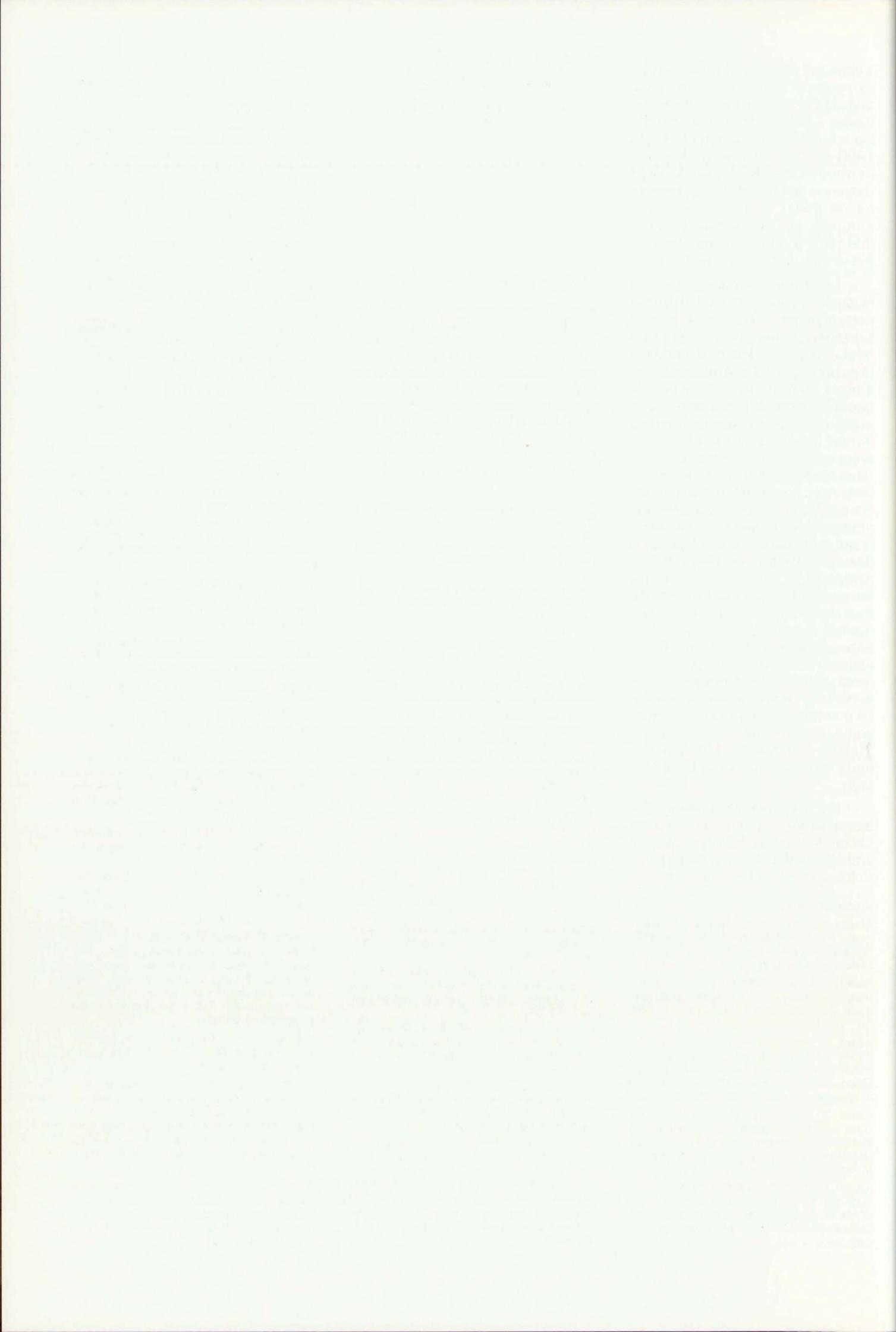
Vandenbergh, J. et Pissart, A., 1993. Permafrost changes in Europe during the last glacial. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4 (2) : 121-135.

Worsley, P., Gurney, S. D., & Collins, P. E. C., 1995 - Late Holocene "mineral palsas" and associated vegetation patterns : a case study from lac Hendry, Northern Québec, Canada and significance for European Pleistocene thermokarst. *Quaternary Science Reviews*, 14 : 179-192.

Washburn, A. L., 1980. Permafrost features as evidence of climatic change. *Earth Science review*, 15 : 327-401.

Wramner, P., 1972. *Palslika bildningar i minalerfjord. Nagra iakttagelser fran Taavavuoma, Lapland* (Summary : Palsa-like formation in mineral soil. Some observations from Taavavuoma, Swedish Lapland.). Göteborgs Universitet Naturgeografiska Institutionen, Guni rapport 1, 60 p.

Wramner, P., 1973. *Palsmyrar i Taavavuoma, Lapland* (Summary : Palsa bogs in Taavavuoma, Swedish Lapland). Göteborgs Universitets Naturgeografiska Institutionen, Guni rapport 3, 140 p.



Les viviers des Hautes Fagnes.

La cause du refroidissement du Dernier Dryas

par Albert PISSART, Professeur émérite à l'Université de Liège.

Résumé.

La seule explication qui paraît rendre compte aujourd'hui du changement climatique du Dernier Dryas est l'arrêt de l'arrivée d'eaux chaudes dans l'Atlantique Nord. Cette hypothèse de l'interruption du réchauffement causé par les eaux chaudes du Gulf Stream expliquerait la brutalité des changements climatiques observés et rendrait compte de ce que le refroidissement du Dernier Dryas a affecté essentiellement les pays voisins de l'Atlantique Nord. Elle expliquerait aussi la variation de la teneur en ^{14}C pendant cette période. On se demande si le réchauffement climatique annoncé dû aux gaz à effet de

serre ne pourrait pas entraîner une modification semblable de la circulation thermohaline qui serait catastrophique pour l'Europe par le refroidissement qu'elle occasionnerait.

Introduction.

L'explication du vif refroidissement qui a donné naissance aux lithales dans les Hautes Fagnes pendant le Dernier Dryas est resté longtemps une véritable énigme. Les explications proposées pour rendre compte des glaciations, comme, par exemple, la variation de la teneur de l'atmosphère en gaz à effet de serre, ne paraissent pas pouvoir s'appliquer à une modifica-

tion climatique aussi brève. Ce n'est que dans les années 80 qu'un changement de la circulation océanique de l'Atlantique a été proposée (Broecker et al., 1985). Cette hypothèse a été considérée avec beaucoup de scepticisme par la majorité des scientifiques jusqu'au début des années 90, où les observations faites dans la calotte glaciaire du Groenland ont montré la brutalité des changements survenus au début, mais surtout à la fin du Dernier Dryas. Actuellement, l'hypothèse d'une modification de la circulation thermohaline est, à notre connaissance, la seule qui rende compte des changements brutaux de climat; elle paraît s'imposer de plus en plus, car de nouvelles observations

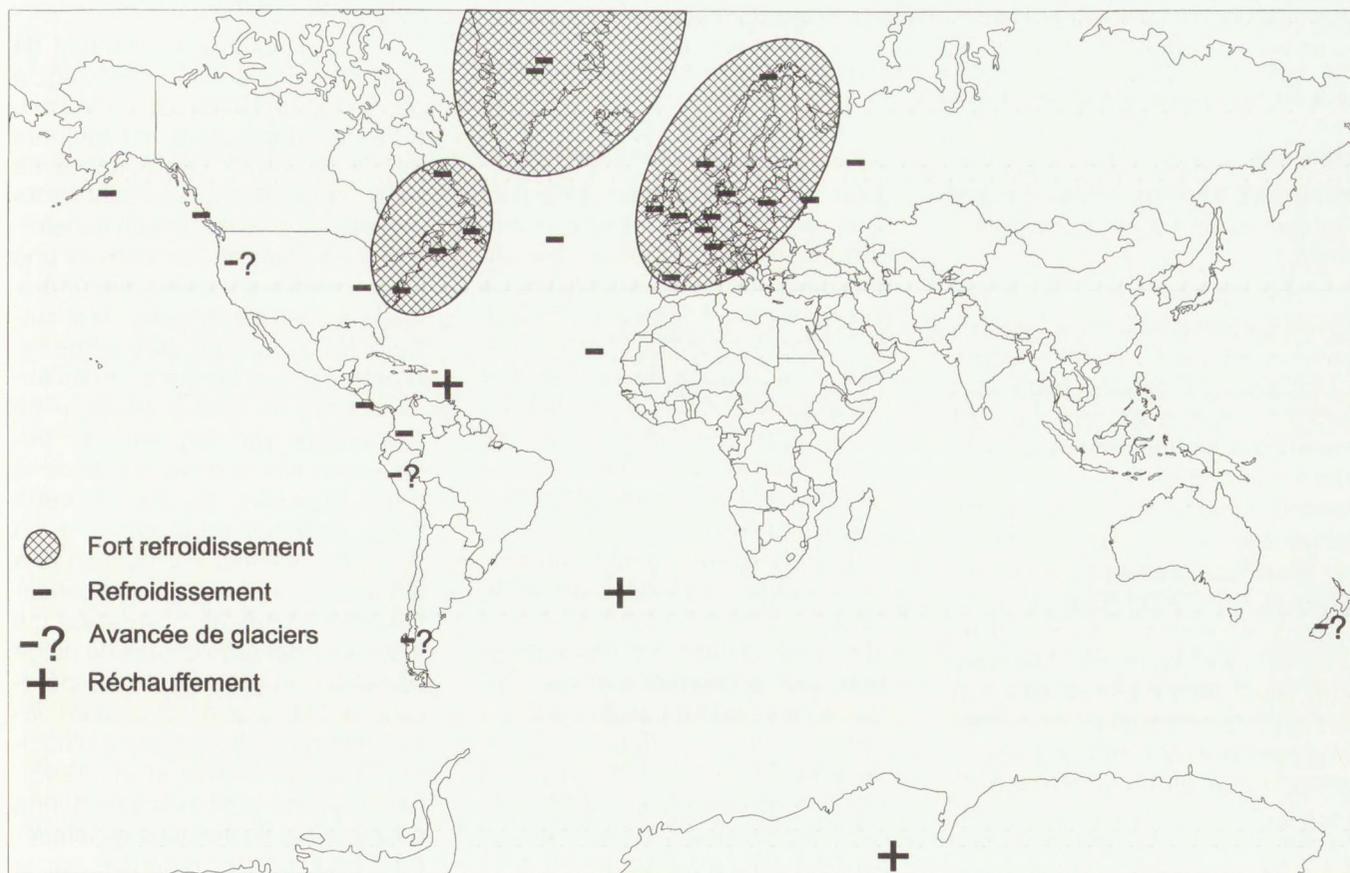


Figure 1. Localisation des zones où une variation de température a été enregistrée pendant le Dernier Dryas. Il y a accord complet entre les chercheurs pour admettre que le refroidissement a surtout été important autour de l'Atlantique Nord. Comme les avancées glaciaires peuvent être contrôlées non seulement par la température, mais aussi par l'importance des précipitations, un doute subsiste quant à l'existence du refroidissement en ces endroits : c'est la raison pour laquelle un point d'interrogation est figuré où une avancée glaciaire a été reportée au Dernier Dryas. Les eaux de surface se sont refroidies dans l'Atlantique N et près de la côte Africaine à 20° lat. N, mais réchauffées dans l'Atlantique tropical près de l'île de Grenade (Rühlemann, 1999). Sur l'inlandsis Antarctique, un réchauffement est enregistré pendant le Dernier Dryas (Broecker, 1999). La majorité des travaux qui ont servi pour établir cette figure se trouvent dans les ouvrages édités par Troelstra et al. (1995) et par Velitchko et al. (1997).

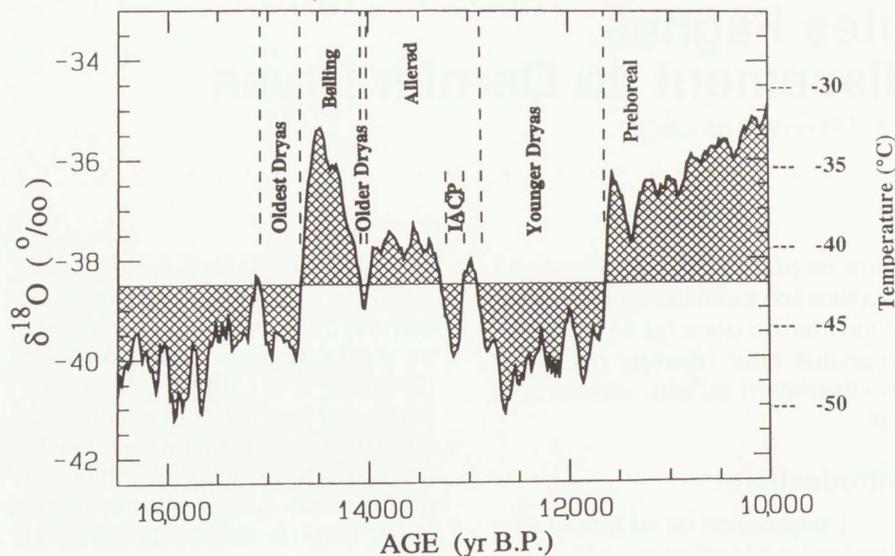


Figure 2. Courbe donnant les principales fluctuations de $\delta^{18}\text{O}$ de la glace du sondage GISP 2 réalisé sur la calotte glaciaire du Groenland. Sur cette courbe sont inscrits les noms des périodes reconnues par la palynologie en Europe. L'axe de temps est donnée en années calendrier, donc corrigées pour la teneur initiale en ^{14}C . Les datations de cette figure ne sont pas exactement celles données par Hughen et al. (1998) que nous avons rappelées précédemment pour le Dernier Dryas. De légères modifications ont été apportées à la figure originale de Stuiver et al. (1995), dont l'inscription d'une échelle des températures à droite de la figure. Cette échelle des températures est douteuse et ne s'applique probablement pas à toute la période concernée, car la composition isotopique de la neige a été influencée pendant les périodes glaciaires par une températures plus basse des océans tropicaux d'où viennent les précipitations. La brutalité des fluctuations de température apparaît bien : elle est surtout remarquable pour les périodes de réchauffement de la fin du Dernier Dryas, et de la fin du Dryas le plus ancien (Oldest Dryas).

