

LES VIVIERS DES HAUTES FAGNES ET DU PAYS DE GALLES : NOUVELLES CONNAISSANCES ET HYPOTHÈSES

Albert PISSART

Résumé

Les dépressions fermées entourées d'un rempart qui existent dans les Hautes Fagnes en Belgique sont, depuis 1956, interprétées comme des traces de buttes périglaciaires. Considérées d'abord comme des traces de pingos, il a été montré par la suite qu'il s'agit de traces de lithalses (palses minérales), c'est-à-dire des restes de buttes formées de glace de ségrégation comme il en existe en très grand nombre au Québec septentrional et quelques-unes en Laponie. Des restes de lithalses sont très rares dans le monde et sont seulement connues en Belgique, au Pays de Galles et en Hudsonie. En Belgique, l'apparition des lithalses uniquement sur les hauts plateaux a été expliquée par le climat plus rude qui existait en altitude au cours du Dernier Dryas. Nous montrons ici qu'un autre facteur intervient car ces formes sont presque toutes localisées sur des roches quartzitiques altérées du massif cambro-ordovicien de Stavelot. Elles seraient en relation avec de petites nappes aquifères localisées dans des sables d'altération. De semblables conditions lithologiques ne sont pas présentes sur les plateaux voisins de l'Eifel à la même altitude et ce fait explique pourquoi des traces de lithalses n'y existent pas.

Dans une deuxième partie, au vu des études récentes réalisées au Canada et de nos connaissances en Belgique, la croissance des lithalses ne se ferait pas seulement par un soulèvement vertical du sol mais aussi, au moins pour certains, par croissance latérale. Cinq arguments sont présentés pour défendre cette thèse : 1) les formes en plan très régulières (circulaires ou ovales) de nombreuses lithalses actuelles et de traces de lithalses, sont inexplicables par un simple soulèvement vertical du sol ; 2) une extension latérale des lithalses est évidente dans des remparts de traces de lithalses des Hautes Fagnes ; 3) les déplacements des sédiments vers les remparts ne peuvent pas être dus seulement à des processus de versants vu la très faible pente de la surface des lithalses ; 4) si une érosion importante s'était produite au sommet des lithalses, des phénomènes thermokarstiques auraient provoqué leur fusion ; 5) la position oblique en profondeur des lentilles de glace au sein d'une lithalse de Hudsonie est un indice très sérieux d'une croissance latérale. La figure 15 montre comment probablement les lithalses grandissent et avec certitude comment elles disparaissent.

La troisième partie du présent article est consacrée aux traces de lithalses allongées de Belgique et du Pays de Galles. Les images Google Earth montrent que des formes très semblables existent dans le Québec Nordique. Au Pays de Galles, de nombreuses lithalses allongées selon la pente sont apparues par évolution d'abrupts périglaciaires que nous avons décrits en 1963 sous le nom de terrasses de cryoturbation. Des lobes de ces abrupts ont évolué selon la pente en des traces de lithalses. De telles formes sont nombreuses au Pays de Galles. La transition entre les abrupts lobés et les lithalses allongées selon la pente établit le passage d'une forme à l'autre et constitue un argument supplémentaire en faveur d'une croissance latérale des lithalses.

Mots-clés

lithalses, palses minérales, Hautes Fagnes, Pays de Galles, Québec nordique, glace de ségrégation, abrupts périglaciaires

Abstract

The ramparted depressions that exist on the Hautes Fagnes Plateau in Belgium, first interpreted in 1956 as the remnants of pingos are best explained as remnants of lithalsas (i.e., mineral palsas), formed from ice segregation within frozen ground (permafrost) of Younger Dryas age. These features have only been described previously from Belgium, Wales and Ireland. Their location, above 500 m a.s.l. in Belgium, reflects the cold Younger-Dryas climate that have existed at that altitude but it is unclear why similar features did not form on the adjacent Eifel Plateau at the same altitude. We demonstrate here that lithalsas form in most cases on weathered quartzitic rocks of the Cambro-Ordovician massif of Stavelot, and probably are associated with local hydrological conditions.

The second part of the paper, using observations made on the Hautes Fagnes and from Northern Québec, Canada, demonstrates that some lithalsas form by, first, vertical upheaving and, second, lateral enlargement. Five facts support the hypothesis: 1) many present and remnants of lithalsas have a regular shape; 2) there is evidence of (limited) side growth in ramparts of the lithalsa traces in the Hautes Fagnes (Belgium); 3) the present day lithalsas have a very flattened shape which restricts the transferring of raised material towards the rims; the lithalsas in the Hautes Fagnes were not

high; 4) if important erosion had occurred on the lithalsas, it would have triggered thermokarstic phenomena; 5) within the three lithalsas studied by Calmels in Hudsony, ice lenses are positioned at a slant. Figure 15 illustrates how probably lithalsas grow and decay.

The third part of the paper concerns numerous elongate lithalsa remnants which are known in Belgium and in Wales. Google Earth images clearly show that elongated lithalsa remnants have close relatives in Hudsony. In Wales, a lot of elongated lithalsas have developed from lobate cryoturbation benches we described in 1963. These benches have become, laterally, lithalsa traces, growing longer according to the slope. In Wales, the places where traces of lithalsas can be seen are more numerous than previously realized. Transition from lobate terraces to lithalsas provides evidence of a side growth of these periglacial mounds and represents another argument for the lateral enlargement of lithalsas.

Keywords

lithalsas, mineral palsas, Hautes Fagnes, Wales, northern Quebec, segregation ice, frost thrusting, periglacial benches

I. INTRODUCTION : HISTORIQUE

Les viviers des Hautes Fagnes sont des dépressions fermées entourées d'un rempart (Figure 1) qui ont fait l'objet d'une première publication scientifique en 1937. Dans cet article, R. et M. Bouillenne écrivaient après la fouille d'un vivier qu'« 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 rempart circulaire régulier » (p. 413). Ils pensaient donc que ces milliers de dépressions avaient été creusées par des hommes préhistoriques.



Figure 1. Vue aérienne des traces de lithalsas de la Brackvenn (Hautes Fagnes, Belgique).

La route Eupen-Monschau est visible à l'arrière plan. La lettre A indique la trace de lithalse qui n'a pu être inondée par la fermeture du fossé qui la drainait (Photo A. Pissart).

Ces formes ont été interprétées par la suite (Pissart, 1956, 1963c) comme des traces de buttes périglaciaires et plus précisément comme des traces de pingos. Ces buttes de l'Arctique formées par la croissance d'une masse de glace sous le sol laissent en effet après leur fusion des dépressions entourées de remparts formés par la descente des matériaux sur les pentes de ces buttes. Les pingos peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de hauteur (plus de 40 m pour l'Ibyuk pingo dans le delta du Mackenzie).

Après la découverte au Pays de Galles (Pissart, 1963c), de dépressions semblables dont les remparts présentaient des couches stratifiées qui ne pouvaient pas résulter d'une excavation humaine, cette hypothèse périglaciaire a été unanimement acceptée en Belgique.

L'étude de pingos actuels dans l'arctique canadien, a montré par la suite que les mécanismes de croissance de ces formes ne pouvaient s'appliquer dans les Fagnes et ne pouvaient donner les champs de viviers contigus que l'on y trouve (Pissart, 1974). Des coupes dans des remparts de viviers ont montré plus tard (Pissart & Juvigné, 1980) que l'origine des remparts était due au moins partiellement à la descente des matériaux sur les pentes de buttes soulevées par de la glace et établi que ces formes étaient apparues pendant le dernier épisode froid de la dernière glaciation à savoir le Dernier Dryas (soit entre +/-13.000 à 11.650 cal. BP.).

Dans les années 1970 ont été décrites pour la première fois en Laponie puis ensuite au nord du Québec, des buttes périglaciaires formées de glace de ségrégation, beaucoup moins élevées que les pingos, et généralement groupées en des champs plus ou moins étendus. Après leur fusion elles laissent de nombreuses dépressions entourées d'un rempart proches les unes des autres. Ces buttes très semblables aux palses mais sans la couverture de tourbe qui caractérise ces dernières, constituent l'équivalent actuel des buttes qui ont existé au Dernier Dryas en Belgique. À partir du moment où cette équivalence a été établie (Pissart & Gangloff, 1984), nous avons parlé pour les viviers des Hautes Fagnes de traces de *palses minérales*, terme proposé par un canadien (Dionne, 1978). Par la suite, devant les protestations d'un chercheur finlandais, M. Seppala (1986), affirmant que c'était un contresens d'utiliser le mot scandinave *palse* pour dénommer des buttes sans couverture de tourbe, nous avons proposé (Pissart, 1998) d'utiliser ici en Belgique au lieu de *palse minérale*, le terme *lithalse* (créé par un autre canadien, S. Harris en 1993).

Une synthèse détaillée des connaissances sur les viviers des Hautes Fagnes et les lithalsas a été publiée en français dans 6 numéros de la revue Hautes Fagnes qui se sont succédé de 1999 à 2000. En anglais, des synthèses ont également été publiées (Pissart, 2000b, 2003).

Depuis lors les connaissances ont progressé, d'une part en Belgique par l'établissement d'une relation entre la géologie du massif cambro-ordovicien de Stavelot et la répartition des lithalses. C'est l'objet de la première partie du présent article. Par ailleurs, des observations nouvelles au Québec nordique (Nunavik) obtenues dans un programme en co-tutelle Laval-Caen et rassemblées dans une thèse présentée à Québec par Fabrice Calmels (2005) ont apporté beaucoup de détails sur une lithalse actuelle. Nous montrerons à la lumière de ces données, qu'il est très probable que des lithalses se forment non seulement par soulèvement du sol mais aussi par croissance latérale. Cela constituera la deuxième partie de notre article. Enfin dans une troisième partie, nous considérerons le problème des lithalses allongées selon la pente qui existent en Belgique, en Hudsonie et au Pays de Galles et nous montrerons en ce dernier endroit leur relation avec des replats que nous avons décrits en 1963 sous le nom de replats de cryoturbation et qui ont été formés par la nivation.

II. RELATION ENTRE LES « VIVIERS » DES HAUTES FAGNES ET LE SUBSTRATUM PRIMAIRE

A. Introduction

En Belgique, la principale observation nouvelle qui concerne les traces de lithalses est leur relation avec certaines formations paléozoïques comme l'établit clairement la figure 2. Sur cette figure, la courbe de niveau de 500 m et le réseau hydrographique ont été scannés et reportés à partir de la carte oro-hydrographique au 1/500.000 du premier atlas de Belgique (planche 6). La carte structurale de Geukens (1999) a été scannée de la même manière, et superposée sur la carte du relief. Ont été reprises les différentes formations géologiques sous-jacentes en faisant apparaître les zones qui se trouvent au-dessus de 500 m. Toutes les traces de lithalses que nous connaissons ont enfin été reportées sur cette carte. Un grand nombre de ces formes dans les Hautes Fagnes et sur le plateau de la Baraque de Fraiture ont été reconnues depuis longtemps à partir de photos aériennes. D'autres n'avaient été observées que par quelques personnes comme les formes du massif forestier d'Arbrefontaine mentionnées dès 1984 par Philippe Goffart du Centre de recherche de la Nature, des Forêts et du Bois de Gembloux dans une note envoyée à l'administration de la région Wallonne « Nature et Forêts » (voir nos remerciements à la fin de cette partie). Nous nous sommes préoccupés aussi de rechercher sur Google Earth et sur le terrain les traces de lithalses existant en Allemagne. Nous n'en avons trouvées qu'en 3 sites localisés (figure 2 : sites 14, 15, 16) sur les roches cambriennes constituant l'extrémité septentrionale du Massif de Stavelot.

Nous avons vu sur le terrain la majorité des traces de lithalses que nous avons reportées à l'exception des grands champs de lithalses de Malchamps, du plateau de

la Baraque Michel et des fagnes du nord-est. Des études palynologiques seraient indispensables pour établir par l'ancienneté des remplissages des cuvettes qu'il s'agit bien de dépressions très anciennes dont l'origine périglaciaire est la seule explication. Sans avoir opéré de telles recherches, nous avons retenu sur notre figure des dépressions entourées d'un rempart au moins vers l'aval (quand elles sont sur des pentes faibles), dont le rempart est large (pas un simple mur) et qui, en plan, présentent un tracé arrondi. Les dépressions dont les limites rectilignes se rejoignent par des angles nets résultent en effet d'excavations humaines. Les traces de lithalses qui possèdent un plan d'eau sont considérées comme ayant été vidées de leur remplissage de tourbe, soit pour servir de réserve d'eau en cas d'incendie (fagnes du nord-est), soit pour attirer et chasser les canards (forêts d'Arbrefontaine), soit dans des buts indéterminés. Nous montrerons par ailleurs plus loin que des dépressions fermées entourées d'un rempart ne sont pas nécessairement remplies de tourbe ou d'eaux car elles peuvent être parfois drainées souterrainement.

B. La géologie

La superposition d'une carte des traces de lithalses connues en Belgique et de la carte du massif cambrien de Stavelot-Malmedy publiée par Geukens (1999) prouve qu'il existe une relation étroite entre les assises géologiques du socle paléozoïque et la localisation des traces de lithalses. La figure 2 montre clairement cette relation : les traces de lithalses sont localisées presque toutes sur le Revinien 3-4 ; elles sont présentes en outre dans la région de Monschau sur peut-être du Revinien 5, tandis que sur le plateau des Tailles, elles sont localisées sur la formation des Petites-Tailles (FTP). Deux de ces formations (Rv3-4 et FPT) comprennent des bancs épais de quartzites qui paraissent ainsi un facteur déterminant dans la localisation des lithalses.

