

LES VIVIERS DES HAUTES FAGNES. LE MODE DE FORMATION DES PALSES ET DES LITHALSES

Albert Pissart

Professeur émérite à l'Université de Liège

ABSTRACT

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 palse et des lithalse 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 MECANISMES DE FORMATION DES PINGOS N’ONT PU SE DEVELOPPER 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 Groenland (ou en système ouvert).

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.

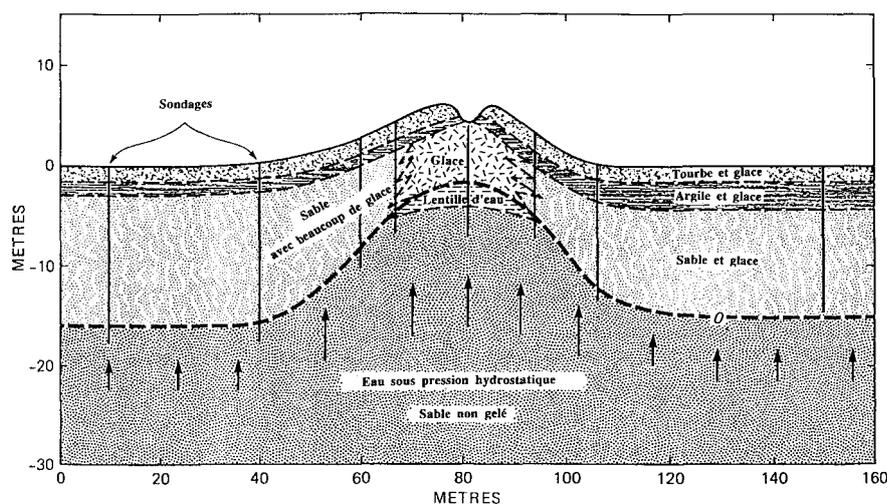
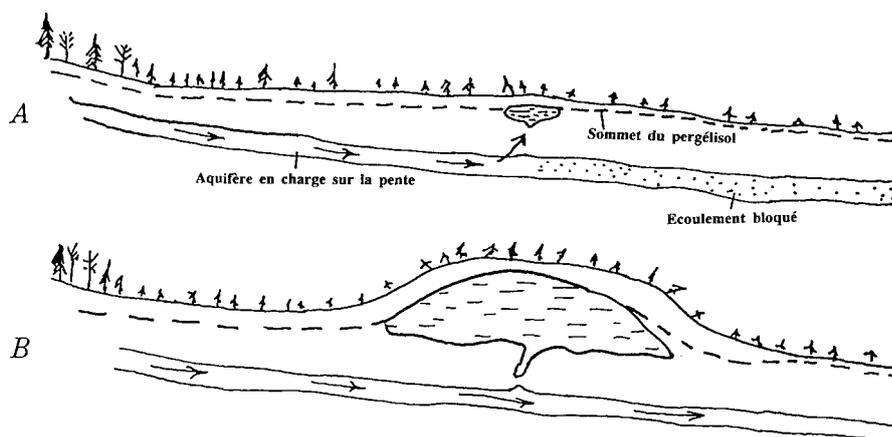


Figure 2. Schéma montrant comment se forme un pingo en système ouvert, d'après Holmes et al. (1968).



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.

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 DENSITE DE VIVIERS (NOMBRE AU KM²) EST SUPERIEURE AUX DENSITES 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.