(Rühlemann et al., 1999) et des modèles mathématiques (Manabe and Stouffer, 2000) paraissent la confirmer.

Nous présenterons la question en détaillant rapidement quelles sont les régions où un changement climatique a été observé pendant le Dernier Dryas et en précisant les zones où des modifications de température ont été reconnues. Nous verrons ensuite les observations provenant de sondages effectués sur la calotte glaciaire du Groenland, avant d'expliquer en quoi consiste la circulation thermohaline et comment elle a pu être interrompue. Nous verrons pour finir que d'excellents chercheurs se posent la question de savoir s'il ne faut pas redouter plus un brutal refroidissement dû à une nouvelle interruption de cette circulation thermohaline que le réchauffement climatique annoncé.

Le refroidissement du Dernier Dryas a surtout touché l'Europe Occidentale.

Le refroidissement du Dernier Dryas, qui a été si important en Eu-

rope du Nord-Ouest, a été beaucoup moins ressenti sur les autres continents. Dans le monde entier, de nombreuses modifications climatiques ont été enregistrées (Broecker, 1994 ; Severinghaus et al., 1998), mais il s'agit le plus souvent d'altérations du régime des précipitations et non de refroidissements. Des corrélations entre les sondages réalisés sur la calotte du Groenland et ceux de l'Antarctique montrent qu'un réchauffement s'est produit dans l'Antarctique au moment où le Groenland subissait le refroidissement du Dernier Dryas (Broecker, 1998). Le développement des recherches a mis en évidence de la même manière que les périodes de réchauffement observées au Groenland entre 47000 et 23000 ans se sont produites avec 1000 et 2500 ans d'avance sur des périodes similaires dans l'Antarctique (Blunier et al., 1998). Il est apparu très clairement que c'est autour de l'Atlantique Nord que le refroidissement a été le plus important (Peteet, 1995, figure 1).

Les sondages réalisés sur la calotte glaciaire du Groenland

ont établi 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 ($72^{\circ}36'N$; $38^{\circ}30'W$). 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, caractérisés par leur finesse de résolution temporelle, ont donné les mêmes résultats, du moins en ce qui concerne les 90% supérieurs de la carotte de sondage, soit pour une période de 87000 ans selon une échelle de temps préliminaire (Grootes et al., 1993). La fin du Dernier Dryas se trouve à 1700,3 m de profondeur dans GISP2 (Severinghaus et al., 1998).

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 en conservant une stratification annuelle reconnaissable qui permet ainsi depuis la surface le comptage des années. D'autre part, cette glace, vu qu'aucune fonte ne s'est produite, n'est pas polluée par des eaux qui auraient modifié la composition de la neige originelle. Au sein de cette neige devenue de la glace, il est possible d'estimer 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 approche ainsi avec une bonne précision les fluctuations de température qui se sont produites sur la calotte pendant la dernière glaciation (figure 2). 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. Est apparue ainsi la

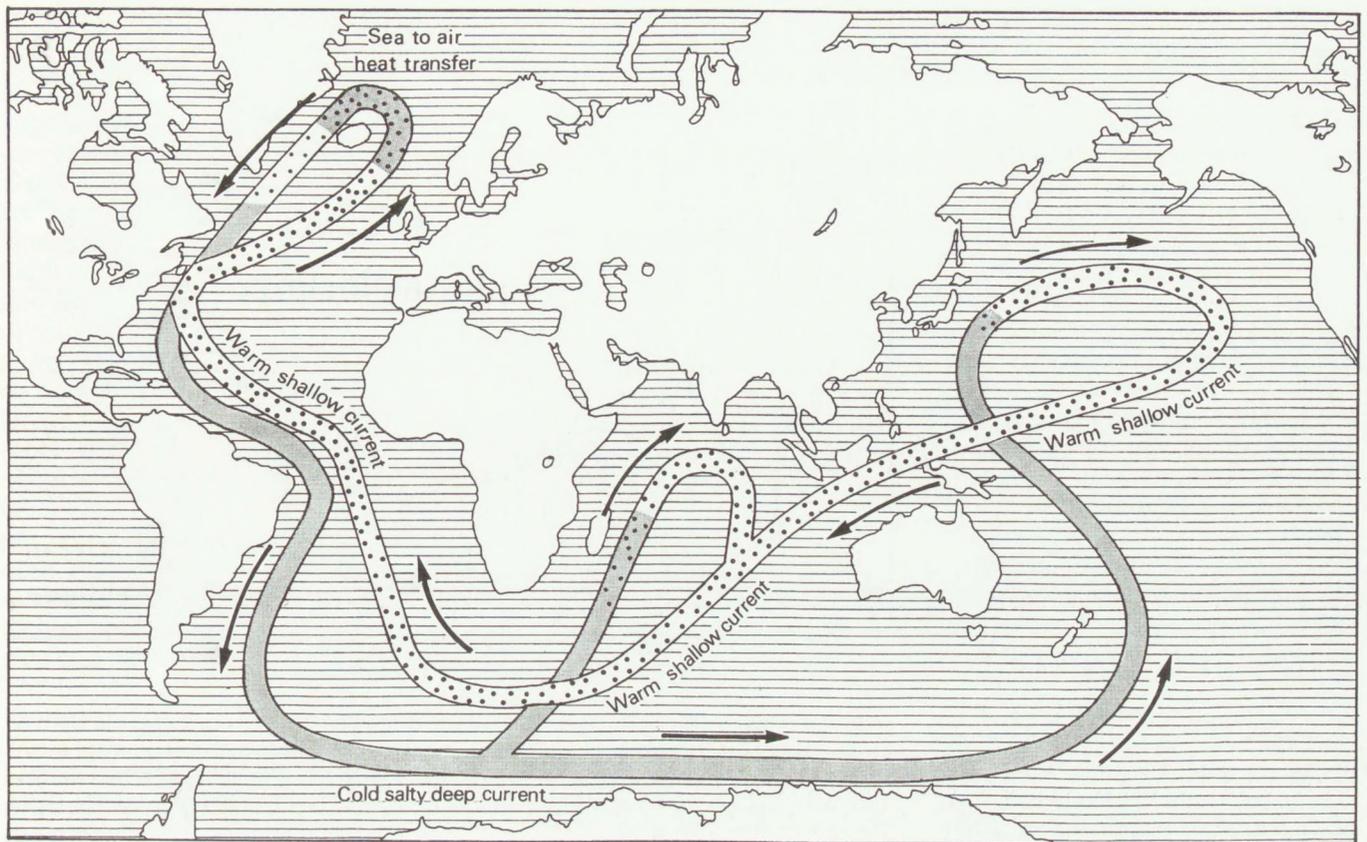


Figure 3. Vue générale de la circulation thermohaline (the great conveyor) qui amène de grandes quantités d'eaux chaudes à l'ouest de l'Europe où elle plonge à plus de mille mètres de profondeur (Hamblin et al., 1998). Le mouvement est contrôlé par la densité des eaux, c'est-à-dire par leur salinité et leur température. En pointillés, les courants superficiels ; en grisés, les courants profonds.

brutalité du changement de température qui est survenu au début, mais surtout à la fin du Dernier Dryas (Dansgaard W. et al., 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. A 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.

La circulation thermohaline.

L'interruption de la circulation thermohaline est la seule explication qui rende compte de l'amplitude, de la rapidité et de la localisation principalement autour de l'Atlantique Nord du changement climatique du Dernier Dryas.

L'importance de cette circulation sur le climat actuel est énorme. Ainsi 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 moyennes de janvier de Montréal (12°C) et de Bordeaux (+7°C), villes qui se trouvent à des latitudes très voisines, la différence est proche de 20°C. 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 colossale : 20 millions de m³ par seconde, soit autant que les précipitations tombées sur toute la terre pendant une année (Broecker, 1997). Ces eaux chaudes amènent dans l'hémisphère Nord un trillion de kilowatts, soit une quantité d'énergie 100 fois supé-

rieure à la consommation d'énergie de toute l'humanité (Rahmstorf, 1997). Il semble 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.

Cette circulation est régie en partie par la densité des eaux qui est, elle-même, contrôlée par la salinité et la température : on parle pour cela de la circulation thermohaline. L'idée du rôle joué par ce qui est appelé en anglais "the great conveyor", à savoir "le grand transporteur", est venue pour la première fois à Broecker en 1984 (Broecker, 1997). Si la circulation des eaux en surface est connue depuis longtemps, c'est seulement au cours des 15 dernières années que les mouvements des eaux en profondeur ont été retracés pour aboutir à la carte de la circulation marine de la figure 3. 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 au Dernier

Dryas, en arrêtant l'arrivée massive d'eaux chaudes dans l'Atlantique Nord.

En 1982, Rooth 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, un lac très important qui était apparu en Amérique en bordure de la calotte glaciaire en retrait. Des lacs semblables ont été très nombreux et très étendus au Canada pendant les glaciations, car les glaciers progressant du nord au sud ont barré les cours d'eau qui se dirigeaient vers le nord. Avant le Dernier Dryas, le lac Agassiz particulièrement important se déversait vers le Mississippi (figure 4). Brusquement, à la suite du retrait glaciaire, les eaux de ce lac ont trouvé un nouvel exutoire et se sont écoulées vers le Saint Laurent et, de là, dans l'océan Atlantique. De grandes quantités d'eau douce de faible densité se seraient ainsi étendues à la surface de l'océan. Cette couche de surface d'eau douce de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et de faible densité aurait empêché le refroidissement de la colonne d'eau amenée par le Gulf Stream et de ce fait arrêté la production d'eau de densité élevée plongeant en profondeur (Manabe et Stouffer, 2000).

L'arrêt de la descente en profondeur d'eaux froides et salées, donc denses, près du Groenland, aurait été ainsi responsable de la diminution rapide de la circulation thermohaline et d'une réorganisation de la circulation de surface, aidée d'ailleurs par une modification de la circulation atmosphérique perturbée par le refroidissement de l'Atlantique Nord (Manabe et Stouffer, 2000). Il n'est toutefois pas établi fermement que ce sont bien les eaux venues du lac Agassiz qui ont été responsables du phénomène, les eaux douces auraient pu avoir une origine différente, par exemple, comme le suggèrent Manabe et Stouffer (2000), la calotte glaciaire Scandinave.

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

Nous avons montré dans un article précédent (Pissart, 1999) les difficultés rencontrées pour déterminer l'âge du Dernier Dryas. La teneur de l'atmosphère en ^{14}C a varié

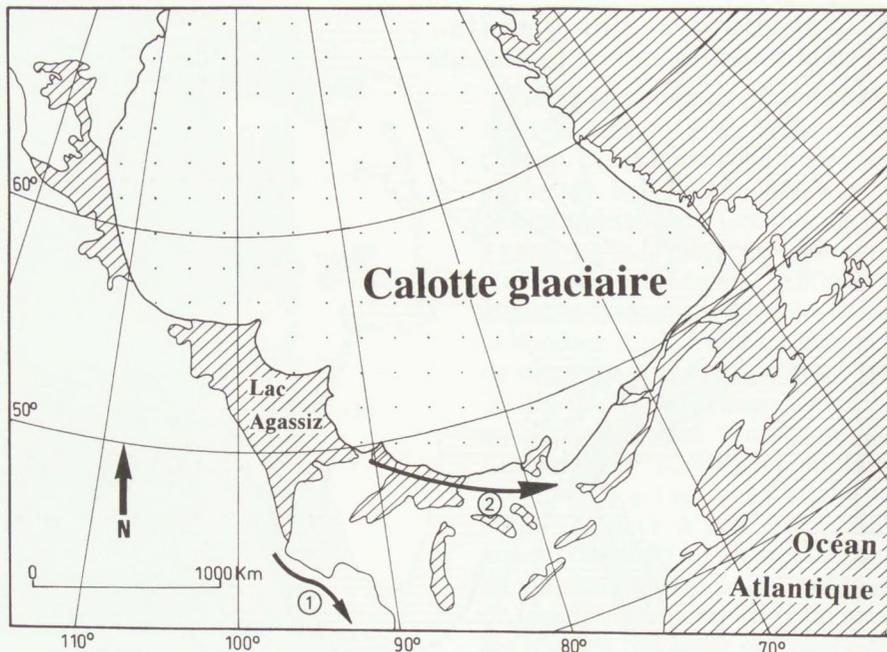


Figure 4. Vidange du lac Agassiz et direction d'écoulement des eaux avant le Dernier Dryas (flèche 2) (Broecker et al., 1989). Les eaux du lac Agassiz s'écoulaient avant cet épisode vers le Mississippi à l'endroit de la flèche 1. A la suite du retrait du glacier, elles ont trouvé un exutoire et se sont écoulées selon la flèche 2 vers le Saint Laurent (Fulton, 1989).

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. B.P. (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 couches annuelles de varves dans les 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 11600 à 13000 ans cal B.P. (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 rapi-

de 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 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 comparable 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 expliquer pourquoi le climat aurait été plus chaud dans l'Antarctique quand l'Atlantique Nord se refroidissait (Broecker, 1998).

L'étude de carottes océaniques confirme les changements dans la circulation océanique.

L'étude des carottes de sondages océaniques a établi depuis plusieurs décennies que les conditions de l'Atlantique Nord ont été, pendant les glaciations, très différentes de celles que nous connaissons actuellement, mais les modifications de la circulation océanique étaient interprétées plus comme une conséquence que comme une cause d'un refroidissement.

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 qui contiennent 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, car on étudiait avant tout les sédiments des fonds océaniques où la vitesse de sédimentation était très lente. Il en résulte que le Dernier Dryas était très mal défini ou même n'était pas observé dans les sondages océaniques (Labeyrie et al., 1992).