La carte de Geukens est très semblable à la carte géologique allemande de Ribbert (1992). Les différences entre les deux cartes n'influencent la répartition des lithalses dans leur relation avec la géologie que dans la région de Paustenbach à l'est de Simmerath (15 sur la figure 2). Dans la région allemande de Monschau (entre Kalterherberg et Lammersdorf) la localisation du Rv5 que donne notre figure est celle de la carte de Ribbert car sur la carte de Geukens quelques traces de lithalses sont hors du Revinien à proximité immédiate de Paustenbach du fait d'une localisation différente d'une faille SE-NO. Le Professeur F. Geukens qui a eu l'amabilité de commenter notre carte souligne le manque complet d'affleurement dans la zone à l'ouest de Simmerath où les traces de lithalses sont reportées sur le Rv5. Il nous a remis de nouveaux tracés non publiés pour cette zone mais selon lesquels des traces de lithalses seraient aussi sur du Sm1. Nous n'en avons pas tenu compte. Nous présentons ci-dessous les caractères de ces différentes assises d'après la publication de Geukens (1999).

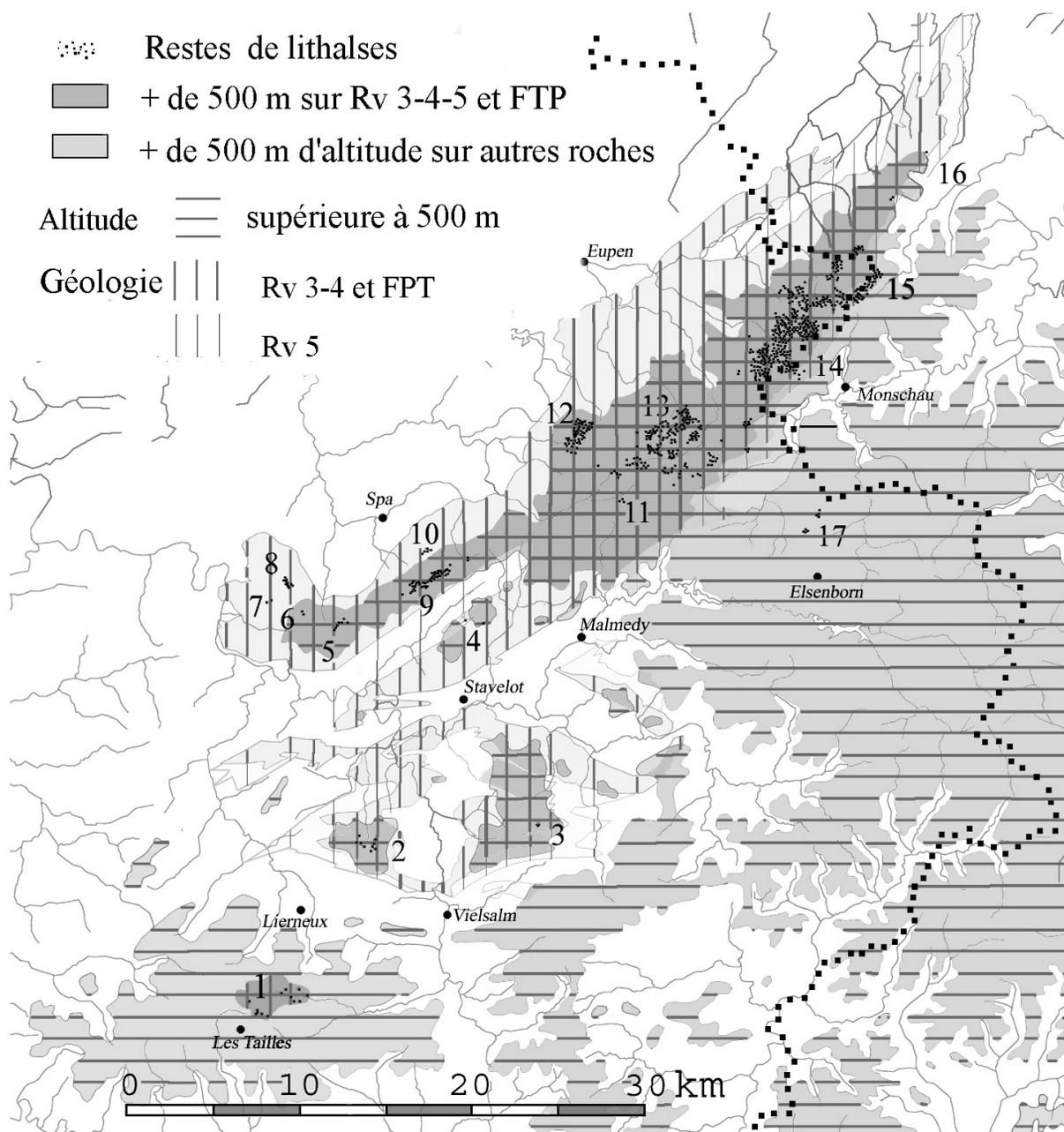


Figure 2. Traces de lithalses, géologie et altitude. Chaque point rouge représente un groupe de traces de lithalses et quelquefois une trace de lithalse isolée. Ces formes sont, à de très rares exceptions près, à des altitudes supérieures à 500 m. Elles ne se trouvent que sur les formations du Cambrien moyen et supérieur (Revinien 3 - 4 et Revinien 5) et au Plateau des Tailles sur la formation des Petites Tailles attribuée au Silurien tout à fait supérieur. Les tracés géologiques sont ceux de Geukens (1999) sauf pour la partie allemande entre Monschau et Simmerath où les limites du Revinien 5 ont été reprises sur la carte géologique de Ribbert (1992). Ce n'est que dans cette région que des traces de lithalses sont connues sur du Revinien 5. Les chiffres 1 à 16 indiqués sur la carte renvoient à des commentaires se rapportant à chacun des 16 sites qui sont décrits dans les annexes du présent article.

Sources : Réseau hydrographique et courbe de niveau de 500 m d'après la carte oro-hydrographique du premier atlas de Belgique au 1/500.000. Tracés géologiques de Geukens, (1999) et de Ribbert (1992). Traces de lithalses dont nous avons connaissance.

Il est évident que, à partir de ces documents, la précision de la carte que nous commentons n'est pas très grande. Un soin particulier a été apporté cependant pour que les traces de lithalses soient bien localisées par rapport aux limites lithologiques et à la courbe de niveau de 500 m.

1. Formations reviniennes (Cambrien)

Au sein du Cambrien du massif de Stavelot, les très rares macrofossiles ne permettent pas d'établir une stratigraphie. Il en résulte que la succession des assises est essentiellement basée sur leur aspect lithologique. Geukens (1999) a distingué de la base au sommet du Revinien (Cambrien moyen et supérieur) du massif de Stavelot : la formation de Wanne-Pont (Rv1 +Rv2), la formation de La Venne (Rv3+Rv4), et la formation de la Gleize (Rv5).

La formation de Wanne-Pont (Rv1-2) est décrite comme des « phyllades fins vert bleu foncé et des quartzites vert grisâtre, alternant avec des quartzites phylladeux foncés. Quelques rares bancs de 10 à 50 cm d'un conglomérat à éléments schisteux et quartzitiques, parfois phosphatés sont présents. La partie inférieure est constituée par des quartzophyllades noirs, des phyllades parfois schisteux et des quartzites noirs finement stratifiés ». Épaisseur : 550-650 m (Verniers *et al.*, 2001). Raccordé d'après les acritarches au Cambrien moyen. Cette assise n'a pas été représentée sur notre carte car aucune trace de lithalse n'est connue sur cette formation.

La formation de La Venne-Coo (Rv3-4) est selon Geukens (1999) une « formation hétérogène caractérisée par une alternance de phyllades noirs et de quartzites foncés. Les quartzites sont parfois très schisteux et micacés. Bancs très épais de quartzites gris bleu : la partie moyenne contient également de minces niveaux graveleux. La partie inférieure est caractérisée par une sédimentation rythmique (grès grossiers-grès fins-siltstone-phyllades) de quartzites bleus bien stratifiés et de bancs psammitiques ». Épaisseur 500 m. Attribué par acritarches au Cambrien moyen et supérieur.

La formation de la Gleize (Rv5) est d'après Geukens (1999) formée « de phyllades et quartzophyllades noirs. La partie inférieure des phyllades bleu noir est largement rubannée ». Cette formation est toujours mal définie selon Verniers *et al.* (2001). Épaisseur : 300 m au nord, inconnue au sud. Age : sommet du Cambrien d'après les acritarches.

La légende de la carte allemande de Aachen (Ribbert, 1992) mentionne pour cette assise des masses de quartzites peu fréquentes.

2. Formation des Petites Tailles (âge supposé : Silurien supérieur)

En dehors des régions où affleurent le Revinien 3-4 (et 5), un seul groupe important de lithalses est connu. Elles se trouvent sur la formation des Petites Tailles décrite par Geukens (1999) comme : « des grès quartzitiques blanchâtres, souvent brêchiformes, schistes compacts chloritisés, grès conglomératiques à débris fins de schistes verdâtres ». Épaisseur supérieure à 75 m. La position stratigraphique est incertaine car seuls des acritarches s'étendant sur de longues périodes sont présents (Verniers *et al.*, 2001).

Il s'agit donc ici d'une formation principalement quartzitique.

3. Les lithalses sur la formation d'Amel (Dévonien inférieur)

Deux groupes de traces de lithalses ont été observés en dehors du massif cambro-silurien de Stavelot. Elles sont localisées sur le terrain militaire du camp d'Elsborn (lieux-dits « Richelvenn » et « Schneckenvenn » : site 17). Une carte compilée par G. Vandeven (1990) indique que ces formes sont sur du Praguien (anciennement Coblencien, couvrant la limite entre le Siegenien et l'Emsien) et plus précisément sur la formation d'Amel (schistes et grès). Le prolongement des tracés géologiques en Allemagne (Ribbert, 1992) à moins de 2 km au nord confirme qu'il n'y a pas de Cambrien connu en cet endroit.

Geukens (1999, p.186) signale (dans le paragraphe où il décrit la formation des Petites Tailles) « il reste le problème non résolu de quartzites blancs qui affleurent dans les bois au nord de Rurbusch (Elsborn) » soulignant ainsi que tout est loin d'être connu sur ces hauts plateaux des Hautes Fagnes où les affleurements sont rares.

4. Conclusions

De cette description, nous retiendrons principalement la présence de bancs quartzitiques épais dans le Rv3-4 sur lesquels sont la majorité des lithalses. Les assises inférieures (Rv1-2) n'ont pas de formations quartzitiques importantes. La formation Rv5 sur laquelle apparaissent des restes de lithalse en Allemagne au nord de Monschau est mal connue aussi bien en composition qu'en extension. La formation des Petites Tailles est aussi quartzitique. Il apparaît en conséquence que les restes de lithalses se trouvent principalement sur des formations quartzitiques.

C. L'altitude (+ de 500 m)

Sur la figure 2, le tracé de la courbe de niveau de 500 m indique que les traces de lithalses connues à une altitude nettement inférieure sont très rares : les formes situées directement à l'ouest de l'aérodrome de Spa (420 à 470 m) et des formes à 1 400 m à l'est de Desnié (427 à 440 m au lieu dit Vert Buisson) sont actuellement les seules traces de lithalses que nous avons trouvées à une altitude inférieure. Juvigné (2008) a par ailleurs indiqué l'existence de traces de lithalses vers 450 m à l'extrémité ouest de la crête de la Vecquée.

L'influence de l'altitude sur la localisation des traces de lithalses est de deux ordres à savoir une influence climatique que nous avons soulignée précédemment (Pissart, 2000, 2003) et l'importance de l'altération superficielle des roches du substrat que nous avons déjà invoquée à la suite de sondages (Pissart, 1974) mais pour laquelle nous disposons de fort peu d'arguments.

1. Influence du climat

Nous avons montré précédemment sur la base des études paléoclimatiques réalisées par Isarin (1997) que le climat au Dernier Dryas (c'est-à-dire au moment où les lithalses sont apparues) était identique au sommet du plateau des

Hautes Fagnes à celui que l'on trouve de nos jours dans le Québec septentrional et aussi en Laponie là où existent des lithalses actuels (Pissart, 2000a, 2000b, 2003). Ce climat est caractérisé par des étés frais et des hivers très rigoureux. Les mêmes publications expliquaient par les variations climatiques mises en évidence par Isarin (en considérant la végétation et les traces périglaciaires de cette époque) que des traces de lithalses sont connues à 250 m d'altitude au Pays de Galles et au niveau de la mer en Irlande. Cette influence climatique seule n'arrive cependant pas à expliquer pourquoi les traces de lithalses sont limitées au massif cambro-ordovicien de Stavelot et n'existent pas sur les plateaux s'étendant à la même altitude plus à l'Est.

2. Influence de l'altération du substratum (altération qui existe seulement en altitude)

En Ardenne, le substratum des hauts plateaux est en de nombreux endroits profondément altéré. Cette altération reste toujours mal connue car rarement observable. Une synthèse des connaissances sur le sujet a été présentée en 1995 par J. Alexandre et J. Thorez. Nous invitons le lecteur à s'y reporter.