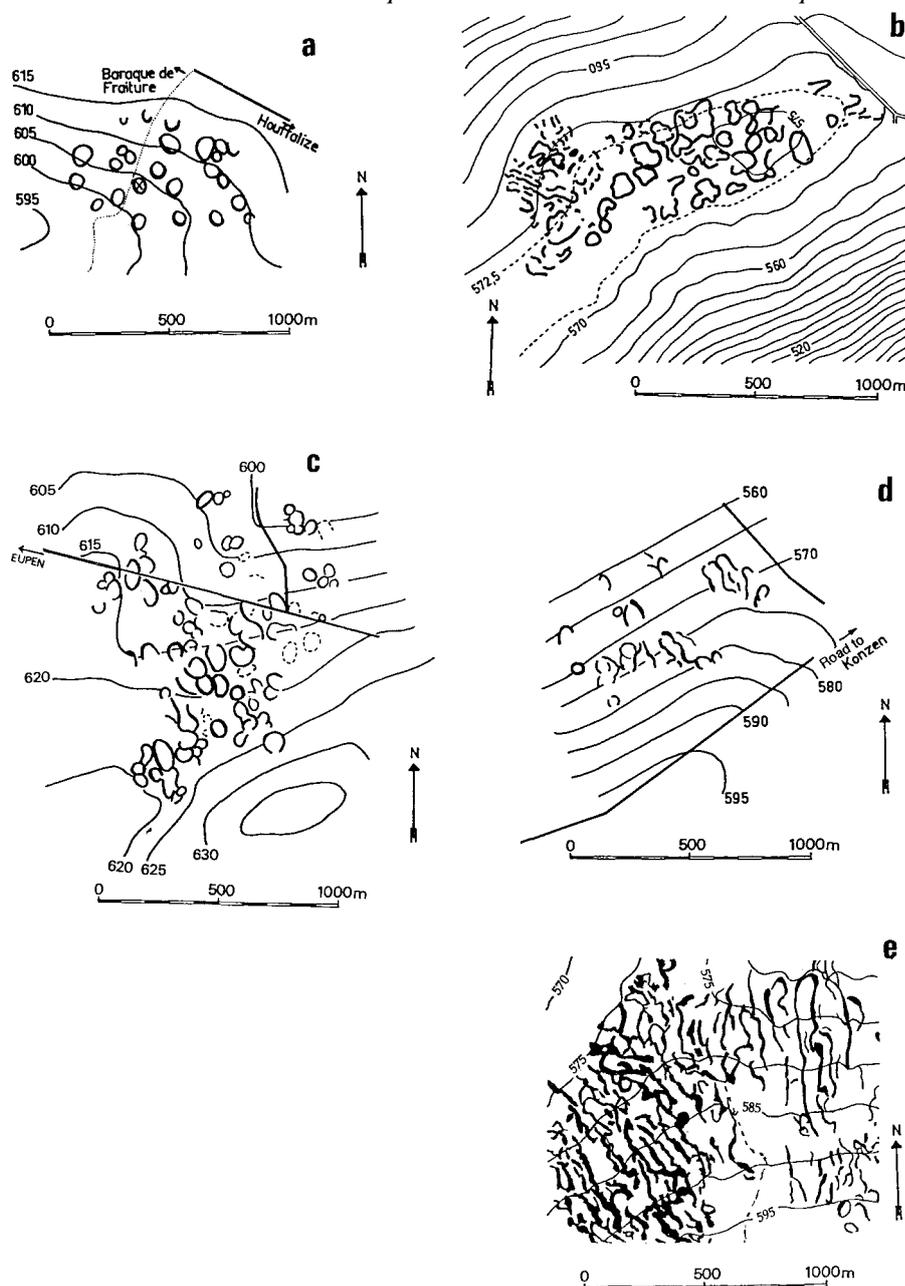
LA PERIODE FROIDE QUI LEUR A DONNE NAISSANCE PARAIT TROP COURTE POUR FAIRE GRANDIR DE SI NOMBREUX PINGOS

Enfin, comme nous le montrerons lorsque nous préciserons 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 lithaleses 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.

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 Konnerzvenn et Konzen).

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 évaporation 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 cryosuccion.

Les conditions nécessaires pour qu’apparaisse cette cryosuccion, 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.

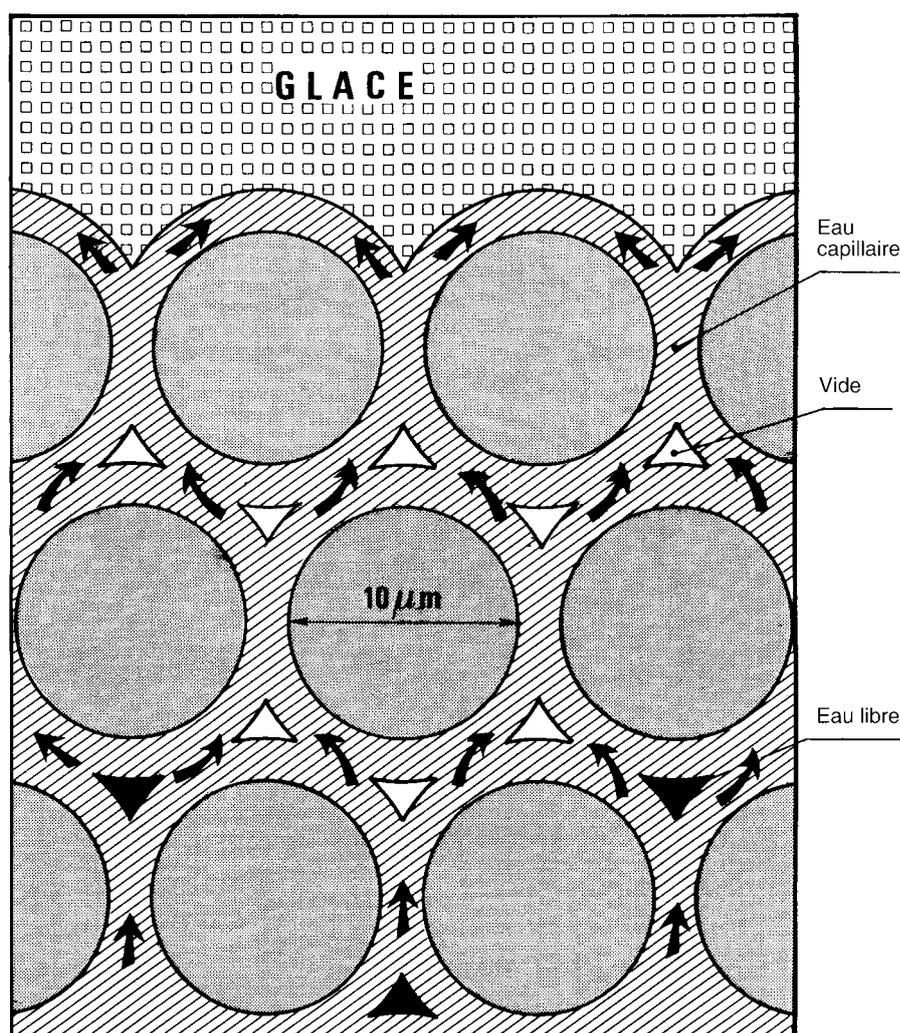
LA GLACE DE SÉGRÉGATION APPARAÎT FRÉQUEMMENT EN BELGIQUE