Une publication récente (Rühlemann et al., 1999) vient cependant d'apporter des éléments nouveaux en faveur de l'hypothèse d'une modification de la circulation

thermohaline. En effet, un ralentissement ou un arrêt de la circulation thermohaline doit diminuer le transport de chaleur vers le nord et déterminer un réchauffement des eaux de l'Atlantique tropical, tandis qu'un changement de la quantité de gaz à effet de serre doit entraîner une variation synchrone de température dans tout l'Atlantique. L'étude d'une carotte océanique prélevée à $12^\circ 05' \text{N}$, $61^\circ 15' \text{W}$ près de l'île de Grenade, où la vitesse de sédimentation est élevée, a permis de mettre en évidence pendant le Dernier Dryas l'existence d'un réchauffement des eaux, tandis que de l'autre côté de l'Atlantique, à 20° de latitude sud, se serait produit un refroidissement dû à l'arrivée d'eaux froides venues du nord et amenées par le courant des Canaries.

Le danger de voir s'arrêter maintenant la circulation thermohaline.

Le refroidissement du Dernier Dryas paraît paradoxalement la conséquence du réchauffement puisqu'il aurait été provoqué par l'arrivée d'une grande quantité d'eaux de fonte glaciaire. C'est un exemple des phénomènes de rétroaction (négative dans le présent cas) que nous connaissons toujours mal et sans la compréhension desquels il

paraît vain de vouloir prédire l'avenir climatique de la planète. Ces phénomènes ont été importants lors de la dernière glaciation si l'on explique ainsi les changements de température qui ont été enregistrés dans les sondages de la calotte glaciaire du Groenland. Ces événements ont été appelés "Dansgaard-Oesger events" et leur nombre aurait été de 23 entre 110.000 et 15.000 ans B.P. (Johnsen, 1992 ; Bond, 1993). Plusieurs d'entre eux apparaissent sur la figure 5. Blunier et al. (1998) comme Broecker (1999) proposent une explication pour rendre compte de cette succession de brutales modifications. Quand pendant une glaciation, la circulation océanique amenant des eaux chaudes dans l'Atlantique Nord est arrêtée, vu le froid rigoureux, les précipitations s'accumulent sous forme de neige sur les calottes glaciaires et le retour d'eaux douces dans l'Atlantique Nord est fortement réduit. De la sorte la salinité augmente jusqu'au moment où la circulation thermohaline se remet en marche. L'arrivée d'eaux chaudes dans l'Atlantique Nord entraîne alors le réchauffement des régions voisines et une fusion partielle des glaces qui amène sur l'océan une grande quantité d'eaux douces et de glaces (Broecker, 1994) ; celle-ci provoque l'interruption de la circulation thermohaline.

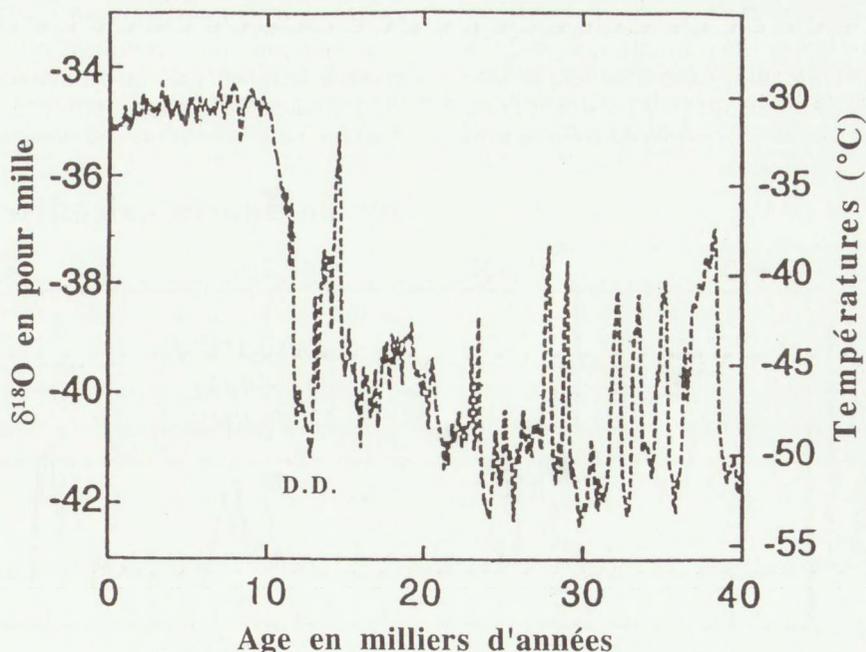


Figure 5. Variations de température enregistrées dans le sondage GISP2 au centre de la calotte glaciaire du Groenland pendant les 40.000 dernières années. Les variations de température (à droite) sont déduites avec une certaine incertitude des variations de la teneur en O^{18} (à gauche). Cette courbe montre la bonne stabilité du climat pendant l'Holocène qui couvre les derniers 10.000 ans et son instabilité pendant la dernière glaciation. (D.D. = Dernier Dryas).

Les couches de Heinrich témoigneraient de certains de ces événements. Ces couches décrites pour la première fois par Heinrich en 1988 ont été observées au fond de l'océan sur une grande partie de l'Atlantique Nord comme des sédiments pauvres en organismes et comprenant des débris de roche amenés vraisemblablement par des glaces flottantes. On se trouverait donc pendant les glaciations en présence d'un système oscillant, dont le Dernier Dryas ne serait que le dernier événement.

Mais ces découvertes ont conduit à se demander si la circulation thermohaline actuelle ne peut pas être interrompue de nos jours en entraînant un refroidissement catastrophique de l'Europe.

Cette question préoccupe beaucoup de chercheurs. Par manque de données d'observation, ils sont obligés de recourir à des modèles pour en étudier différents aspects. En ne reprenant que les modèles publiés dans "Nature" au cours de la dernière décennie, 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 nous devons le plus redouter en Europe. Il pourrait être une conséquence du réchauffement progressif dû à l'augmentation des gaz à effet de serre. Les conséquences d'une modification semblable de la circulation thermohaline provoqueraient un refroidissement qui serait d'autant plus catastrophique pour l'humanité que le temps manquerait pour s'y adapter. Broecker (1999) souligne cependant que si l'arrêt de la circulation thermohaline était due au réchauffement climatique, il se produirait sans doute lorsque la température serait 4 à 5°C plus élevée que maintenant et les conditions que nous subissons ne seraient pas identiques à celles qui ont existé pendant le Dernier Dryas.

Comme, par ailleurs, ne subsistent plus les calottes glaciaires qui existaient au Dernier Dryas, les conditions seraient différentes de celles qui existaient alors. Broecker (1999) souligne cependant que, comme les arrêts de la circulation thermohaline se sont accompagnés d'après les observations recueillies

sur la calotte glaciaire du Groenland d'oscillations de température sur plusieurs décennies, il est possible que ces fluctuations climatiques se révéleraient dramatiques pour l'agriculture (figure 6). Les résultats d'une modélisation récente (Manabe and Stouffer, 2000) que nous avons déjà mentionnés, suggèrent aussi que l'intensité de la circulation thermohaline pourrait, sans s'arrêter complètement, faiblir en réponse à une augmentation future de la teneur en CO², modérant ainsi le réchauffement climatique dans l'Atlantique Nord et les régions voisines. La même conclusion a été obtenue par une modélisation différente, qualifiée de plus réaliste que les précédentes, et qui annonce une diminution possible du volume du Gulf Stream de 25% avant 2030, à la suite de l'arrêt de la plongée des eaux en profondeur dans la mer du Labrador en conséquence du réchauffement climatique (Wood et al., 1999 ; Rahmstorf, 1999).

Heureusement, le présent interglaciaire est, jusqu'à maintenant, stable, du moins d'après les observations recueillies dans la calotte glaciaire du Groenland. Depuis la fin du Dernier Dryas, la circulation thermohaline actuelle s'est maintenue, bien que le ralentissement de celle-ci soit sans doute responsable de modifications climatiques comme celles que nous avons connues au Petit Age Glaciaire, soit de 1550 à 1850 (Duplessy, 1997) ou encore, entre 8400 et 8000 années calendrier avant aujourd'hui (Barber et al., 1999).

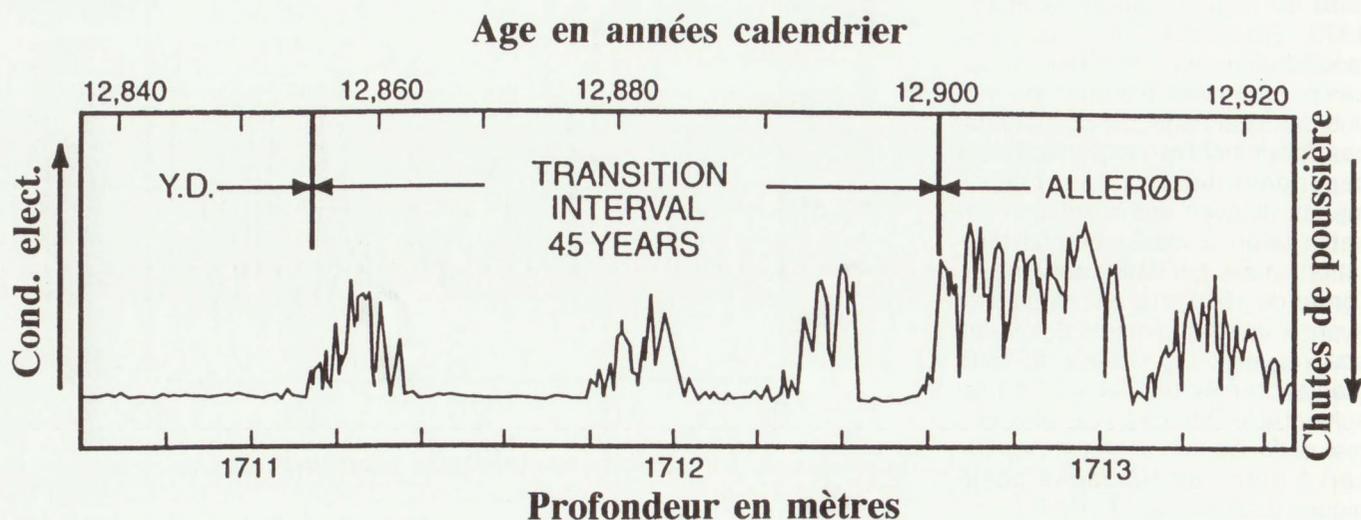


Figure 6. Variations de la conductivité électrique dans le sondage GISP (Groenland) montrant les oscillations climatiques qui ont accompagné le début du Dernier Dryas et qui apparaissent ici par la variation de teneur en poussière de la glace (Broecker, 1999). Des oscillations climatiques semblables ont été observées au début des autres événements Dansgaard-Oeschger, périodes de refroidissement brutal apparues au cours de la dernière glaciation et attribuées aussi à des modifications de la circulation thermohaline. Des instabilités comparables sont aussi observées dans le modèle de Manabe et Stouffer (2000).

Bibliographie.

- 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.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., and Gagnon, G. M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentides lakes. *Nature*, 400, 344-348.
- 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.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C. U., et Johnsen, S. J., 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394, 739-743.
- 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.
- Broecker, W. S., Peteet, D. M. and Rind, D., 1985. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 315, 21-26.
- 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., 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372, 421-424
- 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. Paleocirculation during the last deglaciation : a bipolar seesaw? *Paleoceanography*, 13 (2) : 119-121.
- Broecker, W. S., 1999. What if the conveyor were to shut down? Reflections on a possible outcome of the great global experiment. *GSA Today*, 9 (1), 1-7.
- 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., Kennet, J. P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonami, G., and Wolfli, W., 1989. Routing of meltwater from Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 341, 318-321.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., U., H. C., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, 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.
- 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 Paleogeography of the North Atlantic Margins*, London, Geological Society Special Publication, 111 : 167-175.
- Fulton, R.J.(edit.scient.), 1989. *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*. Géologie du Canada, n° 1. Commission géologique du Canada, 907 p. et 5 planches.
- 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.
- Grip members, 1993. Climate instability during the last interglacial period recorded in GRIP ice core. *Nature*, 364 : 203-207.
- 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.
- 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.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, 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.
- 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.
- 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.
- Manabe, S. and Stouffer, R.J., 2000. Study of abrupt climate change by a coupled ocean-atmosphere model. *Quaternary Science Reviews*, 19 (1-5), 285-299.
- McIntyre, A., Kipp, N. G., Bé, A. W. H., Crowley, T., Kellogg, T., J.V., G., Prell, W. & Ruddiman, W. F., 1976. Glacial North Atlantic 18,000 years ago : a CLIMAP reconstruction. *Geological Society of America Memoir*, 145 : 13-75.
- Peteet, D., 1995. Global Younger Dryas? *Quaternary International*, 28 : 93-104.
- Pissart, A., 1999. Les viviers des Hautes Fagnes, les fouilles réalisées, la formation des remparts, leur âge. *Hautes Fagnes* (4), 99-109.
- 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.
- Rahmstorf, S., 1999. Shifting seas in the greenhouse? *Nature*, 399, 523-524.
- Rooth, C. 1982. Hydrology and ocean circulation : progress in Oceanography, 11, 131-139.
- 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.
- Rühlemann, C., Mulitza, S., Müller P.J., P.J., Wefer, G. and Zahn, R., 1999. Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. *Nature*, 402, 511-514.
- Severinghaus, J. P., Sowers, T., Brook, E. J., Alley, R. B. & L., B. M., 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.
- Stuiver, M., Grootes, P. M. & Brazunias, T. F., 1995. The GISP2 $\delta^{18}O$ climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quaternary Research*, 44 : 341-354.
- Troelstra, S.R., van Hinte, J.E. and Ganssen G.M. (editors), 1995. Taylor, K. C., Mayewski, P. A., Alley, R. B., Brook, E. J., Gow, A. J., Grootes, P. M., Meese, D. A., Saltzman, J.P., Severinghaus, M. S., S., T. M., White, J. W. C., *The Younger Dryas. Proceedings of a Workshop at the Royal Academy of Arts and Sciences on 11-13 April 1994*. Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, postbus 19121, 1000 GC Amsterdam.
- Velitchko, A.A., Dolukhanov, P.M., Rutter, N.W. and Catto N.R. (editors), 1997. Quaternary of Northern Eurasia: Late Pleistocene and Holocene Landscapes, Stratigraphy and Environments. *Quaternary International. The Journal of the International Union for Quaternary Research*, Vols 41/42, 181p.
- Whitelow, S. I. & Zielinski, G. A., 1997. A close look at the Holocene/Younger Dryas transition recorded at Summit, Greenland. *Science*, 278 : 825-827.
- Wood, R.A., Keen A.B., Mitchell, J.F.B. and Gregory J.M., 1999. Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO₂ forcing in a climate model. *Nature*, 399, 572-575.