Autrefois dans toute l'Ardenne, d'anciennes petites carrières de sables situées généralement aux altitudes les plus élevées et aussi des exploitations anciennes de kaolin permettaient d'observer localement cette altération intense qui a modifié près de la surface du sol les couches géologiques. Les excavations d'importance réduite abandonnées depuis longtemps ne sont plus visibles aujourd'hui. Par contre, les tranchées des autoroutes qui ont traversé l'Ardenne il y a quelques dizaines d'années, ont fait apparaître temporairement l'importance de cette altération. Les horizons colorés souvent rougeâtres qui en sont les traces ont disparu de nos jours sous la végétation qui a grandi sur ces abrupts. Restent les archives du MET et plusieurs « Professionnal papers » du Service géologique de Belgique qui décrivent les formations observées avant la réalisation de ces grands travaux de génie civil.

L'altération est d'autant plus marquée que l'on se trouve à une altitude plus élevée. Cette altération est extrêmement discontinue avec des épaisseurs atteignant 50 m au Plateau des Tailles (Cosan, 1969) et même 65 m pour l'altération kaolinique dans un sondage effectué dans la carrière de Transinne (Dupuis *et al.*, 1996). À proximité d'assises complètement désagrégées, des roches de nature différente peuvent ne pas être altérées du tout. Une carte réalisée par Dupuis (Meilliez *et al.*, 1988) localise des affleurements, carrières et sondages ayant révélé des roches paléozoïques kaolinisées aussi bien en Ardenne que dans des sondages du massif de Brabant où le Paléozoïque est souvent altéré. Ainsi par exemple sous Bruxelles, en dessous de 200 m de formations secondaires et tertiaires, une altération très importante et étendue a été observée (Legrand, 1968). Il est ainsi bien établi que cette altération est très ancienne et antérieure à la transgression du Crétacé supérieur qui a recouvert la crête des Hautes Fagnes. Cette interprétation est assurée dans cette région par la

présence de cette forte altération sous des argiles à silex dont l'épaisseur atteint 10 m à Hockai et où les résidus d'altération sont stratigraphiquement en place. Les silex indiquent ainsi que ces argiles se sont accumulées par dissolution de la craie sans subir de remaniements (Bless *et al.*, 1990).

Mais les roches de l'Ardenne exposées probablement depuis l'aube du Mésozoïque ont dû subir en outre des périodes d'altération chimiques tertiaires et spécialement à l'Eocène et au Miocène (Alexandre & Thorez, 1995) sans qu'il soit possible de distinguer cette altération de celle du Crétacé. De toute manière ce qui subsiste de l'altération en Ardenne, ce sont les racines d'une altération profonde dont la partie superficielle a été érodée.

Selon la carte de A. Demoulin (1995) qui a dessiné l'extension des surfaces d'érosion de l'Ardenne, les lithalses connues sont presque toutes sur la surface d'érosion présénonienne avec toutefois des formes peu nombreuses (points 2 et 3 de notre figure 2) sur la surface dano-montienne qui est aussi affectée d'une forte altération chimique.

Des sondages dont la localisation exacte est donnée (Pissart, 1974) ont été réalisés à notre demande par le Service géologique de Belgique pour reconnaître à proximité immédiate de traces de lithalses la nature du sous-sol. Les conclusions qui accompagnaient cette description restent entièrement valables. Nous les résumons ci-dessous.

Aussi bien dans la Fagne de la Brackvenn que sur la crête de Malchamps, les sondages ont montré l'existence d'une profonde altération chimique du Revinien. Celle-ci a donné par décomposition des phyllades, des masses d'argile imperméable et en moindre quantité par désagrégation des quartzites, des parties sableuses plus perméables. Au sein de ces formations et spécialement dans les têtes de bancs quartzitiques existent de petites nappes aquifères locales parfois mises en charge car le niveau de l'eau s'est brusquement élevé lorsque les sondages ont atteint ces nappes. Au dessus de ces formations existe localement sur la crête de Malchamps de l'argile à silex. Partout des limons éoliens, plus ou moins mélangés avec des éléments provenant du substratum constituent la couverture superficielle.

3. En conclusion

La carte que nous avons établie (figure 2) montre sans aucun doute possible une relation entre les formations géologiques paléozoïques et la distribution des traces de lithalses. Elle confirme ce que nous avons supposé il y a plus de 30 ans (Pissart, 1974, p. 376), à savoir que les traces de lithalses sont à des altitudes supérieures à 500 m non seulement parce que les conditions climatiques étaient plus rudes pendant le Dernier Dryas sur le Haut Plateau mais aussi parce qu'une intense altération chimique y affecte les têtes des roches paléozoïques. Il paraît hautement vraisemblable comme nous l'avons déjà supposé en 1974 que les petites nappes aquifères qui existent dans les bancs quartzitiques sous les lithalses jouent un rôle dans leur apparition.

D. Les traces de lithalses

Notre carte ne mentionne pas toutes les traces de lithalses. Certaines formes cachées dans des plantations d'épicéas sont difficiles à découvrir. Des agents de « Nature et forêts » nous ont très aimablement indiqué les formes qu'ils connaissaient en précisant toutefois que, en dehors des forêts domaniales et communales dont ils assurent la gestion, ils ne parcouraient guère les forêts privées qui localement sont fort étendues.

Dans notre relevé, nous nous sommes limités à considérer comme traces de lithalses les formes qui ont un rempart. Celui-ci ne doit pas nécessairement entourer la dépression de tous côtés car souvent sur les pentes, le rempart n'existe qu'à l'aval. Par ailleurs une accumulation de tourbe à l'extérieur de la dépression peut masquer l'existence d'un faible rempart. Aussi des dépressions réputées sans rempart peuvent être en fait entourées de bourrelets très peu visibles.

En beaucoup d'endroits, des associations de préservation de la nature ont fermé les fossés qui entaillaient les remparts. Parfois, pour constituer des zones humides, on a modifié, et c'est quelquefois bien regrettable, la morphologie naturelle. Sur le plateau des Tailles, au lieu dit As Massotais, de tels travaux ont localement

complètement défiguré l'aspect naturel du terrain.

Dans de très rares cas et par exemple à la Brackvenn, une des formes circulaires les plus spectaculaires (550 m au sud-ouest du parking Nasthief, cuvette indiquée par la lettre A sur la figure 1), par bonheur n'a pas pu être inondée. Le barrage construit à la sortie du fossé qui avait été creusé autrefois n'a pas provoqué d'inondation jusqu'au sommet du rempart. À la suite des observations que nous rapportons dans cet article, nous pensons que le fond de la lithalse est en connexion avec une nappe aquifère locale par laquelle les eaux peuvent s'écouler. Ceci nous permet de supposer que des cuvettes sèches peuvent exister qui sont bien des traces de lithalses. La cartographie des mares n'est de ce fait pas nécessairement l'équivalent de la cartographie des traces de lithalses.

Sur notre figure 2, c'est en superposant la carte au 1/50.000 avec la localisation des traces de lithalses que les formes ont été reportées. Il est cependant évident que la localisation précise des cicatrices de lithalses n'est pas possible sur cette carte à petite échelle, aussi nous fournissons ci-dessous quelques indications quant aux formes qui y sont localisées. Nous considérons les sites du sud au nord, les numéros reportés sur la carte correspondant aux en-têtes du texte ci-dessous.



Figure 3. Vue aérienne de 1952 montrant des traces de lithalses au lieu-dit «Au delà du bois» à 2650 m au N-E de l'église d'Arbrefontaine (Site 2 de la figure 2). La lettre A indique la mare aux canards.

Site 1. Sur le plateau des Tailles (carte 55/7-8)

Outre les viviers bien connus au lieu dit « As Massotais » (Petites Tailles) et près de Bihain (La Grande Fange) qui ont été déjà mentionnés par R. et M. Bouillenne en 1937, des traces de lithalses caractéristiques ont été observées de part et d'autre de la route Baraque Fraiture-Houffalize à 1 km au sud-est du carrefour des anciennes routes. Par ailleurs, des traces probables de lithalses voisines d'anciennes carrières existent 1 km au sud-ouest de Regné. Des recherches plus détaillées devraient y être réalisées. Toutes les traces indubitables que nous avons observées sont localisées sur la formation des Petites Tailles de la carte de Geukens (1999).

Site 2. Massif à l'ouest de Grand Halleux, au nord d'Arbrefontaine (carte 55/4)

Une vingtaine de dépressions fermées appelées mardelles dans un rapport rédigé en 1997 par Ph. Goffart présentent bien les caractéristiques des traces de lithalses. Certaines des formes sont très spectaculaires. D'après un témoignage recueilli par Monsieur Guy Lekeu, agent forestier, la forme la plus belle présentant un plan d'eau, a été aménagée autrefois pour la chasse au canards (figure 3). Cet aménagement qui a consisté certainement à vider la dépression, ne peut expliquer les très larges et élevés remparts qui entourent la cuvette.

Site 3. Massif à l'est de Grand-Halleux (carte 56/1)

Une seule trace de lithalse très probable nous a été signalée sur ce massif. Elle se trouve à 567 m d'altitude au sud du Bois de Reuland à 3.700 m à l'est de l'église de Recht. Cette dépression de plus de 20 m de longueur est en surface occupée par des sphaignes et des joncs.

Site 4. 4.6 km au nord de Stavelot (carte 50/5)

Monsieur Ziant, agent de Nature et Forêts a eu l'obligeance de nous conduire sur le terrain au col de « Faye le Maire » à 495m d'altitude puis, 450 m à l'est, à 508 m d'altitude. En ce dernier endroit 2 mares sont indiquées sur la carte topographique. Nous avons interprété ces dépressions comme des traces de lithalses.

Site 5. Extrémité de la crête de la Vecquée, au nord des fagnes de la Gleize (1 km 300 à 1 km 800 à l'ESE de la ferme Bronrome, carte 49/8)

Des mares et des traces de lithalses ont été repérées en cet endroit par Ph. Frankart du centre de Recherche de la Nature des Forêts et du Bois et montrées le 30 août 1999 à l'ingénieur du cantonnement forestier de Spa (Jean Valière) et à plusieurs agents forestiers. Des levés botaniques ont été donnés pour les 10 sites visités dans un compte rendu de cette visite établi par Philippe Frankard le 10-11-1999, compte-rendu que Pierre Larose, agent forestier, a eu l'obligeance de nous communiquer. En parcourant le terrain, nous avons observé quelques traces de lithalses supplémentaires.

Site 6. Bronrome (4 km au nord de Stoumont, carte 49/8)

Trois des mares localisées sur la carte topographique vers 530 m d'altitude à +/- 750 m l'ouest de la ferme Bronrome présentent des remparts évidents et sont des traces de lithalses. Elles sont à proximité et à l'est d'une grande éolienne. La mare la plus septentrionale figurée sur cette carte est toutefois une forme très douteuse que nous n'osons pas interpréter de la même manière. Ces mares avaient été signalées par Gilles Rixhon en 2006 dans un travail inédit de fin d'études en Sciences géographiques présenté à l'Université de Liège.

Site 7. Sur la Fagne (carte 49/7)

Juvigné (2008) rappelle que Louis Beckers (1970) avait indiqué sur la carte géomorphologique Harzé – La Gleize deux traces de lithalses à 450 m d'altitude à l'extrémité ouest de la crête de la Vecquée. Dans un mémoire en Sciences géographiques inédit et présenté en 2002 à l'Université de Liège, Sébastien Collard a décrit à proximité d'autres lithalses typiques et des irrégularités du sol qui pourraient avoir la même origine.

Site 8. Vert Buisson (carte 49/4)

Au SSO de Vert Buisson, dans les prés situés à l'est de la ligne électrique à haute tension, des murs de remparts de lithalses étirés selon la pente ont plus de 200 m de longueur. La fermeture vers l'aval de remparts qui se rejoignent ne permet pas de douter de l'origine de ces formes. Des dépressions plus petites existent dans les prairies vers 300 m au sud-ouest des dernières maisons du hameau ainsi que quelques formes dans la forêt voisine. Ces traces de lithalses qui s'étendent entre 427 et 440 m d'altitude, sont avec celles de l'Aérodrome de Spa (en 10, ci-dessous) les traces de lithalses observées aux altitudes les plus basses. Ces formes allongées s'étirent sur un replat dont la pente moyenne est de 3.5 %.

Site 9. Malchamps (carte 50/1)

Les traces de lithalses reportées sur notre carte sont celles visibles sur les photos aériennes. En outre a été figurée une dépression isolée entourée d'un rempart et avec un plan d'eau partiel qui se trouve à 300 m à l'ENE de l'endroit où la route Berinzenne-Cour franchit la Vecquée.

De l'autre côté de la fagne de Malchamps dans les prés des deux côtés de la route Spa-Francorchamps existent aussi des traces de lithalses peu apparentes.

Site 10. Aérodrome de Spa (carte 50/1)

Dans l'axe de la piste d'aviation de Spa à l'ouest de la route Spa-Francorchamps, des traces de lithalses caractéristiques existent à 475 m d'altitude. La photo du MET 7.2358 du 1-7-1968 les montre clairement ainsi que d'autres formes allongées en contre-haut de la piste d'aviation, à l'est de la route entre 420 et 440 m d'altitude.

Site 11. Plateau de la Baraque Michel (carte 50/2)

1600 m au SSO de la station scientifique de l'Université de Liège au Mont Rigi, R. et M. Bouillenne en 1937 signalent sur leur figure 1 au lieu-dit Beaulou une zone à viviers. Parmi ceux-ci, ils ont fouillé le vivier qu'ils ont appelé « Vivier Marquet » du nom d'un brigadier forestier qui les avait aidé dans leurs travaux. Ce vivier est localisé précisément sur la carte du « Guide du plateau des Hautes Fagnes » de Collard et Bronowski (1993).