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.

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'amincissement de ce film capillaire entraîne la migration de l'eau depuis la profondeur.



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 racelles 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 pases ne font donc pas appel à un processus exceptionnel comme celui qui donne naissance aux pingos, mais à un phénomène très banal.

Les pases et lithales

Comme nous l'avons vu dans l'article paru dans le dernier numéro de la présente revue, les pases 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 pases 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 TEMPERATURES DANS UN PLATEAU LITHALSIQUE AU COURS D'UNE ANNEE

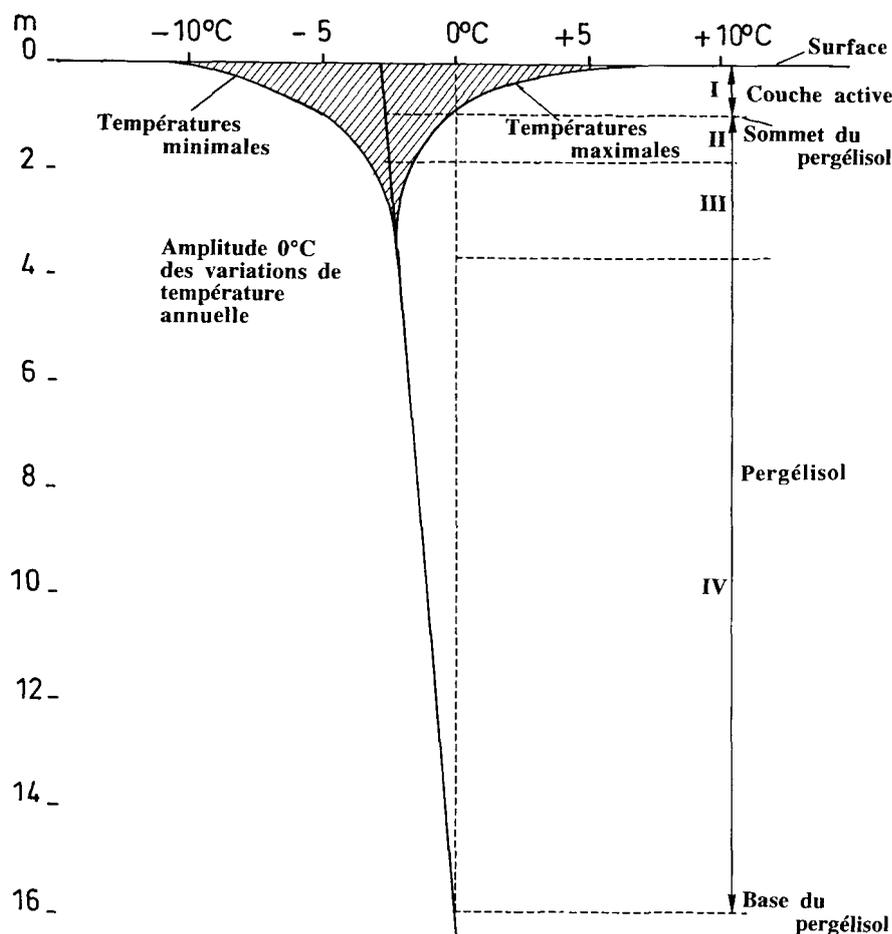
La **figure 5** montre comment varie la température du sol au cours d'une année au sein d'un pergélisol, à savoir sous un plateau lithalsique de Hudsonie, étudié par Allard *et al.* (1996) (**Figure 6**). Le sol superficiel est gelé l'hiver ; l'été, il dégèle. Cette partie du sol dont la température 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 PALSES 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.