Faint, illegible text in the top left column.

Faint, illegible text in the top middle column.

Faint, illegible text in the top right column.

XX

Faint, illegible text in the bottom left column.

Faint, illegible text in the bottom middle column.

Faint, illegible text in the bottom right column.

Les traces de lithalses et de pingos connus dans le monde

par Albert PISSART, Professeur émérite à l'Université de Liège.

Résumé.

Le présent article concerne les dépressions fermées qui, dans des régions actuellement sans pergélisol, ont été considérées comme des traces de buttes cryogéniques, c'est-à-dire dues à l'apparition de glace dans le sol.

Nous ne nous attardons que sur les dépressions entourées d'un rempart dont la densité est élevée, car ces formes sont les seules qui sont semblables aux viviers des Hautes Fagnes. Nous évitons ainsi de considérer en détail toute une littérature qui concerne des dépressions énigmatiques, le plus souvent isolées, et qui souvent, sans argumentation solide, ont été attribuées à l'apparition de pingos.

Les dépressions entourées d'un rempart sont rares. Des formes comparables aux viviers et apparues pendant le Dernier Dryas ont été seulement décrites en Irlande et au Pays de Galles. Des formes semblables sont aussi connues dans l'Est de l'Angleterre où elles sont apparues à la fin de la dernière glaciation, soit avant le Dernier Dryas, et en Laponie où elles se sont formées pendant l'Holocène. Enfin ont été décrites aux Pays-Bas des dépressions plus anciennes que le dernier Dryas, qui sont probablement des traces de pingos.

En ne considérant que les formes identiques aux viviers et datant du Dernier Dryas, la reconstitution paléoclimatique d'Isarin (1997) permet, sur la base de la connaissance des conditions d'apparition des lithalses actuelles, de proposer une délimitation des régions où de telles buttes cryogènes ont pu apparaître. Cet essai rend bien compte de la présence de formes à faible altitude en Irlande, de la morphologie observée au Pays de Galles vers 300 m, des viviers des Hautes Fagnes au dessus de 500 m, et de leur absence ailleurs.

Introduction.

Depuis que Maarleveld et van den Toorn (1955) ont pour la pre-



Figure 1. Photo des dépressions fermées décrites par A. Pissart (1963) près de Llangurig au Pays de Galles, au fond d'une vallée glaciaire (Cambridge University, Collection of air photographs).

mière fois décrit des traces de pingos aux Pays-Bas, de nombreux articles ont été consacrés à des dépressions considérées comme des traces de buttes cryogéniques. Au départ, les dépressions étaient toutes interprétées comme des traces de pingos, car les lithalses (palses minérales) ont seulement été décrites beaucoup plus tard (Wramner, 1972). Dans le présent article, si nous citons la majorité des articles qui ont attribué à des phénomènes périglaciaires la formation de dépressions décrites, nous distinguerons cependant les dépressions entourées de remparts, et les dépressions sans rempart. Autrement dit, l'existence de remparts est le premier critère qui permet d'affirmer une ressemblance avec les viviers des Hautes Fagnes.

Les dépressions interprétées comme des traces de pingos. Comparaison avec les viviers des Hautes Fagnes.

Dans les Iles Britanniques

Un grand intérêt a été porté aux traces de buttes cryogènes de-

puis que, en 1963, j'ai décrit au Pays de Galles, et pour la première fois dans les Iles Britanniques, des dépressions entourées d'un rempart (figure 1) semblables aux viviers des Hautes Fagnes, formes que j'interprétais alors comme des traces de pingos. Les dépressions observées étaient tout à fait identiques aux viviers par leurs dimensions, par leurs remparts et aussi par leur âge puisque le remplissage des cuvettes a débuté au Préboréal (Trotman, 1963). Des formes comparables ont été décrites par la suite en d'autres endroits du Pays de Galles par E. Watson (1971, 1977) et par E. et S. Watson (1972, 1974), puis en Irlande par Mitchell (1971, 1973), Coxon (1986), Coxon et O'Callaghan (1987) et Warren (1981, 1987).

La morphologie décrite par Mitchell (1971, 1973) dans le sud-est de l'Irlande près de Camaross, 9 km à l'ouest-nord-ouest de Wexford et à une altitude d'environ 70 m, est absolument semblable à celle que nous connaissons en Belgique. La densité des formes est comparable à la densité des formes des Hautes

Fagnes, comme le montrent les cartes et photos de Mitchell (1973). Les remplissages d'autres formes semblables décrits par Coxon (1986) au sud de Wexford et datés par radiocarbone et par palynologie sont tous postérieurs au Dernier Dryas (P. Coxon, communication personnelle, août 1998), comme l'avait déjà montré Mitchell (1973, 1977) auparavant. La figure 2 extraite de Coxon et O'Callaghan (1987) localise 50 points où des dépressions ont été reconnues. Elles sont toutes au sud de la limite de la dernière glaciation. La figure 3, qui donne l'allure des remparts à l'endroit indiqué par le chiffre 3 sur la figure 2, montre bien la similitude de formes. Warren (1981) signale pour sa part 13 sites avec des remparts, puis en 1987, une soixantaine de sites qui ne sont pas toujours localisés à la même place que ceux donnés par Coxon et O'Callaghan. Ces dépressions entourées d'un rempart existent en groupes à une altitude comprise entre 20 et 150 m d'élévation. Aucune relation avec le substrat n'a été observée, mais une épaisseur de 1 à 1,5 m de dépôts superficiels mélangés (souvent des dépôts de solifluxion) était présente dans tous les sites.

Bryant et Carpenter (1987) ont aussi présenté une synthèse des connaissances se rapportant aux dépressions thermokarstiques connues dans les Iles Britanniques. La carte de Ballantyne et Harris (1994) reproduite sur notre figure 4 reprend leur cartographie en y ajoutant les endroits où Hutchinson (1980, 1991) a décrit l'existence de traces possibles de pingos. Sur cette figure, les sites où les formes sont identiques aux viviers des Hautes Fagnes sont localisés par des étoiles : Llangurig (figure 1. Pays de Galles, altitude 330 m, décrit par Pissart, 1963), Cledlyn Valley (figure 5. Pays de Galles, altitude 330 m, Watson E. et S., 1972), Cletwr Valley (figure 6. Pays de Galles, altitude de 200-330 m, Watson E. et S., 1974.). L'âge de ces cuvettes est considéré comme incertain par Ballantyne et Harris (1994), bien que les datations ^{14}C et les analyses palynologiques indiquent que les formes sont apparues pendant le Dernier Dryas : c'est en tout cas la conclusion de Handa et Moore (1976), qui donnent les résultats de recherches réalisées dans le remplissage de 3 dépressions des vallées de Cledlyn et Cletwr.

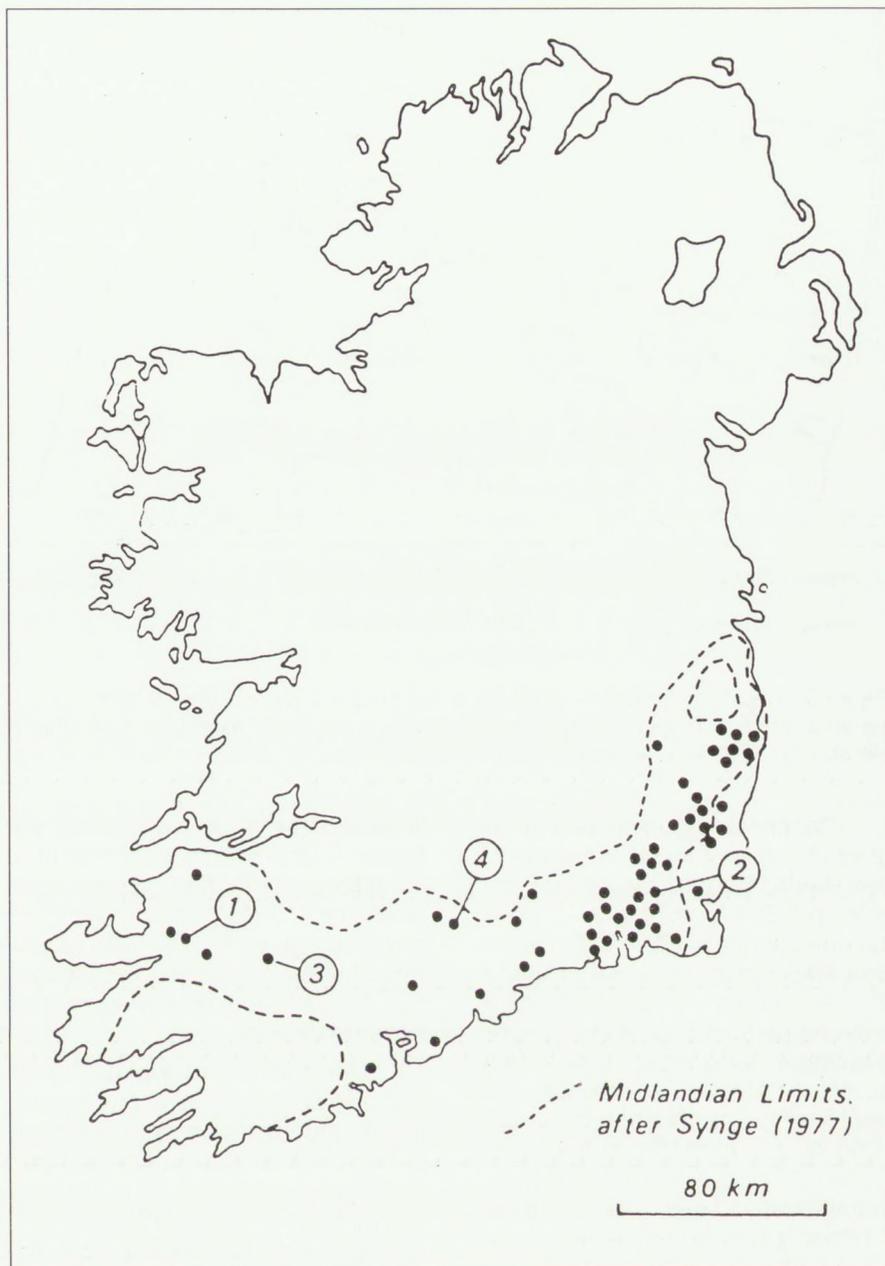


Figure 2. Localisation des "pingo remnants" en Irlande d'après Coxon et O'Callaghan (1987). Des descriptions suffisantes pour y reconnaître des traces de lithales existent pour les sites numérotés, mais spécialement pour la zone 2 détaillée par Mitchell (1973). En pointillés est dessinée la limite de la dernière glaciation.

Ballantyne et Harris (1994) mentionnent aussi des dépressions entourées d'un rempart qui auraient été signalées par Miller dans une thèse non publiée près de Brent Tor (Dartmoor) ; nous n'en connaissons pas assez pour pouvoir établir s'il s'agit de formes comparables à celles qui ont été décrites précédemment.

Les dépressions de l'île de Man expliquées comme traces de pingos par Watson (1971) sont signalées par Ballantyne et Harris (1994) comme "ramparted", bien que Watson ait mentionné une "complete absence of ramparts". Ces dé-

pressions ne sont donc pas semblables aux formes dont nous parlons maintenant. L'absence totale de description pour les nombreuses formes du Cardiganshire mentionnées par Watson (1972) ne nous permet pas non plus d'accepter une similitude avec les viviers des Hautes Fagnes. Il en va de même pour les formes que Hutchinson (1980, 1991) a décrites dans l'argile de Londres et qu'il a interprétées comme des traces de pingos. Nous nous abstenons ici de porter un jugement sur l'origine des morphologies décrites et nous nous limitons à indiquer s'il y a similitude ou non avec les viviers des Hautes Fagnes.

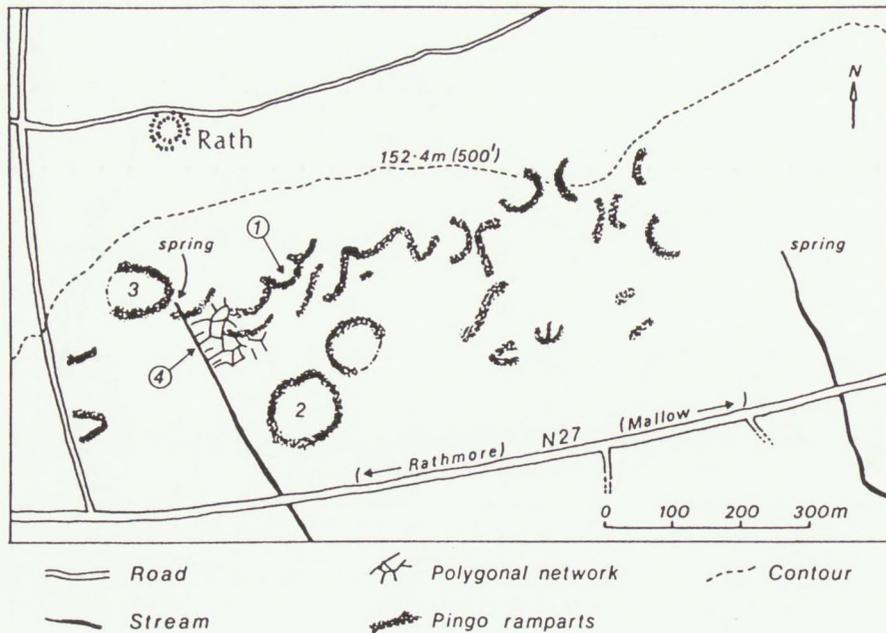


Figure 3. Allure des remparts attribués à des pingos à Meenskeha, localité qui se trouve à l'emplacement du point 3 sur la figure 2. (Extrait de Coxon et O' Callaghan, 1987).