Site 12. Plenesses, fermes des fagnes, fange Leveau (carte 50/2)

Le champ de lithalses situé à 3 km à l'ONO de la Baraque Michel dans la Grande Fagne a été cartographié par R. et M. Bouillenne à partir de photos aériennes prises spécialement dans ce but avant la guerre. Ils en donnent une carte (leur figure 2). On peut aussi trouver une vue plus détaillée de ce secteur avant la création des fermes en Fagne sur la photo aérienne 50/006 au 1/20.000 prise le 15-09-1962 par l'Institut Géographique Militaire. C'est cette photo dont nous nous sommes servis pour localiser les lithalses visibles. Parmi ces viviers, la carte de Collard et Bronowski (1993) localise le « grand vivier » à 560 m d'altitude. Le versant aval de ce vivier contient des parties tourbeuses. Nous y avons prélevé à deux niveaux différents du rempart de la tourbe qui a été datée par ¹⁴C par Beta Analytic Inc (USA) qui ont donné des âges radiocarbone conventionnels de 400 +/-40 BP et 470 +/- 50 BP correspondant aux dates calendrier A.D. (après Jésus-Christ) de 1460 et 1440. Il s'agit de tourbe qui a été remaniée après cette date lorsque la morphologie de ce vivier a été retouchée par l'homme. Des recherches complémentaires seraient nécessaires pour déterminer quand cette modification a eu lieu. Ce vivier est par ailleurs très intéressant car il est à notre connaissance le seul qui soit emboîté dans un rempart plus grand, suggérant que deux générations de croissance de ces formes se sont succédées, ce qui n'a été observé nulle part en Belgique jusqu'à ce jour.

Ici aussi la fermeture récente de ce vivier pour l'inonder est regrettable car elle rend plus difficile une étude des remparts qui pourrait apporter des données nouvelles intéressantes.

Site 13. Fagne Wallonne et Fagne des Deux-Séries. Au nord-est de la route Botrange-Belle-Croix (cartes 50/2 et 50/3)

Dans le cadre d'une convention entre l'Université de Liège et la Région Wallonne (D.G.R.N.E.), Wastiaux et Schumacker (2003) ont étudié par radar la topographie de surface et de subsurface des zones tourbeuses de cette zone. La cartographie des lithalses donnée sur notre carte (figure 2) provient du rapport de cette recherche que C. Wastiaux a eu la grande obligeance de nous communiquer. Nous avons aussi consulté les photos aériennes de la région qui évidemment ne peuvent pas montrer les formes enfouies sous la tourbe que les auteurs du rapport ont découvertes.

En analysant la distribution des traces de lithalses, Wastiaux et Schumacker écrivent dans ce rapport (p. 25) : « Parmi les facteurs à prendre en considération (pour expliquer la répartition des traces de lithalses), outre les pentes, des différences lithologiques pourraient bien expliquer ces contrastes. On pense notamment à des différences dans les possibilités d'alimentation en eau sous les lithalses en formation : différence dans la nature des roches, dans leur degré de fissuration, etc. Seule une prospection géophysique complémentaire, ou des sondages profonds, permettraient de résoudre cette question ». Comme nous le montrons dans le présent article, cette remarque est parfaitement fondée.

Site 14. Dans les Fagnes du nord-est à partir de la latitude de Monschau (carte 43/7)

L'étude de Wastiaux et Schumacker (2003) s'est étendue aussi au sud de la route Eupen-Monschau sous la tourbière royale (Misten). Les données obtenues en ce site ont été prises en considération. Plus au nord, ce sont principalement les observations réalisées sur photos aériennes qui nous ont permis de localiser les zones où existent des traces de lithalses. Nous avons en outre parcouru en Allemagne, l'ouest du village de Mutzenich où sous les prairies, en quelques endroits, la topographie indique que des lithalses ont existé. Ces maisons rendent les observations difficiles et seules les formes évidentes ont été reportées.

Site 15. A l'ouest de Simmerath (carte 43/8)

Nous avons été très attentif à l'ouest de Simmerath à proximité et au sud de Paustenbach à observer les formes les plus proches de la limite du Revinien. Les constructions de Paustenbach empêchent toutefois de faire des observations sous le village. Il est remarquable de constater que dans ce secteur la limite du Revinien de la carte de Ribbert (1992) correspond bien aussi avec la limite d'extension des traces de lithalses. La photo 6.7008 des Travaux Publics du 05-10-1953 que nous reproduisons plus loin (Figure 16) montre excellemment les formes allongées et circulaires qui se trouvent à l'ouest de Simmerath.

Site 16. En Allemagne, à l'extrémité nord du massif (carte 43/4)

Des traces de lithalses ont été reconnues sur le terrain à la frontière à 1,5 km à l'ouest de Lammersdorf, dans la forêt à 3 km au nord de ce village, et enfin une très belle forme ronde isolée a été observée à 6 km au nord du même village au lieu-dit « Raffelsbrand ».

Site 17. Dans le terrain militaire d'Elsenborn (carte 50/3)

Les photos aériennes du MET 72372 à 7234 de la mission 11C de Stavelot du 1-7-1968 montrent très clairement des traces de lithalses groupées en deux plages d'étendue réduite, à 1 300 m de distance l'une de l'autre, aux lieux-dits Richelvenn et Schneckenvenn. Ces formes connues depuis longtemps sont les seules qui, d'après les cartes géologiques, sont sur du Dévonien inférieur.

Des schémas phytosociologiques réalisés par M. Streel, R. Schumacker, A. Froment, R. Bouillenne et J. Moureau indiquant de nombreuses traces de lithalses des Hautes Fagnes ont été publiées dans le livre intitulé « La protection des Hautes Fagnes. Présentation de quelques arguments », éditions « Les amis de la fagne », 1963, p. 183 à 216. Cette publication nous a malheureusement échappé. Elle n'a pas été consultée lors de la rédaction et n'est donc pas mentionnée ailleurs dans le présent article.

E. Conclusion

La carte que nous avons établie (figure 2) montre sans aucun doute possible une relation entre les formations géologiques paléozoïques et la distribution des traces de lithalses. Les traces de lithalses sont presque toutes sur des formations quartzitiques. Elles sont aussi à des altitudes supérieures à 500 m en relation avec les conditions climatiques plus rudes qui existaient sur le Haut Plateau au Dernier Dryas mais aussi en relation avec l'altération chimique intense qui affecte les têtes de roches quartzitiques du massif cambro-ordovicien. Il paraît hautement vraisemblable comme nous l'avions déjà supposé en 1974 que les petites nappes aquifères qui existent dans les bancs quartzitiques sous les lithalses jouent un rôle dans leur apparition. Nous verrons dans la seconde partie du présent article, l'influence que ces petites nappes aquifères peuvent avoir sur la formation des lithalses.

F. Remerciements

Monsieur le professeur Geukens de l'Université de Leuven a eu l'obligeance de lire notre manuscrit. Il nous a adressé un document mentionnant des modifications non publiées de ses tracés géologiques de la région de Simmerath où d'après lui les observations du substratum sont extrêmement rares. Nous n'avons pas tenu compte de ces nouveaux tracés sur notre figure 2 mais nous lui exprimons très vivement notre reconnaissance pour l'attention qu'il a apportée à notre travail.

Madame Cécile Wastiaux nous a communiqué l'étude radar de la topographie de surface et subsurface qu'elle a réalisée avec Monsieur René Schumacker dans le cadre d'une convention avec la Région wallonne en 2003. Plusieurs traces de lithalses nous ont été signalées par Messieurs Hendrick de Stavelot et aussi Louis Leclercq, directeur de la Station des Hautes Fagnes.

Les Ingénieurs de Nature et Forêts de Spa, Monsieur Jean Valière, et de Vielsalm, Monsieur Jean-Claude Adam, nous ont permis de rencontrer les agents forestiers de leurs cantonnements Ceux-ci nous ont indiqué et parfois même conduit dans la forêt pour nous montrer les dépressions qu'ils connaissaient. Nous remercions ainsi spécialement Messieurs Germain Ziant (Stavelot), Jean Mathieu (Lierneux), Yves Fonteyn (Langlire), Eric De Rese (Spa), Pierre Larose (Francorchamps), Guy Lekeu (Grand Halleux), Bernard Loicq (Petit-Thier) qui nous ont fait bénéficier de leurs connaissances. Nous avons

eu accès grâce à Monsieur Pierre Larose à un rapport établi en février 1997 par Philippe Goffart à l'intention de l'administration et intitulé « Intérêt biologique et conservation des mardelles du massif forestier d'Arbrefontaine », rapport qui localise des mares en suggérant qu'il s'agissait de traces de lithalses. Monsieur Goffart nous a écrit que c'est le Professeur Jean-Marie Dumont, de l'UCL qui lui a appris l'existence de ces mares en 1984.

Par ailleurs, Monsieur Albert Collignon, Directeur du service de topographie du MET, nous a permis de consulter dans les locaux de son Administration des photos aériennes anciennes et nous a autorisé à publier la photo reproduite sur notre figure 16.

Enfin, Monsieur Alain Demoulin a eu l'obligeance de relire notre texte et de nous faire de précieuses remarques.

Nous exprimons ici notre reconnaissance à toutes ces personnes qui nous ont aidés.

III. LA CROISSANCE LATÉRALE DES LITHALSES

A. Introduction

La thèse de Fabrice Calmels intitulée « Genèse et structure du pergélisol. Études des formes périglaciaires de soulèvement au gel au Nunavik (Québec nordique), Canada » a été librement disponible sur internet. C'est là que nous l'avons trouvée, lue et relue avec un très grand intérêt. Cette thèse de doctorat a été préparée sous la direction de Michel Allard à la Faculté des Études supérieures de l'Université Laval, Québec, dans le cadre du programme de doctorat en sciences géographiques pour l'obtention du grade de Philosophiae Doctor (PhD.). Elle a été défendue en 2005 à l'Université de Caen (France).

Cette thèse est consacrée à l'étude de lithalses, paises et plateaux de pergélisol. Beaucoup de données qui y sont rassemblées résultent de l'étude de la lithalse qui a été actuellement le mieux étudiée au monde (figure 4). En effet, des sondages l'ont traversée jusqu'à atteindre la roche en place (gneiss) à une dizaine de mètres de profondeur. Par la suite, par des capteurs de température placés dans ces sondages, l'évolution thermique de cette lithalse a été suivie pendant 5 ans.

Plusieurs sondages réalisés dans cette lithalse ont été effectués grâce à des subsides du « Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, Hannover, Germany) » d'où l'appellation BGR donné à certains des forages. Des articles ont déjà été publiés concernant cette lithalse (Delisle & Allard, 2003 ; Delisle *et al.*, 2003 ; Buteau *et al.*, 2004). Des carottes de sondages ont été bien étudiées notamment à l'aide d'une technique employée pour la première fois dans le domaine, à savoir au moyen d'un tomodynamomètre à rayon X (Calmels & Allard, 2004) qui a montré parfaitement la distribution



Figure 4. La lithalse BGR de Hudsonie étudiée par Calmels (Calmels thèse, p. 31 ; Calmels *et al.*, 2008a, 2008b).

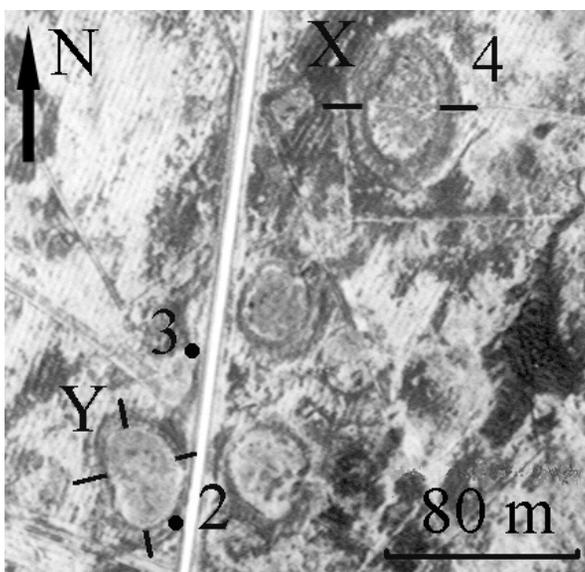


Figure 5. Traces de lithalses ovales du plateau des Hautes Fagnes au lieu-dit « Brackvenn ».

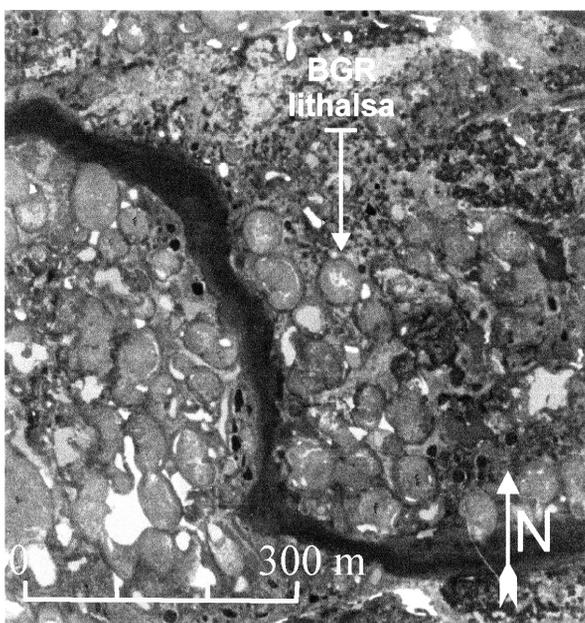


Figure 6. Champ de lithalses de Hudsonie avec la lithalse BGR étudiée en détail par Calmels (Calmels *et al.*, 2008a, 2008b).

de la glace et a permis d'en calculer l'importance.