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.

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.

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.



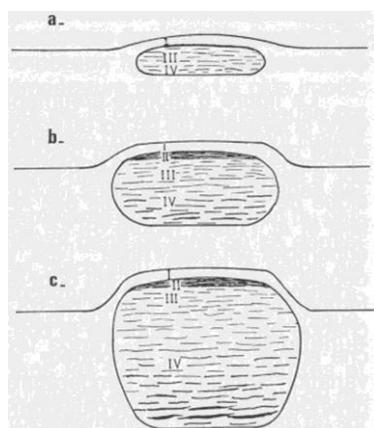
La **figure 7** esquisse l'évolution qui se produit : apparition d'un îlot de pergélisol et développement de ce dernier vers le bas. De la glace de ségrégation y apparaît si la granulométrie et l'humidité sont favorables ; ce phénomène va déterminer la croissance en hauteur de la butte. Le gel pénétrant 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 sommet 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 apparaît 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.

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.



LA FORMATION DE PALSES 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.

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 favorable 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, en entraînant des variations de la température du sol.

PLATEAUX LITHALSIQUES ET PALSQUES

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, en 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 PALSES 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 paise 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 paise 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 palses 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 palses 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.

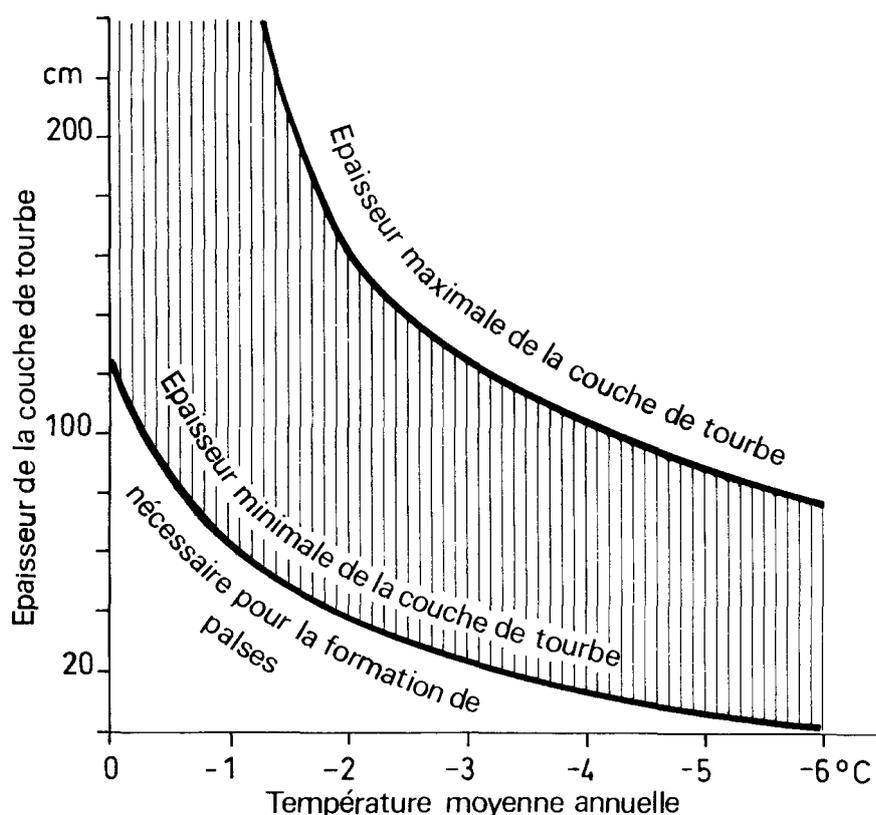
LES TRACES DE LITHALSES DES HAUTES FAGNES ET LEUR FORMATION

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 paisas", 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 DE PROCHAINS ARTICLES

L'absence de tourbe implique pour les lithalses des conditions plus froides que celles nécessaires pour l'apparition de paises 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 lithales 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 paisas in Northern Norway. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26: 25–31.

Akerman, H.J., 1982. Observations on paisas 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, géochimie 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. Paisa-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, 8 p.

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.

- 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 paisas. *Geografiska Annaler*, 68 A(3)/141–147.
- Seppälä, M., 1988. Paisas 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 paisa? In: H. Poser und E. Schunke, *Mathematisch-Physikalische Klasse, Dritte folge*. Mesofirmen des reliefs im heutigen Periglazialraum. Bericht Ober ein Symposium, Gottingen, 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. Lewkowitzc and M. Allard, Centre d’études nordiques, Université Laval, 1177–1184.
- Zoltaï, S.C. et Tarnocai, C., 1971. Properties of a wooded paisa in northern Manitoba. *Arctic and Alpine Research*. 3(2): 115–129.



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