Par contre, nous devons souligner la ressemblance des formes des Hautes Fagnes avec celles décrites par Sparks et *al.* (1972) à une altitude inférieure à 30 m dans l'est de l'Angleterre (étoile sur la figure 4). Les auteurs ont soigneusement évité de parler de traces de pingos (soulignant la densité trop élevée de dépressions, qui s'oppose à une telle origine), et ont attribué l'apparition de ces formes à la fusion de glace du sol, dont aucun équivalent actuel de l'arctique n'est toutefois proposé. Le matériau des remparts est constitué de débris de craie et de sable, et cette morphologie est développée au pied d'un abrupt crayeux dans une zone où se localisent des sources, deux faits qui les différencient de ce que l'on trouve dans les Hautes Fagnes. Deux périodes de formation des dépressions ont été reconnues. La première, principale phase de développement de ces dépressions, se serait passée à la fin du Pléniglaciaire, soit nettement avant le Dernier Dryas. La seconde période, moins importante, aurait eu lieu à la fin du Dernier Dryas, à la suite de la fusion de glace du sol apparue pendant cette période. Les descriptions données suggèrent que la morphologie qui retient notre attention est apparue avant le Dernier Dryas, ce qui la différencie des viviers au point de vue âge. Ce point reste toutefois douteux et il serait d'un très grand intérêt de reprendre

l'étude détaillée de ces formes de façon à disposer d'observations complémentaires (les coupes données dans cette publication n'ont pas d'échelle de hauteur). Ce travail reste toutefois extrêmement important dans le cadre du problème que nous traitons ici.

Une bonne description d'une dépression entourée d'un rempart peu marqué (1 m au maximum), mais toutefois isolée, a été donnée par Carpenter et Woodcock (1981) au sud de Londres, dans le Surrey. Développée dans des sables, l'âge minimum du remplissage obtenu par palynologie est le Dryas Récent, mais les auteurs se déclarent incapables de préciser avec certitude le moment d'apparition. Cette forme isolée dans des sables n'est pas comparable aux viviers et pourrait bien, comme le proposent les auteurs, être le reste d'un pingo apparu en système ouvert.

Bryant et Carpenter (1987) ont été surpris par l'absence de restes de buttes cryogéniques dans une grande partie des Midlands et dans l'Angleterre méridionale, et expliquent que, sans doute, cela résultait du manque de recherches dans ces secteurs. Nous montrerons plus loin que, plus probablement, c'est une différence climatique qui en est responsable.

Enfin, une dernière et excellente synthèse sur le sujet se trouve dans l'ouvrage de Ballantyne et

Harris (1994, p. 65 à 83). Ils considèrent successivement tout ce qui a été attribué à des traces de pingos et ne séparent pas les formes selon leurs âges. Aussi, il n'est pas possible d'en tirer des conclusions. Ils font cependant apparaître, en les rassemblant sur leurs figures 5-17 et 5-18, les formes qui sont clairement identiques aux viviers des Hautes Fagnes. Dans la discussion qui termine le chapitre, les auteurs conservent pour toutes les dépressions l'hypothèse pingos, sans tenir compte des cas où un grand nombre de formes voisines les unes des autres constitue une objection majeure à cette interprétation.

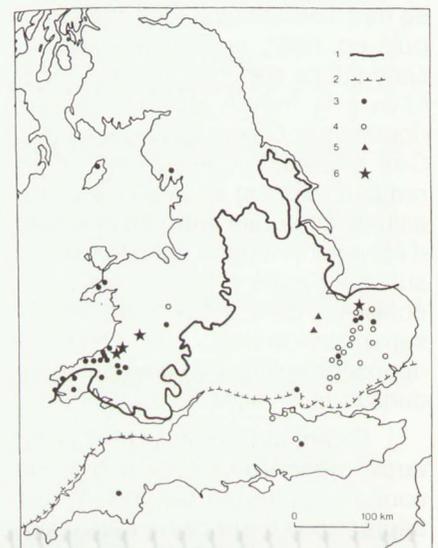


Figure 4. Localisation des dépressions dues à la fusion de glace du sol décrites en Grande-Bretagne, d'après Ballantyne et Harris (1994). 1. Limite d'extension maximale de la dernière glaciation ; 2. Limite de l'extension maximale des glaciations pléistocènes ; 3. Restes de pingos en système ouvert ou de buttes cryogéniques identifiés par le relief de la surface ; 4. Restes possibles de pingos en système ouvert ou de restes de buttes cryogéniques ; 5. Site possible de pingos en système fermé ; 6. Traces de lithalses.

Seuls les sites marqués d'étoiles, qui ont été ajoutées sur la figure originale de Ballantyne et Harris, sont clairement des traces de lithalses semblables aux viviers des Hautes Fagnes et apparues au Dernier Dryas (Pissart, 1963 ; Watson E. et S., 1972, 1974). L'étoile inscrite dans l'East Anglia correspond à une morphologie semblable, mais apparue à la fin du Pléniglaciaire (Sparks et *al.*, 1972). Nous ne portons pas de jugement sur les autres sites, mais toutefois les formes décrites par Watson sur l'île de Man (1971) n'ont pas de remparts et ne correspondent pas à des traces de lithalses.

En Laponie

C'est en Suède, dans la région d'Abisko (Rapp and Rudberg, 1960), que pour la première fois à notre connaissance, il a été fait mention de l'existence de lacs entourés d'un rempart, formes qui paraissent être les traces de petits pingos ("like the remains of small pingos"). Ce site a été étudié par la suite par Akerman et Malmström (1986). Ces derniers auteurs ont observé des traces d'évolution établissant que certaines de ces formes contenaient toujours de la glace. Nous en avons parlé dans un article précédent consacré aux formes actuelles (Pissart, 2000).

Svensson (1964), après une description de formes observées tout au nord de la Norvège, écrit "In the morphological details, there is great conformity between the form examined in this paper and the viviers of Hautes Fagnes". Cette morphologie de dépressions entourées de remparts atteignant 7 m de hauteur, mais aussi de rides enchevêtrées, est localisée au sud du Laksefjord, qui s'ouvre à 50 km au sud-est du Cap Nord. Quatre sites sont décrits entre ce fjord et la rivière Tana. Ils se trouvent au-dessus de la limite de la forêt sur la surface doucement onduleuse (250-600 m) du Finmark. L'auteur n'a pas eu la possibilité de réaliser des fouilles et il décrit seulement la morphologie qui, si on en juge par la photo aérienne donnée dans cet article, est semblable aux formes complexes des Hautes Fagnes. Cette photo provient du Mont Askasgai'sa qui culmine à 639 m (70° 12' N, 26° 22' E) et n'est pas commentée dans le texte. H. Svensson mesure que ces formes sont difficiles à expliquer comme des traces de pingos, mais en l'absence d'une autre solution satisfaisante, il se rattache à cette hypothèse. Aucune observation dans cet article ne mentionne une évolution actuelle des formes, ni le moment où elles seraient apparues. Elles sont considérées comme des formes fossiles, car aucun processus de formation ou de dégénérescence n'a été observé.

En 1969, dans la même région de Norvège, dans la vallée supérieure de la rivière Corgosjokka (70° N, 26° E) entre 400 et 600 m, H. Svensson décrit des lacs entourés d'un rempart, dont une des formes s'affaisse à la suite de la fusion de la glace du sol. L'auteur considère

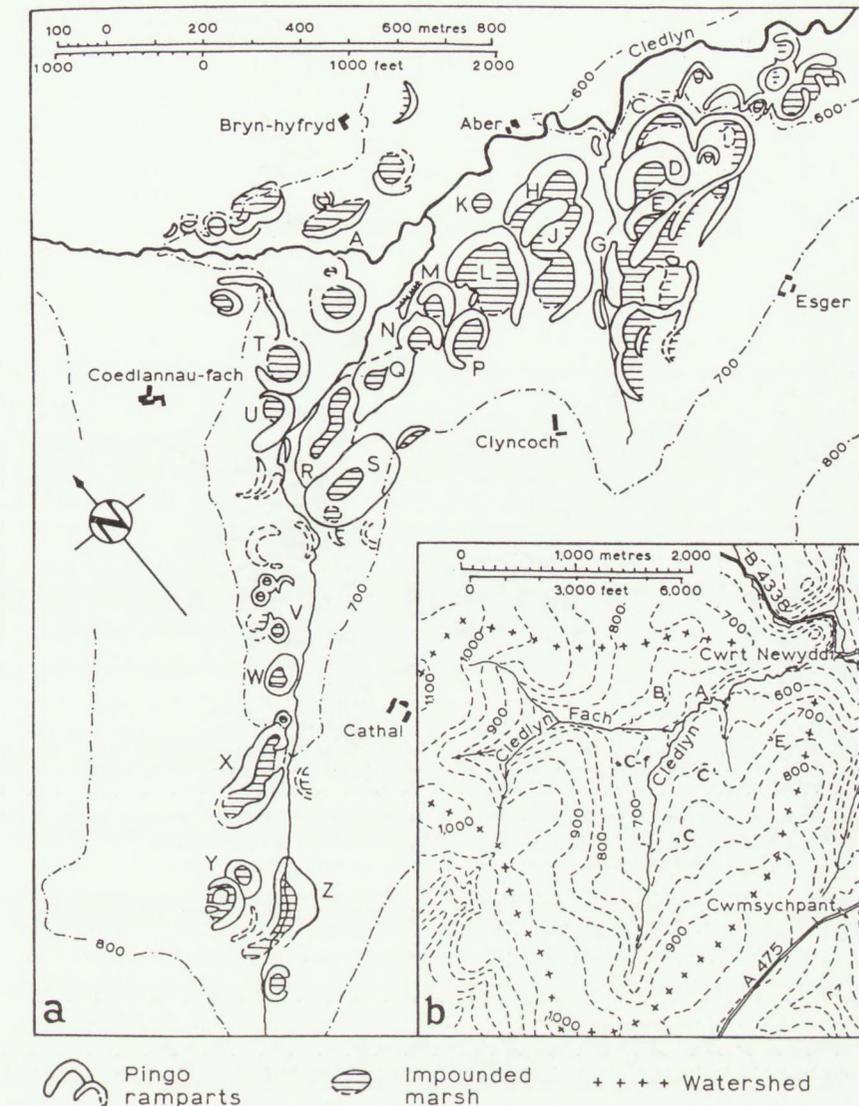


Figure 5. Les traces de lithalses de la vallée de Cledlyn (Pays de Galles) étudiées par E. et S. Watson en 1971 et interprétées comme des traces de pingos apparues au Dernier Dryas.

que, bien que ces formes n'apparaissent pas dans un vrai marais, il s'agit de buttes cryogéniques peu élevées, comparables aux paises, et formées par de la glace de ségrégation. L'auteur mentionne que la tourbe est très mince et même absente en quelques places. Maintenant, il est clair qu'il s'agit de lithalses. Svensson mentionne d'ailleurs que l'effet d'isolation de la tourbe peut être compensé par de basses températures d'été. Il signale enfin l'existence de formes fossiles à des altitudes moins élevées et y voit une preuve de l'existence d'une période plus froide que maintenant au cours de l'Holocène. En l'absence de données climatiques, nous n'avons pas fait état de cette publication précédemment (Pissart, 2000), lorsque nous nous sommes préoccupés des conditions de température sous lesquelles apparaissent les lithalses.

M. Seppälä (1972) a décrit au nord de la Finlande (69° 05' N, 26° 37' E), dans une zone actuellement sans pergélisol, une morphologie également en tout point semblable aux viviers des Hautes Fagnes (figure 7). Les remparts, très proches les uns des autres et enchevêtrés comme ils le sont chez nous, ont de 0,5 à 4,5 m de haut. Ces formes ont été interprétées comme des traces de pingos, ce qui était normal à l'époque. Cette morphologie est développée dans un matériau morainique sableux comprenant des pierres et des blocs. L'auteur signale également la ressemblance avec les viviers des Hautes Fagnes et les dépressions de Llangurig au Pays de Galles, en écrivant: "Morphologically very similar ridge forms have been described from western Europe (Pissart, 1963)." L'âge de ces formes est mal connu, mais des datations ¹⁴C dans la région ont mon-

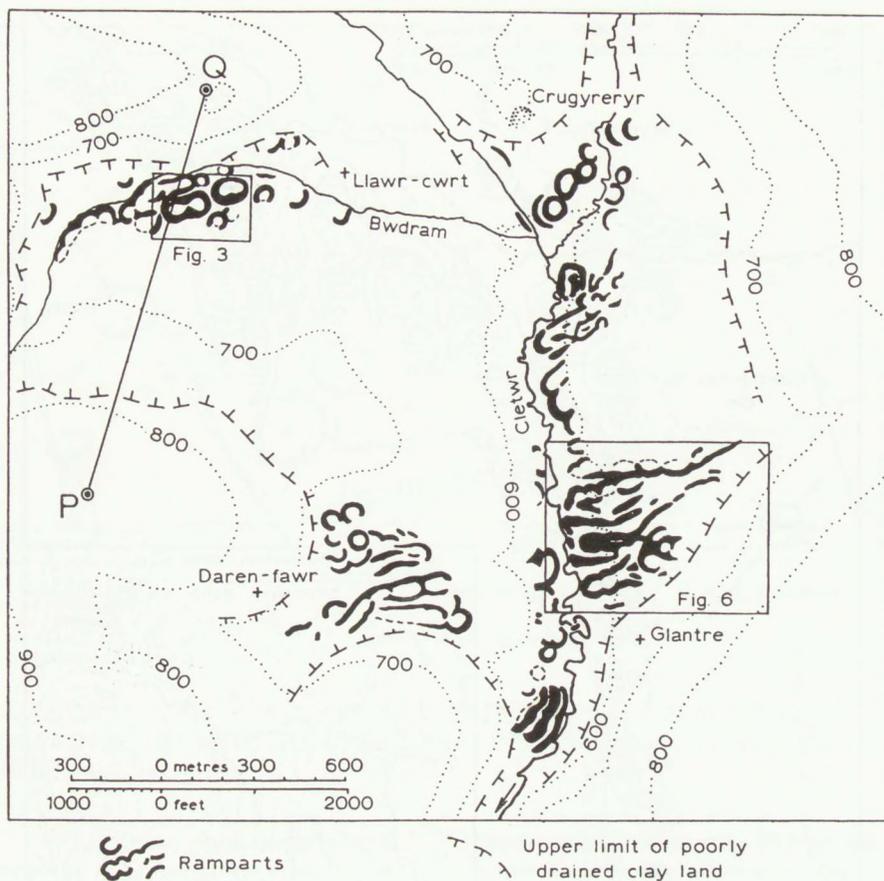


Figure 6. Les traces de lithalses de la vallée de Clewyr (Pays de Galles) interprétées par E. et S. Watson (1974) comme des traces de pingos apparues au Dernier Dryas.

tré que la déglaciation dans la région s'est terminée il y a environ 9800 ans. L'auteur conclut, comme Svensson (1969), que ces formes attestent de l'existence après la déglaciation de périodes autrefois plus froides qu'aujourd'hui.