Les données détaillées dans cette thèse et la comparaison avec les traces de lithalses des Hautes Fagnes indiquent que les lithalses ne développent pas seulement verticalement par soulèvement du sol comme on l'a toujours supposé jusqu'ici, mais qu'elles s'élargissent aussi latéralement en repoussant les matériaux. C'est cette proposition que nous développons ci-dessous.

Les chapitres présentés dans la thèse de Calmels, très légèrement modifiés, ont été publiés dans différentes revues (Calmels & Allard, 2004, 2008a, 2008b ; Calmels *F. et al.*, 2005 ; Calmels *F. et al.*, 2008a, 2008b ; Calmels *F. et al.*, 2008b).

B. Les observations en faveur d'une croissance latérale des lithalses d'après les observations de Calmels en Hudsonie et de Pissart en Belgique

1. La forme régulière ronde ou ovale de la majorité des lithalses est difficilement explicable par un seul soulèvement vertical du sol

Certaines traces de lithalses des Hautes Fagnes sont, en plan, parfaitement circulaires ou ovales (figures 1 et 5) comme d'ailleurs beaucoup de lithalses de Hudsonie (figure 6) et notamment celle étudiée par F. Calmels (figure 4). À notre connaissance, cette disposition très régulière, circulaire ou ovale, n'a jamais attiré l'attention et aucune explication n'a été avancée pour en rendre compte. Les lithalses diffèrent ainsi nettement des « permafrost plateaus » qui ont souvent une forme en plan irrégulière et ne donnent pas de remparts après leur fusion. Un bon exemple de ce type de butte a été bien décrit par Allard *et al.* (1996).

Des remparts circulaires réguliers vont de soi pour des traces de pingos (glace d'injection) donnant des buttes élevées approximativement coniques sur les pentes desquelles les matériaux descendent par des processus de versant. Comme nous le montrons plus loin, il n'en va pas de même pour les lithalses dont l'élévation est seulement de quelques mètres.

2. Une croissance latérale a été observée dans des remparts de plusieurs traces de lithalses des Hautes Fagnes

La figure 7 montre une coupe réalisée dans le rempart d'une lithalse des Hautes Fagnes en Belgique (Pissart et Juvigné, 1980 ; Pissart, 2000, 2003) qui établit très clairement que la bordure de la lithalse s'est déplacée latéralement. En effet les formations litées mises en place par ruissellement immédiatement au-dessus de la tourbe indiquent par leur épaisseur, les endroits où se localisait la concavité qui constituait la limite extérieure du rempart. Cette concavité s'est trouvée d'abord en 1, puis par soulèvement de la couche de tourbe et des formations situées en dessous, elle a migré en 2. Par la suite l'arrivée de matériaux sur la pente a déplacé cette concavité de 2 en 3, un peu au delà de la limite gauche de cette figure 7. La figure 8 montre une tranchée dégagée en bordure de la lithalse ovale, suivant le trait indiqué sous le chiffre 4 de la figure 5. Elle atteste

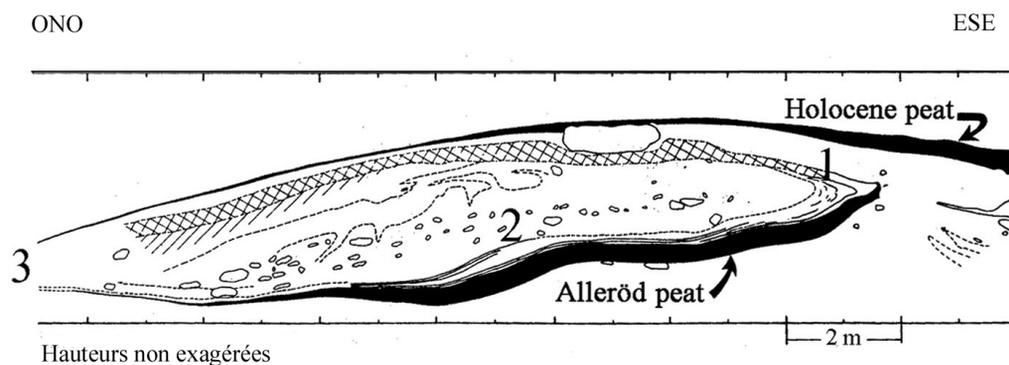


Figure 7. Coupe dans un rempart de lithalse au site de la Konnerzvenn dans les Hautes Fagnes (Belgique) montrant une croissance latérale d'une lithalse (explications dans le texte).

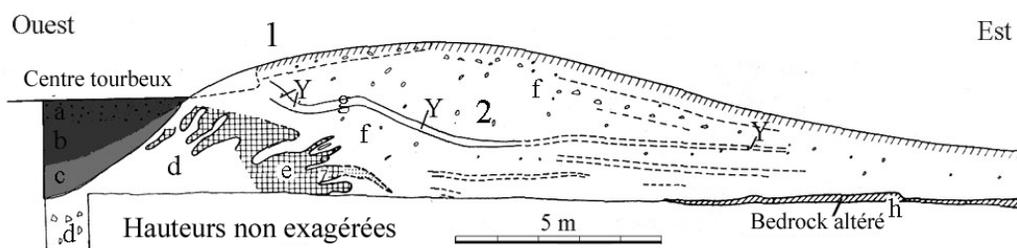


Figure 8. Coupe dans un rempart de lithalse de la Brackvenn dans les Hautes Fagnes (Belgique) montrant une croissance latérale d'une lithalse (explications dans le texte).

de la même manière un déplacement de la concavité de 1 en 2 sur une distance de l'ordre de 6 m.

Ross Mackay (1979, p. 42) a souligné qu'une différence entre les pingos et les palses (on ne parlait pas des lithalses à ce moment) consistait dans la croissance latérale des secondes alors que les premières ne se développaient pas latéralement. Comme des tranchées réalisées dans les remparts des Hautes Fagnes (Belgique) dont celles données sur les figures 7 et 8 montraient clairement une telle croissance latérale, nous en avons tiré argument pour défendre que ces dépressions fermées entourées de remparts n'étaient pas des traces de pingos (Pissart et Juvigné, 1980). Cette croissance latérale n'est toutefois enregistrée ici dans la première coupe (figure 7) que sur 15 m de distance. Le déplacement latéral de 1 en 2 sur une distance de 7 m est dû à une poussée des formations sous la tourbe ; pour les 8 m suivants, elle résulte de l'accumulation de dépôts de pente en bordure de la lithalse.

La coupe de la figure 8 (Bastin *et al.*, 1974) montre que 23 % du rempart de cette trace de lithalse résultent du déplacement de matériaux sous la surface initiale du sol pendant la croissance de la lithalse et que 77 % du rempart proviennent de processus de versant sur les pentes de la lithalse. Pour la coupe de la Konnerzvenn (figure 7), 38 % du rempart sont dus au basculement des couches profondes et 62 % aux processus de versants. La déformation des matériaux profonds, sous la surface originelle, ne peut guère résulter d'un simple soulèvement du sol comme nous l'avons supposé en 1980 mais indique l'existence d'un déplacement latéral des sédiments.

3. Le transfert des matériaux des lithalses vers les remparts est difficilement explicable par les processus de versants vu les faibles pentes qui existent sur celles-ci

Il est généralement admis, comme nous l'avons déjà dit, que pour les lithalses comme pour les pingos, les remparts sont apparus par descente des matériaux sur les pentes de la butte périglaciaire. Toutefois, les lithalses actuelles telles qu'elles sont décrites au Québec sont toujours peu élevées et leurs surfaces sont presque horizontales. La hauteur maximale des lithalses en Hudsonie ne dépasse pas 7 mètres (*communication orale de M. Allard en 2002*). Vu la forme des lithalses, le déplacement de quantités aussi importantes de matériaux par des processus de transport en masse n'est guère vraisemblable. Ainsi, la lithalse étudiée par Calmels a 50 m de diamètre et 3.50 m d'élévation (figure 9). Des pentes très accentuées n'existent qu'à la bordure de cette lithalse sur moins de 10 m de longueur. En ces endroits, évidemment les agents de transport en masse sont très actifs.

4. Les profils de nombreuses cuvettes remplies de tourbe des Hautes Fagnes indiquent aussi que les lithalses des Hautes Fagnes étaient peu élevées

Dans un profil que nous avons réalisé au lieu dit Brackvenn dans le rempart d'une lithalse apparente sur la figure 5 et signalée par la lettre X (Bastin *et al.*, 1974), nous avons vérifié que le volume du rempart correspond bien au volume de la cuvette apparue au moment de la fusion de la glace. Ce volume représente approximativement 3 000 m³. Cela correspond à une cuvette dont

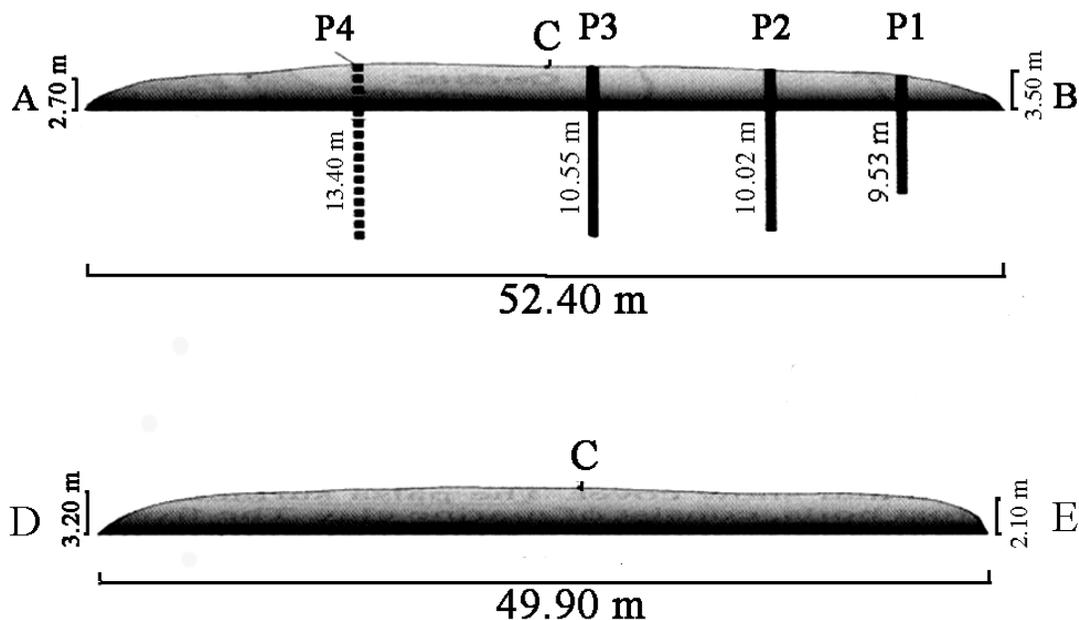


Figure 9. Profil sans exagération des hauteurs de la lithalase BGR que montre la figure 4 et qui a été étudiée par Calmels (Voir texte).

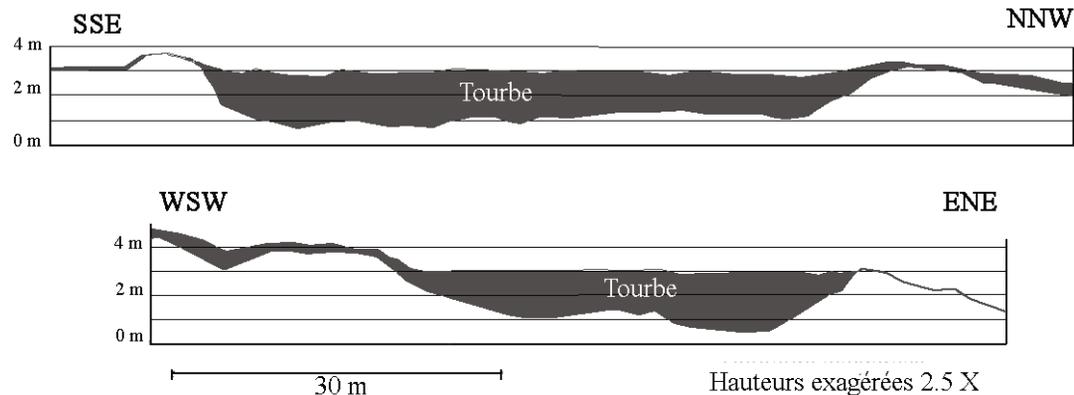


Figure 10. Profils perpendiculaires l'un à l'autre au travers de la trace de lithalase des Hautes Fagnes Y montrée sur la figure 5.

la profondeur moyenne est un peu inférieure à 2 m. Le problème qui se pose est de savoir comment cette masse de terre a été transférée en bordure de la lithalase. Nous ne connaissons actuellement que les profils de quelques cuvettes remplies de tourbe qui sont apparues lorsque la glace des lithalases a fondu. Nous savons toutefois que dans de nombreux cas les dépressions sont peu profondes comme celles que montre la figure 10, avec un fond plat et une profondeur moyenne de l'ordre de 2 m par rapport au niveau originel du sol. Cette observation montre que la remarque précédente 3. est d'application en Belgique.