Ces articles établissent que des formes fossiles existent en Laponie à côté des formes actuelles décrites précédemment (Pissart, 2000). Ces morphologies sont toutes groupées dans une zone comprise dans un rayon de 120 Km. Comme le soulignent différents auteurs cités, il n'est pas nécessaire de faire appel à de grandes fluctuations climatiques pour expliquer la présence de restes de lithalses 100 ou 200 m plus bas que les lithalses actuelles qui, elles, se localisent à des altitudes comprises entre 580 et 1000 m (Pissart, 2000, tableau 2, p. 19).

Aux Pays-Bas

Traces de pingos probables

La première publication décrivant des traces de pingos en Europe a été l'oeuvre de Maarleveld et van der Toorn en 1955. Cette publication reste tout à fait exemplaire. Elle concerne une partie sud-est de

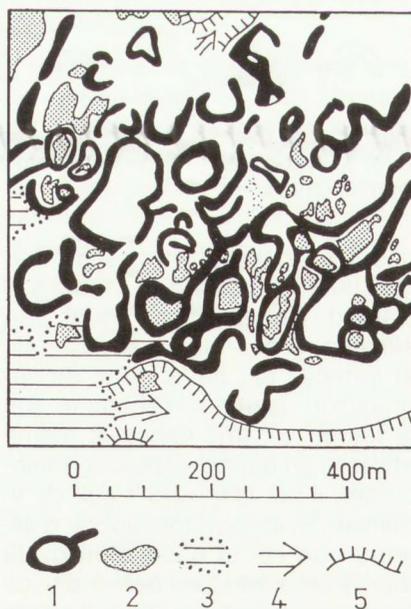


Figure 7. Morphologie identique à celle des viviers des Hautes Fagnes en Laponie (69° 05' N, 26° 37' E), qui a été décrite comme constituée de traces de pingos, mais qui sont vraisemblablement des traces de lithalses. Figure de M. Seppälä, 1972.

1. Ride de dépôts morainiques ; 2. Mare ; 3. Tourbière ; 4. Direction d'écoulement des eaux ; 5. Bordure d'un chenal de drainage tardiglaciaire.

la province de Frise dans le nord des Pays-Bas. Si le rempart de la dépression étudiée n'est pas perceptible sur le terrain (1 m de dénivellation sur plus de 100 m de distance), par contre des sondages de quelques mètres de profondeur ont établi que des matériaux ont été accumulés en bordure de la cuvette. La coupe publiée en 1955 exagère 20 fois les hauteurs et donne une fausse impression du développement du rempart. Les dépressions de ce type, dont la profondeur atteint 6 m, étaient avant la publication de Maarleveld et Van der Toorn considérées comme des dépressions apparues à la suite de la fonte de blocs de glace abandonnés par le glacier qui a recouvert cette partie des Pays-Bas lors de l'avant-dernière glaciation (il y a près de 200.000 ans). Cependant la tourbe accumulée dans la cuvette date du Tardiglaciaire et l'absence de tourbe du Dernier Interglaciaire (Eemien) démontre que cette cuvette a été formée pendant la dernière glaciation. L'hypothèse glaciaire ne pouvant donc être retenue, Maarleveld et van den Toorn proposent d'y voir une trace de pingo. Cet article signale toutefois que, si des dépressions sont apparues pendant la dernière glaciation comme celle qui est décrite en détail, il en est d'autres qui ne commencent à se remplir de tourbe qu'à la limite Préboréal/Boréal et qui seraient apparues pendant le Dernier Dryas.

Nossin (1961), travaillant 1 à 2 km au sud de la zone étudiée par Maarleveld et van der Toorn, arrive aux mêmes conclusions, tout en insistant toutefois sur l'existence de deux stades de formation de pingos dans l'argile à blocs, l'une antérieure à l'Alleröd et l'autre antérieure au Préboréal. C'est toutefois le seul auteur qui, après Maarleveld et van den Toorn, ait admis que certaines formes auraient pu apparaître au Dryas Récent.

En 1976, De Gans publie un premier article sur les dépressions fermées d'une partie du plateau de Drenthe également au nord des Pays-Bas, mais plus à l'ouest, au sud de Groningue. Après avoir étudié 9 cuvettes, il distingue trois types de dépressions, à savoir 1) des dépressions peu profondes (-2 m), d'origine éolienne, 2) des dépressions de plus de 3,5 m de profondeur, qui sont considérées comme des traces de pingos avec de petits

remparts de matériel non éolien autour des cuvettes, et dont le remplissage a débuté au Bolling, ce qui exclut une origine glaciaire saalienne, 3) des dépressions de profondeur intermédiaire, sans rempart, dont l'origine est indéterminée.

En 1981, W. de Gans, ayant poursuivi ses recherches sur cette question, présente à l'Université d'Amsterdam une thèse consacrée à la géologie du Quaternaire de la vallée de l'Aa, en Drenthe. Il donne une carte avec la répartition de 82 traces de pingos, mais précise que leur nombre est bien plus élevé en Drenthe. Il estime que 40% des dépressions topographiques peuvent être considérées comme des restes de pingos. Dans la région de la vallée de l'Aa, la densité de ces traces de pingos est de 1 pour 4 Km²; le nombre de traces de pingos aux Pays-Bas est estimé entre 500 et 1000 (de Gans, 1988). Toutes les dépressions dont la profondeur est supérieure à 2 m pourraient avoir cette origine. Il s'agit de formes ovales ou circulaires avec un diamètre compris entre 100 et 150 m. En 1988, de Gans précise que le diamètre maximum des dépressions est de 350 m. Cleveringa et al. (1977) ont montré que le remplissage d'une de ces dépressions avait débuté bien avant le Dernier Dryas, au Bolling. Le matériel organique existant sous les remparts a été daté par Paris et al. (1979), de Gans (1981), et de Gans et al. (1984). Les dates obtenues suggèrent la formation des remparts entre 18.000 et 13.000 B.P., soit avant le Dernier Dryas.

Ces traces de pingos sont caractérisées par l'existence d'un rempart, dont la hauteur ne dépasse toutefois pas 1,4 m. De Gans admet que ces remparts ont été partiellement érodés, car leur volume ne correspond pas au volume des dépressions. Les formes seraient, d'après les analyses palynologiques, apparues entre 25.000 et 19.000 B.P. et leur fusion se serait produite entre 18.000 et 13.000 B.P. Considérées comme des traces de pingos nés en système fermé, c'est à dire du type Mackenzie, ces formes sont localisées avant tout dans des têtes de vallées secondaires très peu marquées. Certaines formes n'auraient disparu, d'après certains auteurs, qu'au Pléniglaciaire supérieur, au Bolling ou même, immédiatement après, au Dryas Ancien. L'auteur explique cette date tardive

par une fonte très lente du noyau de glace.

En bref, les études publiées sur ces dépressions sont donc nombreuses et concordantes. Van der Meulen (1988) donne la meilleure description structurale de telles formes observées moins de 10 km au sud de la zone étudiée par Maarleveld et Van der Toorn (1955). Un rempart a existé, mais a été altéré par des processus surtout éoliens. La taille des dépressions est plus grande que celles des Hautes Fagnes et leurs formes en plan sont régulières (ovale ou circulaire). Les âges obtenus montrent que les buttes cryogéniques seraient apparues au Pléniglaciaire. Il ne s'agit donc pas de formes comparables aux viviers des Hautes Fagnes et il est vraisemblable que, comme les auteurs néerlandais le proposent, il s'agit de vraies traces de pingos formés en système fermé, peut-être au moment de l'établissement d'un pergélisol profond. Les pingos ne seraient pas en relation avec des lacs mais, selon nous, ils pourraient être apparus au moment du développement du pergélisol au cours de phases de refroidissement brutal, dont on connaît maintenant l'existence au cours de la dernière glaciation.

Traces de lithalses probables

En 1992, Kasse et Bohncke ont décrit au sud des Pays-Bas, dans la réserve du "Groote Peel", de très nombreuses dépressions, dont la longueur peut atteindre 90 m et la profondeur 3 m. Certaines de ces dépressions sont entourées d'un rempart peu élevé atteignant 50 à 100 cm d'élévation. Ces dépressions ont été considérées par Joosten et Bakker (1987), Van den Munckhof (1988) et Joosten (1988) comme des traces possibles de pingos. La photo aérienne publiée dans par Kasse et Bohncke (1992) montre une densité de formes très semblables à celle des viviers des Hautes Fagnes. Une étude détaillée du remplissage de deux cuvettes soigneusement choisies a permis de distinguer une cuvette peu profonde (1 m) due à la déflation éolienne et une cuvette plus profonde (3 m) attribuée à l'apparition de buttes cryogéniques formées de glace de ségrégation. Les analyses palynologiques indiquent que le remplissage de cette dernière dépression a commencé lors du Dryas Ancien et peut-être même lors du

Dryas le plus Ancien. Les auteurs pensent que la fusion du noyau de glace a été terminée au début du Bolling.

Sur le terrain, la morphologie est peu apparente. La photo aérienne montre une densité de formes importante qui permet d'exclure qu'il s'agit de traces de pingos. Ces formes sont les seules qui, à notre connaissance, aux Pays-Bas, ressemblent aux viviers, mais, toutefois, s'il s'agit de formes semblables, elles sont plus anciennes puisque la glace du sol serait apparue pendant le Pléniglaciaire.

En France

A. Cailleux (1956, 1960) a proposé de considérer comme des traces de pingos des dépressions fermées de la région parisienne. Nous avons étudié ces formes (Pisart, 1958) et n'avons trouvé aucune ressemblance avec les viviers des Hautes Fagnes. Boyé (1957, 1958) a présenté la même hypothèse pour des dépressions des Landes, mais jamais aucun rempart n'a été observé et ces formes sont restées énigmatiques. Signalons aussi que Rousset (1964) et Bout (1968) ont interprété comme périglaciaires de petits lacs et dépressions sur basalte du Massif Central, mais il s'agit cette fois encore de dépressions fermées sans rempart.

En Allemagne

Plusieurs travaux ont proposé d'interpréter des dépressions en Allemagne comme des restes de pingos. Le premier de ceux-ci (Mückenhausen, 1960) portait sur des viviers allongés qui se trouvent à proximité immédiate de la frontière belge. Cet article a montré que les formes allongées des Hautes Fagnes sont dues à une alimentation progressive vers le haut du versant du noyau de glace en croissance et admettait l'origine "pingo", que j'avais proposée quatre ans auparavant.

En 1961, Picard décrit près de Husum, dans le Schleswig-Holstein, sur la côte ouest à environ 45 km au sud du Danemark, quatre dépressions de 60 m de diamètre qu'il interprète aussi comme des traces de pingos. Un important travail publié par Wiegand (1965) en Europe Centrale décrit de nombreuses dépressions qui sont aussi interprétées comme des restes de pingos.

Bien que des remparts soient décrits localement, aucune des photos ou des coupes ne montre une morphologie comparable à celle que nous connaissons chez nous. En 1976, Mückenhausen et *al.* décrivent des dépressions fermées sur des terrasses du Rhin, mais les descriptions ne mentionnent pas l'existence de remparts et ne présentent aucune ressemblance avec les viviers des Hautes Fagnes.

En Pologne

Dylik (1964) a décrit dans la région de Lodz des dépressions fermées, dont une a été étudiée par de nombreux sondages. Développées dans des sables et graviers fluvioglaciaires, ces dépressions datent de l'avant-dernière glaciation, puisque de la tourbe eemienne a été reconnue dans le remplissage. Aucun rempart n'a été distingué et, en tout cas, aucune structure qui résulterait de la descente de matériaux sur la pente d'une butte. Cette forme interprétée comme une trace de pingo est tout à fait différente des viviers des Hautes Fagnes.

Très récemment, une autre morphologie a été décrite à l'extrémité nord-est de la Pologne (Rutkowski et *al.*, 1998). La forme est spectaculaire, avec un diamètre de 140 m et un rempart de 10 à 18 m d'élévation (!) constitué de sables et de graviers. Les auteurs considèrent cette forme comme le reste du pingo le plus grand et le mieux préservé d'Europe. On attend avec intérêt une étude plus complète de cette dépression qui, en tout cas, par ses caractères extérieurs, n'est pas comparable aux viviers des Hautes Fagnes.

En Amérique du Nord

Beaucoup plus rares sont les dépressions qui ont été interprétées comme de restes possibles de pingos en Amérique. Les formes les plus connues sont les restes présumés de pingos décrits par Flemal en Illinois (Flemal et *al.*, 1973, Flemal, 1976). Ces formes sont plus de 500, sur une surface d'environ 300 Km². Elles sont réparties dans une basse plaine morainique avec des dépôts glaciaires épais. De forme circulaire ou elliptique, certaines sont entourées d'un rempart. Le diamètre moyen est de plusieurs dizaines de mètres, quoique plusieurs atteignent 400 m de diamètre. La hauteur des remparts est comprise entre une fraction et plus de 5 mè-

tres. Un groupement des formes est fréquent et celles qui se recouvrent sont nombreuses. Ces dépressions sont remplies de sédiments lacustres sur une épaisseur atteignant 7 m. L'absence de sédiments lacustres entre la couverture supérieure de loess et les sédiments glaciaires sous-jacents établit que ces formes datent de la dernière glaciation. Des dépressions annulaires entourent beaucoup de ces formes et sont expliquées comme résultant de la fusion de la glace du pergélisol autour d'anciens pingos. C'est un fait qui n'a jamais été observé autour de traces de lithalses et ne peut d'ailleurs apparaître si les buttes cryogéniques sont, comme les lithalses, des îlots de pergélisol. Nous considérons en conséquence que nous nous trouvons en présence d'une morphologie différente de celles que nous trouvons dans les Hautes Fagnes. Signalons aussi que Bik (1969) a proposé de considérer comme des traces possibles de pingos des buttes de prairie de l'Alberta au Canada. Ces formes ne présentent pas des caractères qui peuvent être comparés à ceux des viviers des Hautes Fagnes.

Par ailleurs, avec le Professeur P. Gangloff, nous sommes allés voir en 1993, en Pennsylvanie, des dépressions décrites comme des "pleistocene pingo scars" (Marsh, 1987), mais il s'agit de formes clairement différentes des viviers, et Marsh lui-même les a réinterprétées par la suite comme dues à des actions éoliennes (Marsh, 1992, 1998).

La répartition des traces de lithalses apparues au Dernier Dryas, les conditions d'apparition des lithalses actuelles et les données paléoclimatiques de Isarin (1997).

La confrontation des données que nous avons présentées dans les articles précédents avec la distribution des traces de lithalses apparues au cours du Dernier Dryas que nous venons de reconnaître, fera apparaître si une cohérence existe entre la répartition des formes fossiles, la reconstitution paléoclimatique proposée par Isarin (1997) et les conditions d'apparition des lithalses que nous avons définies en étudiant les lithalses de Hudsonie et de Laponie (Pissart, 2000).

Nous retenons de la littérature rapportée plus haut que des formes semblables aux viviers des Hautes Fagnes ont été observées au sud de l'Irlande (Mitchell, 1971, 1973 ; Coxon, 1986 ; Coxon et O'Callaghan, 1987 ; Warren, 1987) à des altitudes variant entre 20 et 150 m, au Pays de Galles entre 200 et 330 m (Pissart, 1963 ; E. Watson, 1971, 1977 ; E. et S. Watson, 1972, 1974) et dans les Hautes Fagnes entre 500 et 700 m. Des formes semblables, mais plus anciennes, existent par ailleurs dans le Norfolk (Sparks et *al.*, 1972) et aux Pays-Bas (Kasse et *al.*, 1992).

L'étude des lithalses actuelles de Hudsonie nous a montré que ces formes étaient présentes là où la température moyenne annuelle varie entre -4,3°C et -6°C et la température moyenne du mois le plus chaud varie entre +9,5°C et +11,5°C. Nous n'avons malheureusement pas des données aussi précises pour les formes de Laponie où les indications semblent être de -3,9°C pour la température moyenne annuelle et +8,3°C pour le mois le plus chaud (Pissart, 2000, p.19). Au total, nous estimons que les lithalses peuvent apparaître dans une zone où la température moyenne annuelle est comprise entre -4°C et -6°C et la température du mois le plus chaud est entre +9 et +11,5°C.

Nous pouvons sur cette base localiser, en considérant les données des cartes d'Isarin (1997), les zones où ces deux conditions sont rencontrées. Les figures 8, 9, et 10 montrent où, selon le travail d'Isarin, de telles zones existent au niveau de la mer, à l'altitude de 250 m et à l'altitude de 500 m, altitudes qui correspondent aux zones à traces de lithalses d'Irlande, du Pays de Galles et des Hautes Fagnes. Ces cartes sont évidemment hypothétiques et exploitent d'une façon extrême, c'est-à-dire à une fraction de degré près, les reconstitutions d'Isarin. Nous allons voir qu'elles sont cependant fort intéressantes, car elles font apparaître pourquoi les traces de lithalses sont si rares en Europe.

Au niveau de la mer, la carte 8 montre que il n'y aurait qu'une petite zone en Irlande où des lithalses auraient pu apparaître. Précisons que si l'on tient compte du gradient de 0,6°C par 100 m d'élévation utilisé par Isarin, il y a une bonne correspondance entre la carte et les traces de lithalses qui y sont obser-

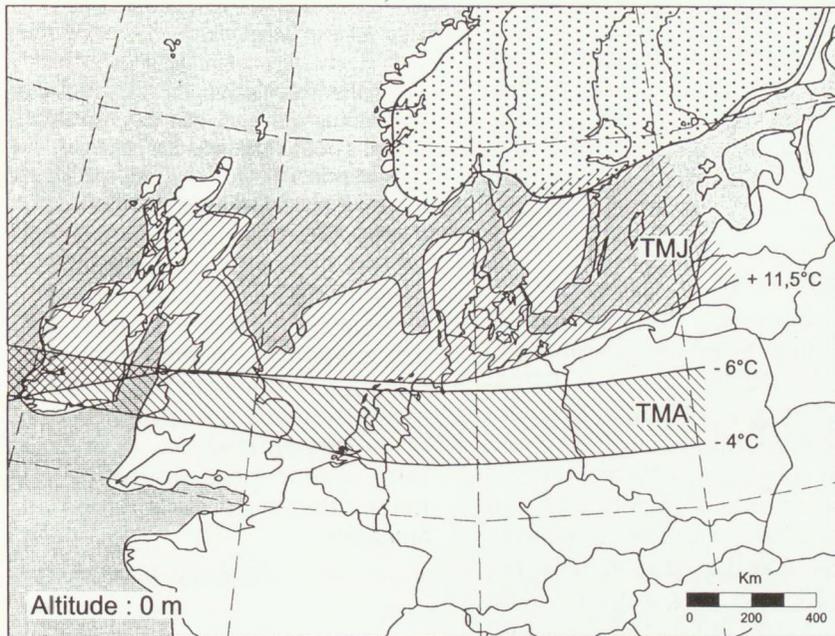


Figure 8. Carte établie d'après la reconstruction paléogéographique d'Isarin (1997) pour la première partie du Dernier Dryas. Elle montre les zones où, au niveau de la mer, la température moyenne annuelle (TMA) était comprise entre -4 et -6°C et la température du mois de juillet (TMJ) était comprise entre $+9$ et $+11,5^{\circ}\text{C}$.

La zone où les deux hachurés se recouvrent est celle où, au niveau de la mer, les conditions climatiques étaient favorables à l'apparition des lithalses.

Les conditions permettant l'apparition de lithalses au niveau de la mer n'existaient, d'après cette figure, qu'en Irlande. La zone favorable est un peu trop au nord de la zone où se trouvent les traces de lithalses, mais cadre mieux si on ne tient compte de l'altitude de ces témoins.

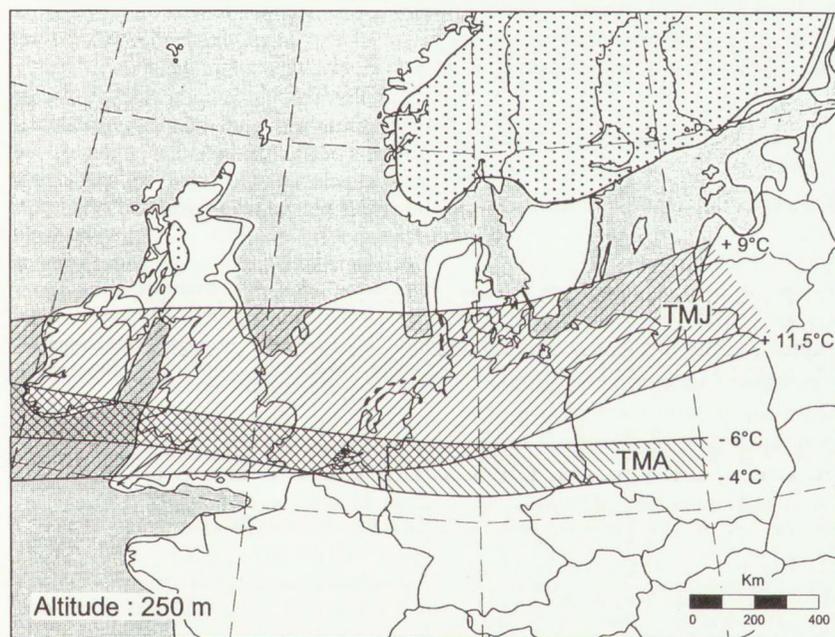


Figure 9. Carte établie d'après la reconstruction paléogéographique d'Isarin (1997) pour la première partie du Dernier Dryas. Elle montre les zones où, à 250 m d'altitude (gradient de température utilisé : $0,6^{\circ}\text{C}$ par 100 m), la température moyenne annuelle (TMA) était comprise entre -4 et -6°C et la température du mois de juillet (TMJ) était comprise entre $+9$ et $+11,5^{\circ}\text{C}$.

La zone où les deux hachurés se recouvrent est celle où, à 250 m d'altitude, les conditions climatiques étaient favorables à l'apparition des lithalses. Sur le continent, la zone favorable correspond à la plaine germano-hollandaise où aucun relief n'atteint cette altitude et donc où des lithalses n'auraient pas pu apparaître.

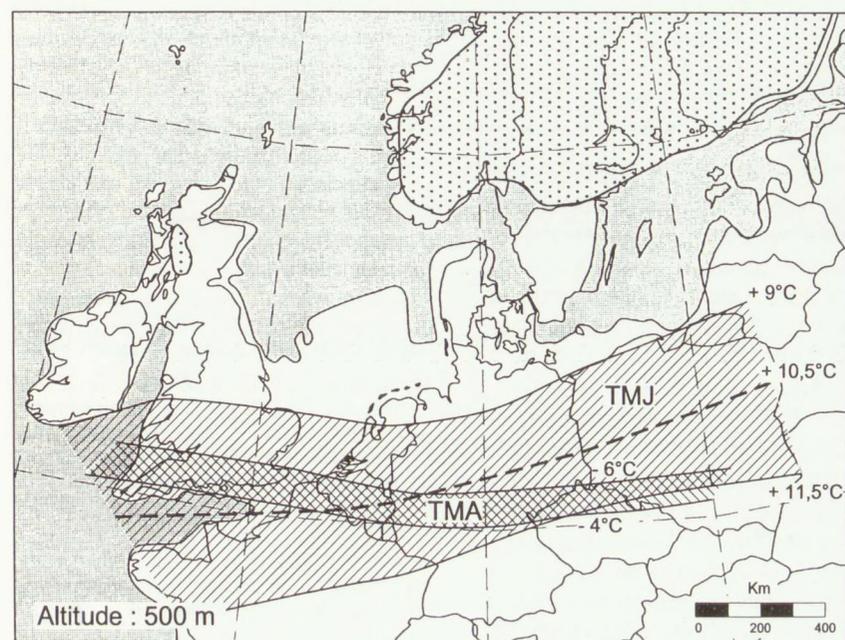


Figure 10. Carte établie d'après la reconstruction paléogéographique d'Isarin (1997) pour la première partie du Dernier Dryas. Elle montre les zones où, à 500 m d'altitude (gradient de température $0,6^{\circ}\text{C}$ par 100 m), la température moyenne annuelle (TMA) était comprise entre -4 et -6°C et la température du mois de juillet (TMJ) était comprise entre $+9$ et $+11,5^{\circ}\text{C}$.

La zone où les deux hachurés se recouvrent est celle où, à 500 m d'altitude, les conditions climatiques auraient été favorables à l'apparition des lithalses. Ce schéma correspond bien à l'apparition des traces de lithalses des Hautes Fagnes. Toutefois, la zone favorable à l'apparition de lithalses s'étend au travers de l'Allemagne jusqu'à la République Tchèque, zone où cependant des traces de lithalses ne sont pas connues. Le trait en pointillés correspond à l'isotherme de la température de juillet de $+10,5^{\circ}\text{C}$. Si on adopte cette valeur comme limite au lieu des $11,5^{\circ}\text{C}$, la répartition observée des traces de lithalses qui n'existent qu'au nord de l'Ardenne et pas en Allemagne est expliquée.

vées entre 20 et 150 m d'altitude (ce qui déplace d'autant vers le sud la zone favorable cartographiée).

A l'altitude de 250 m, en tenant compte du gradient de 0,6°C par 100 m utilisé par Isarin, la zone où les lithalses peuvent apparaître couvrent (figure 9) la bordure sud de l'Irlande et la zone du Pays de Galles où des lithalses ont été observées. La prolongation de cette zone sur le continent s'étend sur les plaines des Pays-Bas et de l'Allemagne, où cependant aucun relief n'atteint l'altitude de 250 m et où des lithalses n'ont de ce fait pas pu se former.

A l'altitude de 500 m, qui est l'altitude à partir de laquelle on trouve des viviers dans les Hautes Fagnes, les zones où des lithalses auraient pu apparaître au Dernier Dryas, s'étendent, comme le montre la figure 10, du sud de l'Angleterre jusqu'au delà de Francfort en Allemagne. Ici, il faut noter une discordance avec la répartition des traces observées de lithalses: des massifs plus élevés que 500 m s'étendent à l'est de l'Ardenne et des formes semblables aux viviers n'y sont pas connues. Un changement de seulement un degré de la température du mois le plus chaud (figuré sur la carte 10 par l'isotherme de 10,5°C) permet cependant de faire correspondre les observations de terrain et les données d'Isarin en limitant la zone d'apparition des lithalses aux endroits où effectivement elles ont été trouvées en Belgique (extrême nord de l'Ardenne) et en excluant leur présence plus à l'est.

Cet essai montre que les zones où les conditions climatiques ont été favorables à l'apparition des lithalses pendant le Dernier Dryas sont fort réduites et correspondent d'une manière fort satisfaisante aux données publiées par Isarin.

En ce qui concerne les traces de formes comparables aux viviers qui sont plus anciennes et qui sont observées dans le Norfolk (Sparks et al., 1972) et aux Pays-Bas (Kasse et al., 1992), il est probable qu'elles sont apparues ensemble au cours d'une phase climatique plus froide que le Dernier Dryas. Pour une température moyenne annuelle semblable à celle du Dernier Dryas, la température moyenne du mois le plus chaud devait être, pour en rendre compte, environ 2,5°C inférieure à celle qui a existé au cours

de cette même période.

Bien entendu, les conclusions que nous avançons devront être revues si de nouvelles traces de lithalses datant du Dernier Dryas sont découvertes ailleurs en Europe.

Conclusions

Cet inventaire des formes décrites dans le monde comme des traces de buttes cryogènes fait apparaître que, si de nombreuses dépressions fermées ont été expliquées comme des traces de pingos, il en est cependant très peu qui présentent des morphologies qui sont semblables aux viviers des Hautes Fagnes et qui peuvent être considérées comme des traces de lithalses. Les viviers des Hautes Fagnes sont des formes rares, dont on connaît seulement l'équivalent dans les Iles Britanniques et en Laponie.