5. Si les remparts s'étaient formés uniquement par descente des matériaux surmontant les lithalases, cette action aurait déclenché des phénomènes thermokarstiques entraînant leur fusion

La quantité de glace observée dans les sondages réalisés par Calmels dans la lithalase BGR est en volume de 61.9 % et 60.3 %, valeurs qui atteignent leur maximum de 80.0 % et 78.5 % au sommet du pergélisol (Calmels & Allard, 2008b). Il est malaisé d'admettre qu'une érosion à la surface de la lithalase ne déclenche pas des phénomènes thermokarstiques qui mettent en danger l'existence même de la butte. Par contre, il est vraisemblable que la forte érosion sur la

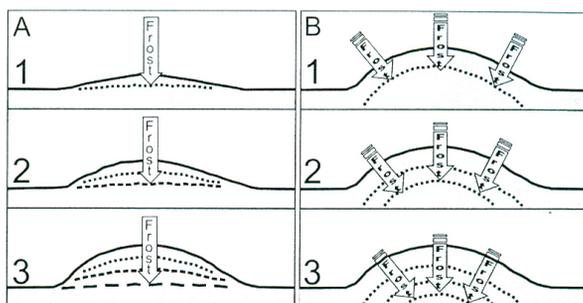


Figure 11. Deux explications proposées par Calmels et Allard (2008a, fig. 12) pour expliquer l'inclinaison des couches de glace qu'ils observent dans la lithalase étudiée. La forme de la lithalase esquissée sur cette figure ne correspond pas du tout avec la forme de la lithalase BGR qui est dessinée sur notre figure 9.

bordure de la lithalase soit responsable de la localisation du début de la fusion : celle-ci commence toujours aux bordures internes des remparts des lithalases et jamais en leurs centres.

6. La position oblique des lentilles de glace au cœur de la lithalase BGR suggère un élargissement par croissance latérale du pergélisol

L'argument le plus fort en faveur d'un élargissement est l'observation par Calmels au sein de la lithalase BGR de lentilles de glace de ségrégation inclinées par rapport à l'horizontale.

Malheureusement, l'orientation des sondages réalisés dans la lithalase n'a pas été enregistrée. Par conséquent la direction des pendages des lentilles de glace n'est pas connue. Toutefois Calmels souligne (thèse p. 64) : « From the permafrost table to 2.5 m, most of the ice lenses are horizontal and vertical joints and faults are not abundant. From 2.5 m downward, the lenses have high dip angles ». Comme les lentilles de glace apparaissent parallèlement à la direction du front de gel, cette observation suggère fortement que le gel a pénétré obliquement dans la lithalase. À la partie supérieure de celle-ci, les couches de glace horizontales peuvent être interprétées comme de la glace d'aggradation postérieure à la formation de la lithalase. Calmels et Allard (2008) ont été évidemment très attentifs à cette disposition. Leur figure 12 (figure 11) suggère comment cette inclinaison des lits de glace pourrait être acquise soit par un soulèvement simplement vertical, soit par un gel perpendiculaire à la surface de la lithalase qui se soulève. Ces explications ne sont pas satisfaisantes si on tient compte de la forme réelle de la lithalase qui a 50 m de diamètre et est haute de 3.5 m avec les $\frac{3}{4}$ de cette dénivellation sous forme de pente forte en bordure (figure 9).

En bref, si aucune des remarques ci-dessus à elle seule ne paraît pas susceptible de prouver l'existence d'une croissance latérale, leur conjugaison mérite une attention particulière.

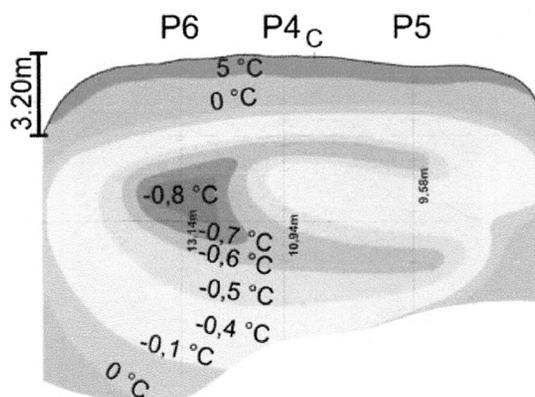


Figure 12. Fig. 4.8 de la thèse de Calmels, p. 71. Coupe N-S montrant les températures au sein de la lithalase BGR le 1^{er} septembre 2002, d'après les capteurs placés dans les sondages (Calmels *et al.*, 2008b).

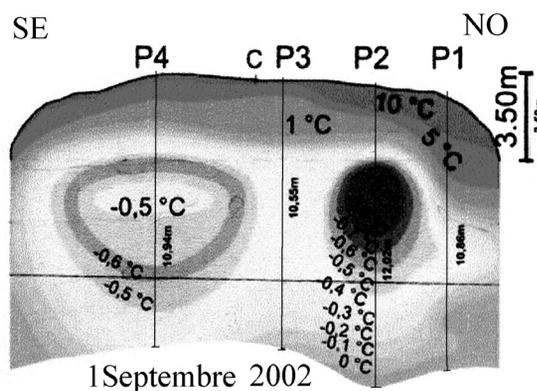


Figure 13. Fig. 4.8 de la thèse de Calmels, p. 71. Coupe NE-SW montrant les températures dans la lithalase BGR le 1^{er} septembre 2002 avant le refroidissement hivernal. Les capteurs de température sont localisés uniquement dans les 4 sondages. Aucune observation n'est recueillie à la bordure de la lithalase au NW du sondage P1 et les tracés des isothermes y sont donc incertains. La précision des mesures traitées est de 0.2°C du fait des performances de l'enregistreur de données. Cette figure montre clairement que, s'il y a un pergélisol sous le sondage P1, il est en profondeur (6 m) et extrêmement limité puisque de la glace n'y a pas été rencontrée. Le sondage P1 est donc implanté à la limite du rempart qui apparaîtra lors de la fusion de la lithalase.

Nous discuterons maintenant du mécanisme possible responsable de cette croissance latérale à la lumière des uniques et excellentes observations de régime thermique de la lithalase BGR reportées par Calmels *et al.* (2008a).

C. Le processus responsable de l'élargissement des lithalases

En plus des observations que nous venons de mentionner, il convient de prendre aussi en compte le fait que les

lithalses de Belgique sont apparues sur de petites nappes aquifères dans des quartzites désagrégés comme nous l'avons montré dans la première partie de cet article. La lithalse étudiée par Calmels dont nous avons parlé longuement repose aussi sur des matériaux grossiers interposés entre le gneiss et les formations limoneuses où a grandi la glace de ségrégation. À ce propos, Fabrice Calmels avec qui nous avons longuement correspondu à propos de sa thèse nous a écrit : « Ce qu'il faut retenir pour l'essentiel, c'est qu'il y a une couche de matériel grossier au contact du bedrock. Son épaisseur peut être variable (je pense qu'elle se biseaute en suivant la pente générale du terrain). Celle-ci est gelée mais proche de son point de congélation. Il n'est donc pas exclu qu'elle présente une certaine perméabilité ». Sur ce dernier point, il faut remarquer que la perméabilité d'une couche grossière déjà à des températures peu inférieures à 0°C est nulle par rapport à la perméabilité d'une couche d'argile ou même de limon qui contient de l'eau capillaire non gelée. On peut donc penser que l'alimentation en eau par la base et donc la croissance de la lithalse par ce processus est arrêtée dès que la couche grossière est un peu sous 0°C. Au vu des observations que nous avons rapportées en Belgique dans la première partie de cet article, il est évident que cette couche grossière n'a pas un rôle négligeable.

Par ailleurs, la remarquable thèse de F. Calmels nous a éclairé sur le régime thermique des lithalses en enregistrant pendant 5 ans les variations de température au sein de la forme étudiée.

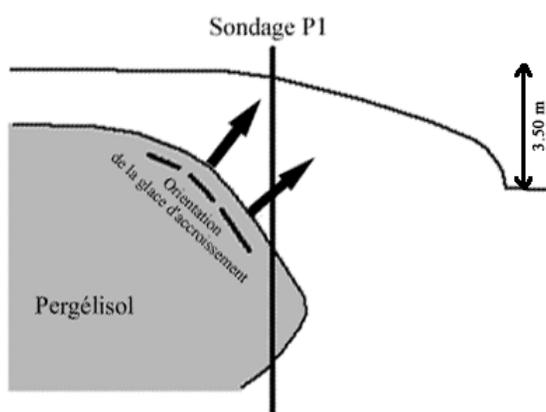


Figure 14. Mécanisme possible à l'origine de l'élargissement des lithalses. Le profil de surface est celui dessiné par Calmels dans sa thèse. Il est identique à celui dessiné par Delisle et Allard (2003). L'échelle des hauteurs sur cette figure n'est pas exagérée. Les températures ont été observées à l'emplacement du sondage P1 avant le gel hivernal (figure 13). Elles permettent de reconnaître la limite du pergélisol. La glace d'accroissement qui apparaît en bordure du pergélisol est disposée parallèlement à la limite de celui-ci. Cette glace détermine une poussée dans les sédiments orientée selon la direction de la flèche.

La situation du 1 septembre 2002 qui est représentée sur la figure 12 (figure 8 de Calmels *et al.*, 2008b) permet de souligner qu'une bonne partie de la lithalse BGR se trouve à ce moment à une température très proche de 0°C. Cette disposition thermique résulte de l'arrivée d'eaux en profondeur, eaux venues souterrainement du nord comme le montre clairement le profil N-S de la figure 12 (Figure 4.8 de la thèse de Calmels, p. 71 ; figure 9 de Calmels *et al.*, 2008b). Que de l'eau puisse pénétrer ainsi dans la lithalse explique d'ailleurs la présence de tritium en son sein. Cette eau ne vient pas de la base de la lithalse mais d'un niveau situé à mi-hauteur du pergélisol. Le réchauffement apporté par cette eau (qui peut se déplacer à une température inférieure à 0°C comme eau capillaire comprise dans les parties limoneuses de la lithalse) a élevé jusqu'à près 0°C le cœur du pergélisol principalement en se transformant en glace de ségrégation. De l'eau peut donc pénétrer latéralement au cœur de la lithalses et de ce fait, en cas de refroidissement, engendrer sa croissance. Mais une croissance latérale de la lithalse résulte sans doute d'un autre processus.

Le profil des températures donné par le sondage P1 (figure 13) indique que celui-ci est implanté en bordure intérieure du rempart qui apparaîtra lors de la fusion. Précisons que le tracé des isothermes à la partie au NO du sondage P1 est une pure hypothèse car aucune observation ne permet de dessiner ceux-ci au-delà du sondage. D'après les observations du sondage P1, les bordures actuelles des lithalses pourraient se présenter comme le montre la figure 14 (Pissart, 2007).

Si de la glace de ségrégation apparaît sur cette partie inclinée de la table du pergélisol, elle va provoquer une poussée qui sera perpendiculaire au front du pergélisol (figure 14). Ce processus bien décrit par Washburn (1979, p. 79) sous le nom de « frost thrusting » a été très rarement invoqué dans le domaine de la géomorphologie périglaciaire. Le terme a été proposé par Eakin en 1916 (p. 76) qui n'a toutefois impliqué son action que dans l'évolution de sols polygonaux triés (Eakin, p. 80).

En d'autres mots, l'alimentation en eau par la base de la lithalse est arrêtée dès que la couche grossière sous-jacente est gelée. Par contre une alimentation latérale de la lithalse reste possible. Elle sera d'autant plus aisée qu'il existe une nappe aquifère sous la lithalse puisque cette alimentation sera privilégiée en bordure de celle-ci. Il est impossible de décider si les nappes aquifères existant sous les lithalses dans les sables provenant de la désagrégation des quartzites (en Belgique) et dans les formations grossières du Nunavik (sous la lithalse BGR) jouent un rôle seulement au départ dans l'apparition de la lithalse par une meilleure alimentation en eau ou si elle intervient par la suite dans la croissance latérale de celle-ci.

Le professeur de mécanique des sols de l'Université de Liège, Albert Bolle, a calculé la poussée nécessaire pour déplacer les terres sur une épaisseur de 2 m selon la méthode de Rankine en admettant les coefficients

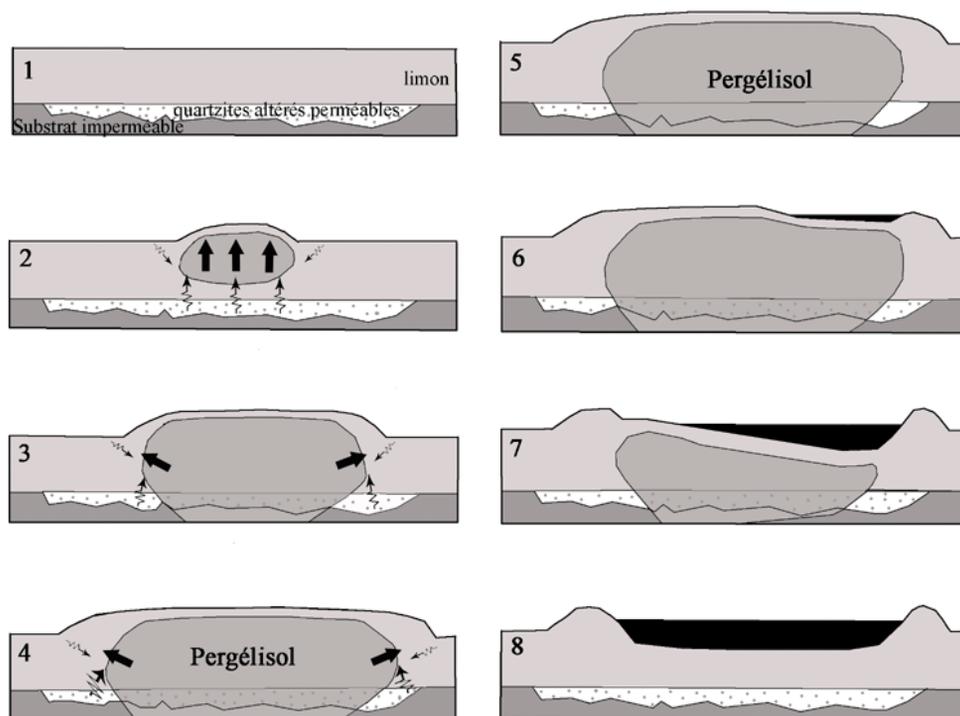


Figure 15. Dessins de 1 à 4 (à gauche) : apparition et croissance latérale probable des lithalses selon les propositions du présent article. La croissance verticale par formation de glace de ségrégation est bloquée lorsque le front de gel arrive dans les couches grossières provenant de la désagrégation des quartzites étant donné la granulométrie plus grossière ne permettant plus la formation de cette glace. Dessins 5 à 8 (à droite) : mode de fusion des lithalses selon les observations actuelles au Québec nordique.

suyvants : un angle de frottement interne de 30° , une cohésion de 50 kPa et une densité des terres de 2 000 Kg par m^3 . La poussée nécessaire pour une limite du pergélisol inclinée de 60° et une profondeur de 1 m sous une surface horizontale est de 170 kPa (1.7 atmosphère) pour déplacer les terres latéralement. À 2 m de profondeur, la poussée doit atteindre 230 KPa (soit 2.3 atmosphères). Cette glace qui exerce latéralement une poussée apparaît probablement au début de l'hiver.

Au moment du regel, quand apparaît la plus grande partie de la glace d'aggradation, la température est proche de 0°C . Mais nous savons bien que toute l'eau ne gèle pas à 0°C et qu'une quantité d'eau non négligeable subsiste à une température inférieure, eau qui va alimenter la glace de ségrégation à des températures plus basses en dégageant des pressions importantes. Même si cette quantité d'eau est minime, si le phénomène se reproduit pendant plus de 1000 ans, le déplacement qui en résulte n'est certainement pas négligeable.

Il reste toutefois à expliquer comment dans les deux coupes que nous avons étudiées dans les Hautes Fagnes et qui se trouvent à l'aval de formes allongées, 77 et 62 % de la masse des remparts sont constitués de dépôts de pente. Il est possible que dans ces deux coupes, les processus de versants aient remanié des matériaux déjà repoussés par la croissance de la glace.

D. Conclusions

Des arguments nombreux provenant des traces de lithalses de Belgique ainsi que d'autres issus des recherches réalisées par l'équipe de Michel Allard en Hudsonie et rapportées en détail par F. Calmels, permettent de supposer que les lithalses s'étendent par croissance latérale et donc que les schémas de croissance des lithalses proposés jusqu'ici (Pissart, 2002 ; Calmels, 2005) doivent être modifiés. La figure 15 (1 à 4) illustre notre hypothèse de croissance latérale. Bien entendu nous ignorons l'importance de ce processus. Il est probablement variable selon les circonstances locales. Ce problème sera résolu lorsque des sections creusées dans des lithalses actuelles montreront comment se disposent les lentilles de glace qui y sont formées. La deuxième partie de la figure 15 (5 à 8) montre aussi comment au Nunavik les lithalses disparaissent en laissant des dépressions entourées d'un rempart. De nombreuses observations actuelles portant sur des lithalses en fusion ne laissent aucun doute quant à l'évolution en surface de la fusion telle qu'elle est décrite sur cette figure.

Il reste encore bien des points à éclaircir concernant le mode de formation des lithalses. Dans la partie finale de ce travail, nous aborderons un autre problème à élucider à savoir la question des lithalses allongées selon la pente.



Figure 16. Les traces de lithalses sur le versant E. de Hoscheit. Formes allongées et fermées. Photo 6/7008; date : 9-10-1953. Ministère des Travaux Publics. © Service Public de Wallonie, Secrétariat général - Département de la Géomatique, Direction de la Géométrie.



Figure 17. Lithalses allongés en Hudsonie. Image verticale Google Earth. Localisation : 56°36' 28 N., 76° 26' 50"O.



Figure 18. Les mêmes lithalses de Hudsonie que sur la figure 17. Image oblique Google Earth.

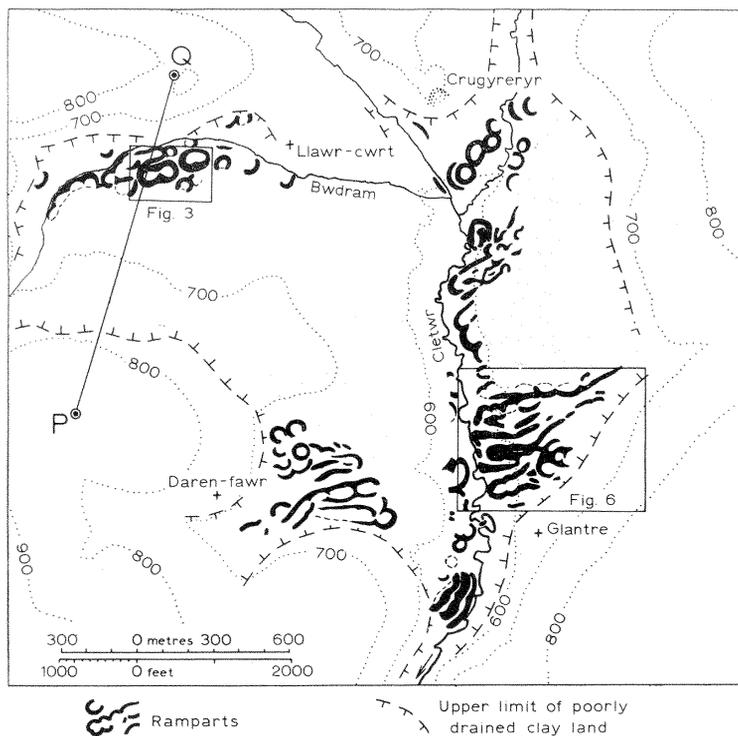


Figure 19. Les traces de pingos décrites par E. et S. Watson (1974, fig. 2) dans le Cletwr basin (Pays de Galles). On reconnaît sur cette figure non seulement des dépressions circulaires, mais aussi des abrupts lobés et des remparts allongés atteignant plus de 500 m de longueur.

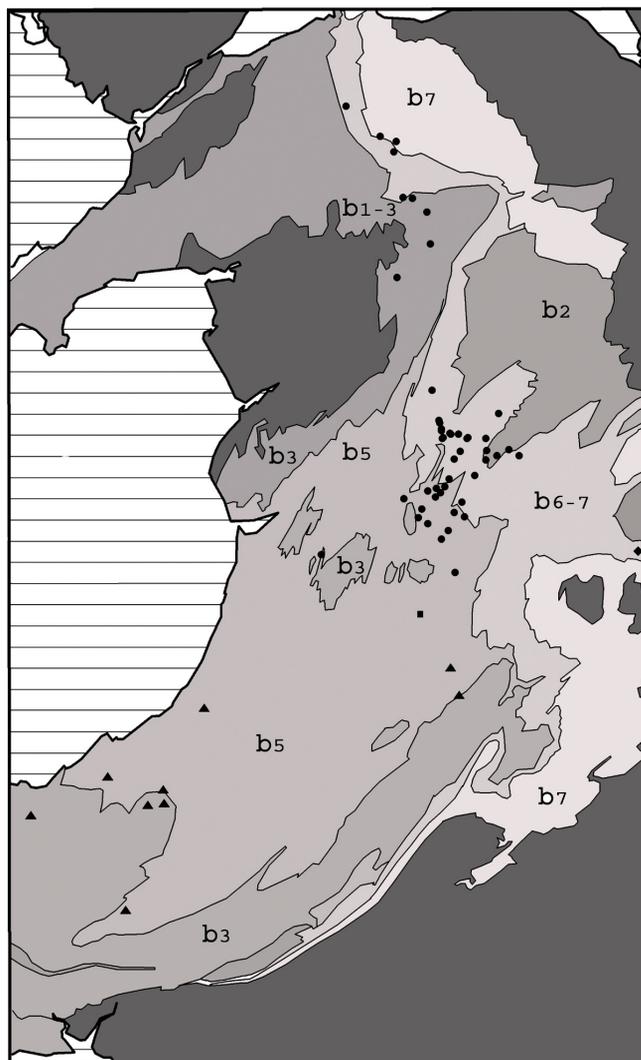


Figure 20. Localisation des groupes de lithalses visibles sur Google Earth et reportés sur une carte géologique. Les 9 triangles noirs indiquent des sites décrits par les Watson (1974) qui en mentionnent aussi d'autres non reportés car non visibles sur Google Earth. Au milieu de la carte le site de Llangurig (Pissart, 1963 a, b) est montré par un carré et le site décrit par Gurney and Worsley (1996) est représenté par un losange à la bordure est de la carte. Les points ronds localisent les formes dont il est question dans le présent article. Les coordonnées des endroits figurés sont données dans une annexe afin de permettre au lecteur de trouver facilement les sites en question. Les tracés géologiques ont été repris sur la carte géologique de Grande Bretagne au 1/625.000 sheet 2, second edition 1957. Les roches ignées ne sont pas reportées. Comme toutes les formes sont sur de l'Ordovicien et du Silurien, les roches plus anciennes et plus jeunes sont représentées par la même teinte la plus sombre. Les assises géologiques représentées sont b1: Arenig; b2: Llandello; b3: Ashgill & Caradoc; b5: Taranon & Llandoverly; b6: Wenlock; b7: Ludlow. La carte indique que presque toutes les lithalses et les terrasses de cryoturbation connues aujourd'hui sont sur b3, b5 and b6.

IV. LES LITHALSES ALLONGÉES SELON LA PENTE

A. Pissart et Y. Cornet

A. Introduction

Les traces de lithalses allongées selon la pente ont été observées jusqu'ici en Belgique près de Vert Buisson, près des sources de la Sawe (au sud des fermes en Fagne), dans la Brackvenn, la Konnerzvenn, dans la Fagne de Steinley et de part et d'autre de la frontière à l'ouest de Simmerath (Sites 2, 8, 12, 14 et 15 de la figure 2).

La photo aérienne des Travaux Publics de 1953 (figure 16) montre comment se présentent ces formes sur le versant à l'Est du sommet de Hoscheit. La morphologie est complexe, mais des formes isolées montrent à la fois des dépressions plus ou moins circulaires entourées d'un rempart et des formes allongées selon la pente et ouvertes à l'amont. Toutes les transitions entre ces deux types de forme existent non seulement ici, mais aussi en d'autres endroits des Hautes Fagnes de telle sorte qu'il ne fait aucun doute que toute la morphologie a été façonnée par un même phénomène, à savoir l'apparition de lithalses.

Ces longs murs ont été expliqués pour la première fois par Mückenhausen (1960) par une alimentation préférentielle de la butte périglaciaire (on parlait de pingos à l'époque) par des eaux arrivant de l'amont. Dans cette hypothèse, ces lithalses allongées (la plus longue s'étend sur 800 m en fagne de Steinley) ont grandi progressivement en s'étendant vers l'amont d'où arrivaient les eaux. Le processus invoqué était déjà une croissance latérale de lithalse ainsi que nous l'avons proposé dans la deuxième partie du présent article mais ici, toutefois, cette croissance se serait faite dans une direction privilégiée. Cette direction est clairement déterminée par la pente et peut-être, par l'intermédiaire d'une circulation d'eau à faible profondeur. En Belgique, ces formes allongées existent sur des pentes variant entre 2.4 et 4 %.

Ces formes n'ont pas attiré une grande attention par la suite. On s'est efforcé avant tout d'expliquer les formes rondes ou ovales qui sont les plus fréquentes sans guère se préoccuper par exemple de trouver des lithalses allongées ailleurs. Aussi à notre connaissance, des lithalses allongées n'ont pas été décrites en Hudsonie. F. Calmels nous a cependant indiqué par un mail du 22 septembre 2008 leur existence en nous invitant à aller voir « du côté des cuestas du lac Guillaume de Lisle où elles sont le parfait indicateur de la pente générale du terrain ». Nous y avons effectivement observé des formes allongées remarquables dont la fusion partielle indique clairement l'existence de remparts potentiels. Des exemples sont donnés sur les figures 17 et 18. Ces lithalses allongés sont étirés selon des pentes qui varient entre 5 à 16 % d'après les altitudes (approximatives) données par Google Earth. Elles n'existent qu'à la partie inférieure des versants sur des dépôts meubles déposés sous la mer de Tyrrell.

B. Les traces de lithalses décrites au Pays de Galles

En 1963, pour la première fois en Grande Bretagne, nous avons décrit comme des traces de pingos des dépressions entourées d'un rempart près de Llangurig au Pays de Galles (Pissart, 1963c). La découverte avait été le fruit du hasard : en passant, nous avons reconnu des dépressions circulaires semblables aux formes que nous avons étudiées quelques années auparavant sur le plateau des Hautes Fagnes en Belgique (Pissart, 1956). Par la suite, E. et S. Watson ont décrit d'autres dépressions comparables, qu'ils ont interprétées aussi comme des traces de pingos (E. et S. Watson, 1971, 1972, 1974). Leur publication de 1974 montrait à côté de formes circulaires des remparts allongés semblables aux formes qui existent dans les Hautes Fagnes (figure 19).