Toutes les formes décrites comme des traces de buttes cryogènes dans la littérature ont été rassemblées jusqu'aujourd'hui en un amalgame malheureux à partir duquel il a été impossible de tirer des conclusions paléogéographiques. Les traces de lithalses étaient en effet considérées comme des traces de pingos. En retenant uniquement les conditions de température qui, en Hudsonie et en Laponie, permettent l'apparition des lithalses, il est possible d'une manière très satisfaisante, sur la base de la reconstitution paléoclimatique d'Isarin (1997), de limiter les zones où, au cours du Dernier Dryas, de telles formes ont pu apparaître. Le présent essai de reconstitution montre que les traces de lithalses sont des indicateurs paléoclimatiques précis, mais malheureusement fort rares.

Mes premières publications sur le sujet ont contribué à l'apparition de l'amalgame que nous venons de dénoncer, amalgame mélangeant traces de pingos et de lithalses. Il est vrai que l'existence des lithalses (ou pases minérales) n'a été connue qu'au début des années 70. Depuis de nombreuses années, je m'efforce de montrer les difficultés d'expliquer les viviers comme des traces de pingos et de les faire considérer comme de traces de lithalses (de pases minérales), sans arriver à convaincre. Guerny (1995), à ma connaissance, a été le seul à

suivre cette voie pour les formes du Pays de Galles.

Je me garderai bien de penser que tout est connu sur les viviers et qu'un point final est apporté en ce qui concerne leur origine. Les lithalses actuelles restent peu étudiées et les recherches de nos collègues du Québec apporteront certainement des précisions nouvelles à ce sujet. La thèse de Isarin (1997) est venue à son heure au moment où, pour la première fois, des formes identiques aux viviers étaient observées en Hudsonie pour nous faire comprendre pourquoi ces formes sont si rares en Europe occidentale.

Esneux, le 9-6-2000.

Bibliographie

- Akerman, H. J. and Malmström, B., 1986. Permafrost mounds in the Abisko area, northern Sweden. *Geografiska Annaler*, 68A (3) : 155-165.
- Ballantyne, C. K. and Harris, C., 1994. *The periglacial of Great Britain*. Cambridge University Press, 330 p.
- Bik, M. J. J., 1969. The origin and age of the prairie mounds of southern Alberta, Canada. *Biuletyn Peryglacjalny*, 19 : 85-130.
- Bout, P., 1986. Des cicatrices de pingos en Devès (Haute-Loire), France. *Biuletyn Peryglacjalny*, 31 : 17-26.
- Boyé, M., 1957. Clots, lagües et lagunes de la lande girondine. *C. R. Séances de l'Académie des Sciences*, 244 : 1058-1060.
- Boyé, M., 1958. Les lagunes du plateau landais. *Biuletyn Peryglacjalny*, 6 : 195-335.
- Bryant, R. H. and Carpenter, C. P., 1987. Ramped ground ice depressions in Britain and Ireland. In *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland* (John Boardman edit.), Cambridge University Press. 296 p. : 183-190.
- Cailleux, A., 1956. Mares, mardelles et pingos. *C.R. Séances Académie des Sciences*, 242 : 1912-1914.
- Cailleux, A., 1960. Sur les mares et lacs ronds des plaines aujourd'hui tempérées. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 11 : 28-29.
- Cailleux, A., 1960. Les pingos quaternaires de France. *Revue de Géographie de Montréal*, 30 : 374-379.
- Carpenter, C. P. and Woodcock, M. P., 1981. A detailed investigation on a pingo remnant in Western Surrey. *Quaternary studies*, 1 : 1-26.
- Cleveringa, P., de Gans, W., Kolstrup, E. en Paris F. P., 1977. Vegetational and climatic developments during the Late Glacial and the early Holocene and eolian sedimentation as recorded in the Uteringsveen (Drente, The Netherlands). *Geologie en Mijnbouw*, 56 (3) : 234-242.
- Coxon, P., 1986. A radiocarbon dated early post glacial pollen diagram from a pingo remnant near Millstreet, County Cork. *Irish Journal of Earth Science*, 8 : 9-20.

- Coxon, P. and P. O'Callaghan, 1987. The distribution and age of pingo remnants in Ireland. In *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland* (John Boardman edit.). Cambridge University Press. 296 p. : 195-202.
- de Gans, W., 1976. Dobben in het Drents Plateau. *Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap*, 5 : 354-364.
- de Gans, W., 1981. *The Drentsche Aa valley system. A study of quaternary geology*. Academisch proefschrift ter verkrijging van de graad van doctor in de wetkunde en natuurwetenschappen aan de Vrije Universiteit te Amsterdam. Edit. Rodopi, Amsterdam, 132 p.
- de Gans, W., 1988. Pingo scars and their identification. *Advances in Periglacial Geomorphology* (M.J.Clark, edit.). J. Wiley and sons Ltd, 481 p. : 299-322.
- Dylik, J., 1964. L'étude de la dynamique des dépressions fermées à Józefów aux environs de Lodz. *Revue de géomorphologie dynamique*, 15 (10) : 14 p.
- Flemal, R. C., 1976. Pingos and pingo scars. Their characteristics, Distribution and utility in reconstructing former permafrost environments. *Quaternary Research*, 6 : 37-53.
- Flemal, R. C., Hinkley, K. C. and Hesler, J. L., 1973. DieKalb mounds: a possible pleistocene (Woodfordian) pingo field in north-central Illinois. In "The Wisconsin Stage" (R. F. Black, R. P. Goldwait and H. B. Willman, Eds). *Geological Society of America*, Memoir 136 : 229-250.
- Gurrey, S. D., 1995. A reassessment of the relict pleistocene "pingos" of west Wales: Hydraulic pingos or mineral palsas? *Quaternary Newsletter*, 77 : 6-16.
- Handa, S. and Moore, P., D., 1976. Studies in the vegetational history of Mid Wales. IV. Pollen analyses of some pingos basins. *New phytologist*, 77 : 205-225.
- Hutchinson, J. N., 1980. Possible late Quaternary pingo remnants in central London. *Nature*, 184 : 253-255.
- Hutchinson, J. N., 1991. Periglacial and slope processes. In *Quaternary Engineering Geology*, A. Forster, M. G. Culshaw, J. C. Cripps, J. A. Little, and C. F. Moon (edit) : 283-331.
- Isarin, R. F. B., 1997. *The climate in northwestern Europe during the Younger Dryas. A comparison of multi-proxy climate reconstructions with simulation experiments*. Drukkerij Elinkwijk b.v., Utrecht, 160 p.
- Joosten, J. H. J., 1988. Het Groote Peel landschap : samenhangen in verscheidenheid. *Natuurhistorisch Maanblad*, 77 : 146-151.
- Joosten, J. H. J. and Bakker, T. W. M., 1987. *De groote Peel in Verleden, Heden en Toekomst*, Rapport 88-4 Staatsbosbeheer, Utrecht, 291 p.
- Kaste, K. and Bohncke, S., 1992. Weichselian Upper Pleniglacial Aelian Ice-cored Morphology in the Southern Netherlands (Noord-Brabant, Groote Peel). *Permafrost and Periglacial Processes*, 3 : 327-342.
- Kolsrup, E., 1999. Recognition of former permafrost mounds in Pleistocene deposits and their use as indicators for past environments. *Biuletyn Peryglacialny*, 38 : 111-126.
- Maarleveld, G. C. et Van Der Toorn, 1955. Pseudo-sölle in Noord-Nederland. *Tijdschrift van het koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap*, 72 (4) : 344-360.
- Marsh, B., 1987. Pleistocene pingo scars in Pennsylvania. *Geology*, 15 : 945-947.
- Marsh, B., 1992. *Central appalachian periglacial geomorphology. A field Excursion Guidebook*. PennState, College of Agriculture, Agronomy series number 120 : 128-131.
- Marsh, B., 1998. Wind-transverse corrugations in Pleistocene periglacial landscapes in central Pennsylvania. *Quaternary Research*, 49 : 149-156.
- Matthews, J.A., Dahl, S.-O., Berrisford, M. S., et Nesje, A., 1997. Cyclic development and thermokarstic degradation of palsas in the mid-Alpine zone at Leirpullan, Dovefjell, Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8 : 107-122.
- Mitchell, G. F., 1971. Fossil pingos in the south of Ireland. *Nature*, 230 : 43-44.
- Mitchell, G. F., 1973. Fossil pingos in Camaross Townland, Co. Wexford. *Irish Royal Academy Proceedings*, Sect B 73 : 269-283
- Mitchell, G. F., 1977. Periglacial Ireland. *Phil. Trans. R. Soc. London B*, 280 : 199-209.
- Mückenhausen, E., 1960. Eine besondere Art von Pingos am Hohen Venn/Eifel. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 11 : 5-11.
- Mückenhausen, E., Schegiewal, A. D., und Schröder, D., 1976. Fossile Pingos und fossile Pingo-ähnliche Gebilde (Hohlformen). *Z. F. Kulturtechnik und Flurbereinigung*, 17 : 207-220.
- Nossin, J.J., 1961. De reliefontwikkeling in Zuidoostelijk Friesland, in: *Boven Boornegebied*, Waldrige, 9, 178 : 48-70.
- Paris, F. P., Cleveringa, P. en de Gans, W., 1979. The Stokersdobbe: geology and palynology of a deep pingo remnant in Friesland (The Netherlands). *Geologie en Mijnbouw*, 58 (1) : 33-38.
- Picard, K., 1961. Reste von Pingos bei Hunsum/Nordsee. *Schriften der Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein*, 32 : 72-77.
- Pissart, A., 1958. Les dépressions fermées de la région parisienne. Le problème de leur origine. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 9 : 73-83.
- 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., 2000. Le climat des régions où apparaissent aujourd'hui des lithalses et le climat des Hautes Fagnes pendant le Dernier Dryas. *Hautes Fagnes*, 237 : 16-25.
- Rapp A. and Rudberg, D., 1960. Recent periglacial phenomena in Sweden. *Biuletyn Peryglacialny*, 8 : 143-154.
- Rousset, C., 1964. Sur l'origine périglaciaire des petits lacs du massif d'Aubrac. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7^e série, 6 : 375-380.
- Rutkowski, J., Krol, K., Lemberger, M., 1998. The pingo remnant in the Suwalki Lake region (NE Poland). *Quaternary studies in Poland*, 15 : 55-60.
- Seppälä, M., 1972. Pingo-like remnants in the Peltojarvi area of Finnish Lapland. *Geografiska Annaler*, 54, ser A : 38-45.
- Sparks, B. W., Williams, R. B. G., et Bell, F. G., 1972. Presumed ground ice depressions in East Anglia. *Proceedings of the Royal Society of London*, Series A, 327 : 329-343.
- Svensson, H., 1964. Traces of pingo-like frost mounds. *Svensk Geografisk Arsbok*, 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 Peryglacialny*, 26 : 33-40.
- Trotman, D. M., 1963. Peat deposits within a pingo near Llangurig, Wales. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 7 (2) : 168-171.
- van den Munckhof, P., 1988. *De Ontstaangsgeschiedenis van de Groote Peel*. Rapport 88-34, Staatsbosbeheer, Utrecht, 134 p.
- van der Meulen, S., 1988. The spatial facies of a group of pingo remnants on the southeast Frisian till plateau (the Netherlands). *Geologie en Mijnbouw*, 67 : 61-37.
- Warren, W. P., 1981. Features indicative of prolonged and severe periglacial activity in Ireland, with particular reference to the south-west. *Biuletyn peryglacialny*, 28 : 241-148.
- Warren, W.P., 1987. Periglacial periods in Ireland. In *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland* (John Boardman edit.) Cambridge University Press. 296 p. : 101-111.
- Watson, E., 1971. Remnants of pingos in Wales and the Isle of Man. *Geological Journal*, 7 : 381-392.
- Watson, E., 1972. Pingos of Cardiganshire and the Latest Ice limit. *Nature*, 236 : 343-344.
- Watson, E and S., 1972. Investigation of some pingo basins near Aberystwyth, Wales; *Proceedings of the 24th International Geological Congress*, Montreal, Section 12 : 212-223.
- Watson, E. and S., 1974. Remains of pingos in the Cletwr Basin, Southwest Wales. *Geografiska Annaler*, 56 (3-4) : 213-225.
- Watson, E., 1977. *Mid and North Wales*. Inqua-X Congress-Excursion Guide C 9, Geoabstracts limited, Norwich, 48 p.
- Wiegand, G., 1965. Fossile Pingos in Mitteleuropa. *Würzburger geographische Arbeiten*, Heft 16, 151 p.
- Worsley, P. Gurney, S. D., et Collins, P. E. F., 1995. Late Holocene "mineral palsas" and associated vegetation pattern: a case study from Lac Hendry, Northern Québec, Canada and significance for European Pleistocene thermokarst. *Quaternary Science Reviews*, 14 : 179-172.
- Wramner, P., 1972. Palslika bildningar i mineraljord. Nagra iakttagelser från Taavavuoma, Lapland (Summary : Palsa-like formation in mineral soil. Some observations from Taavavuoma, Swedish Lapland.). *Göteborgs Universitet Naturgeografiska Institutionen, Guni rapport 1*, 60 p.

Annexe : Les principaux champs de traces de lithalses de Belgique d'après l'examen de photos aériennes et deux rapports cités ci-dessous que Madame Cécile Wastiaux a eu l'amabilité de me communiquer. Je l'en remercie vivement.

Ph. Martiny et R. Schumacker, 1991 ; Rapport d'une convention avec Spa-Monopole sur les tourbières des sources de la Polleur. Inédit.

C. Wastiaux, R. Schumacker, avec la collaboration de L. Halleux et J. M. Jacquotte, 1999. Rapport final de la Convention intitulée « Topographie de surface et de subsurface des zones tourbeuses des réserves naturelles domaniales des Hautes-Fagnes. Partim.1 : fagne des deux Séries ». Ministère de la Région wallonne, Direction des Ressources naturelles et de l'Environnement, 21p. + annexes.