Par la suite, comme des articles de synthèse l'ont expliqué (Pissart, 2000d, 2003), l'hypothèse pingo a été abandonnée et les viviers des Hautes Fagnes ont été considérés comme des traces de lithalses. La même explication a été admise pour les traces de pingos du Pays de Galles (Gurney, 1995; Worsley *et al.*, 1995). Signalons en passant que Gurney et Worsley (1996) ont décrit un site rassemblant des traces de lithalses (N52°32'11", W3°01'06") à une altitude de seulement 146 m, soit à une altitude inférieure à celles des formes que nous reportons dans le présent article, montrant clairement que notre examen des images Google Earth n'a pas permis de reconnaître toutes les traces de lithalses. La figure 20 donne la localisation des sites observés.

Reportés sur la carte géologique au 1/625.000 de 1957 (figure 20), ces sites où se trouvent des lithalses étirés selon la pente sont localisés sur des formations ordoviciennes (Ashgill et Caradoc) et siluriennes (Tarannon et Llandovery, Wenlock, Ludlow) essentiellement schisteuses. La nature des roches explique les pentes faibles sur lesquelles sont localisées les formes que nous étudions, mais ce que nous avons montré dans la première partie du présent article permet de supposer qu'elle joue vraisemblablement un autre rôle dans la formation de ces formes. Le site décrit par Gurney et Worsley (1996) se trouve aussi sur les roches de Tarannon et Llandovery à la limite est de notre figure 20.

E. et S. Watson ont toujours défendu l'idée que les traces de buttes périglaciaires étaient des traces de pingos et E. Watson est malheureusement décédé sans avoir participé à l'évolution des idées qui a conduit à y voir des traces de lithalses, c'est-à-dire des traces de buttes nées par formation de glace de ségrégation et non de glace d'injection. Indépendamment de cette différence d'interprétation, l'intérêt des observations des Watson reste entier et nous nous y reporterons pour montrer que des formes associées aux replats de cryoturbation décrits ci-dessus sont identiques à celles qu'ils ont observées à 45 km au SSE d'Aberystwyth et notamment dans le Cletwr basin (figure 19).

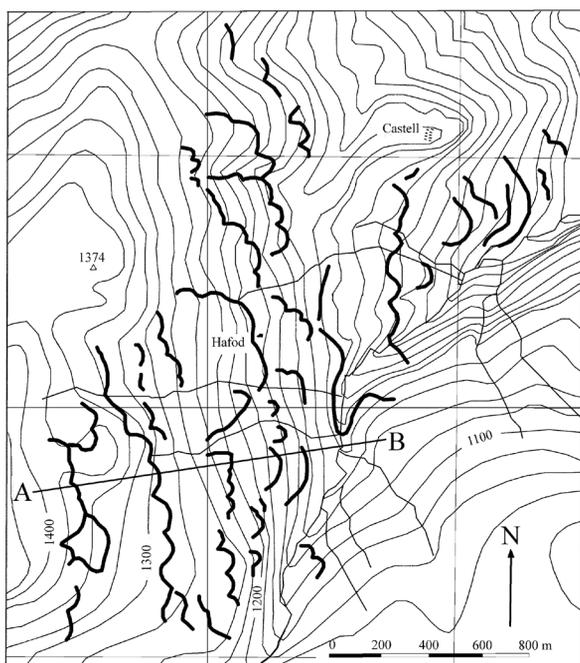


Figure 21. Tracé des abrupts des replats de cryoturbation près de Carno, vallée de l'Afon Cerniog (fig. 2 de Pissart, 1963a).

Une observation de grande importance est le passage de ces traces de lithaleses à des « replats de cryoturbation » que nous avons décrits au Pays de Galles (Pissart, 1963a, b). Cette transition est en effet susceptible de donner des informations sur les mécanismes d'apparition de ces formes allongées. C'est ce que nous allons examiner maintenant.

C. Les replats de cryoturbation du Pays de Galles

Nous avons décrit au centre du Pays de Galles sous le nom de « replats de cryoturbation » des replats spectaculaires pour lesquels nous avons reconnu l'action initiale de la nivation étant donné qu'ils sont presque uniquement localisés sur des versants exposés à l'est (Pissart, 1963 a, b). Ces formes avaient été observées principalement dans une zone s'étendant sur plus de 30 km en latitude (entre 52° 27' N et 52°45' N) et 20 km en longitude (entre 3°20' W et 3°36' W).



Figure 22. Les replats de la figure 21 sont bien apparents sur cette image que l'on peut examiner en couleurs sur Google Earth. Les courbes de niveau ont été tracées par le modèle digital de terrain Bluesky (Licence 76461 Bluesky International Limited for image and Digital Terrain Model).

Les replats du Pays de Galles sont très bien visibles sur les images Google Earth et Virtual Earth comme le montrent entre autres, les images que nous reproduisons ci-dessous (figures 22, 25, 26, 27, 28, 29). Nous invitons par ailleurs le lecteur à examiner sur Internet les sites mentionnés en annexe où la morphologie que nous décrivons est bien apparente.

La figure 21 est celle de la publication de 1963a; la figure 22 est une image aérienne de la même zone qui montre très bien les différents abrupts limitant les replats. Ceux-ci découpent en gradins (figure 23) un versant long de plus d'un km exposé à l'est (localisation : à 11 km au nord de Llanidloes et 10 km à l'ouest de Carno (coordonnées : 52°37'26" N ; 3° 34' 00" W)). La pente moyenne de ce versant est de 5° soit 9 %.

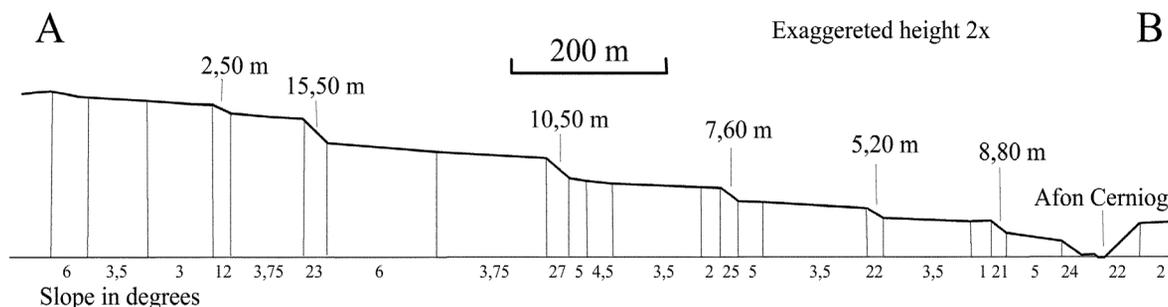


Figure 23. Coupe A-B indiquée sur la figure 1 et donnant les pentes et les hauteurs des abrupts mesurés sur le terrain (fig. 3 de Pissart, 1963a).

Dans cette partie du Pays de Galles, nombreuses sont les terrasses qui découpent de la même manière des versants dont la pente générale varie entre 2.5 et 8°. Les terrasses apparaissent en plan comme une juxtaposition de fronts convexes ressemblant à des guirlandes de terre (earth garlands) mais avec des abrupts beaucoup plus élevés. Des formes isolées identiques sont rares. En plan, les convexités individuelles ont en général entre 50 et 200 m de corde et la largeur des replats des terrasses varie de moins de 100 à 500 m avec une moyenne de 200 m. La pente des replats varie de 1,5° à 7° tandis que les abrupts sont inclinés entre 12 et 27° (80% entre 20 et 25°). Ces abrupts sont les plus élevés à l'apex des convexités dont la hauteur est le plus souvent comprise entre 2 à 11 m, quoique sur le profil 2 une forme atteint 15 m de hauteur. Ces abrupts sont nets, sans bavures ou irrégularités provenant par exemple de glissements de terrain. Dans un grand nombre de cas, la pente immédiatement en contre-haut des abrupts est très faible, parfois nulle sur une distance d'une vingtaine de mètres. Parfois c'est une véritable dépression qui y est localisée. Elle y détermine la localisation d'une zone humide qui dans certains cas peut être vraiment marécageuse. Ces zones humides apparaissent bien sur les images Google Earth.

Les abrupts de ces terrasses ne sont pas toujours perpendiculaires à la ligne de plus grande pente. Parfois ils sont obliques par rapport à celle-ci et même quelquefois, ils peuvent être allongés selon l'inclinaison du terrain (alors ils ne sont plus lobés). Presque toujours, les abrupts sont approximativement parallèles les uns aux autres et sont exposés au nord-est, moins souvent au sud-est et rarement au nord ou au sud. Il n'en existe pas sur les versants exposés à l'ouest. Enfin, quand les terrasses sont obliques par rapport à la pente, celle-ci n'est pas exposée à l'est.

En 1963, nous avons constaté que ces terrasses étaient formées dans des dépôts meubles très mal triés qui ne présentaient pas un plus grand nombre de blocs sur les abrupts. Des courbes granulométriques réalisées par tamisage ont alors été publiées ainsi que des diagrammes montrant l'orientation des cailloux. Sur les abrupts, les cailloux sont perpendiculaires à la pente, résultat d'une poussée faisant avancer les lobes tandis que sur les replats, ils sont disposés avec leurs grands axes parallèles à la pente comme dans les dépôts de solifluxion. Les cailloux sont partout relevant.

Notre publication de 1963 a montré que ces formes sont particulièrement nettes dans des terrains qui n'ont jamais été cultivés et qu'elles ne peuvent avoir une origine anthropique. Le même article a démontré aussi qu'il ne s'agit pas de formes structurales en relation avec le Silurien intensément plissé qui constitue le substratum de la région.

Ces replats sont considérés comme d'origine péri-glaciaire en raison de leur ressemblance avec des

formes des régions arctiques. En quelques endroits au centre du Pays de Galles, les terrasses se poursuivent de part et d'autre de petits ruisseaux ce qui indique que l'érosion fluviale était faible lors de leur apparition. C'est un fait connu dans l'Arctique et Capps (1919) décrit des faits très semblables en Alaska. Les terrasses elles-mêmes sont très semblables en taille et en disposition aux terrasses décrites par Obruchev (Tricart et Cailleux, 1961), mis à part que ces terrasses présentent en bordure de nombreux blocs qui n'existent pas au Pays de Galles. Sous cet aspect, elles ressemblent aux terrasses de l'Alaska décrites par Taber (1943) et Capps (1949).

Taber (1943) a décrit sous le nom de « turf banked detritus benches » des replats lobés qui ont été appelés « earth runs, soil flows, solifluction flows, solifluction benches, solifluction sags, solifluction terraces, turf banked terraces, festoons, garlands and stepped crescents » (p. 1461). Il écrit textuellement : sous des conditions favorables, apparaissent des replats ou des pentes en escalier qui peuvent s'étendre sur de longues distances avec des fronts presque rectilignes quoique beaucoup d'entre eux montrent des protubérances lobées ressemblant à de courts écoulements de lave (p. 1460-1461). L'auteur reconnaît de telles formes en de nombreux endroits mais les a étudiées plus soigneusement à différents endroits et entre autres à 108 miles au nord-est de Fairbanks et 12 miles au nord de Nome. Les formes les plus grandes ont été observées en ce dernier endroit. Certains replats s'étendent sur plusieurs centaines de pieds entre deux fronts et ont des abrupts frontaux de plus de 20 pieds d'élévation. Les abrupts, à la fois sur le front et sur les côtés des lobes, sont extrêmement

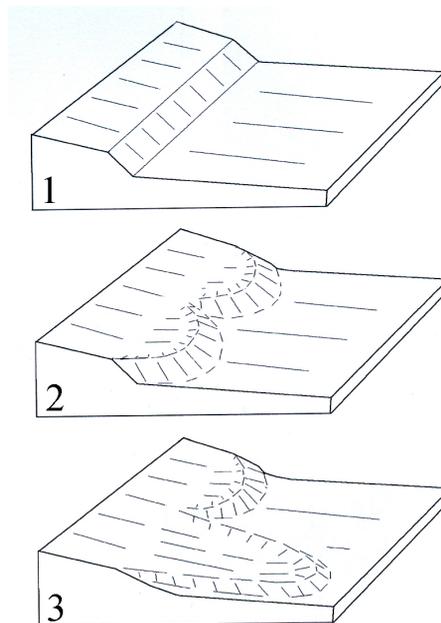


Figure 24. Passage au Pays de Galles d'abrupts linéaires à des abrupts lobés puis à des traces de lithales allongées selon la pente.

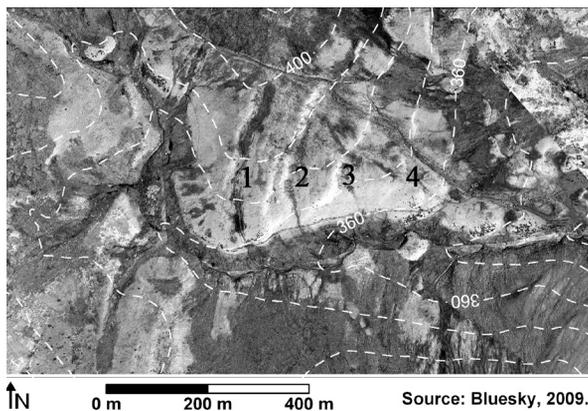


Figure 25. Image Google Earth. Les abrupts +/- rectilignes et exposés à l'est apparaissent en teinte plus claire. Numérotés de 1 à 4, ils sont localement obliques par rapport à la pente et même parfois, ils suivent la ligne de plus grande pente. Localisation du centre de l'image : 52°43'10" N, 3°32'46" W. (Licence 76461 Bluesky International Limited for image and Digital Terrain Model).

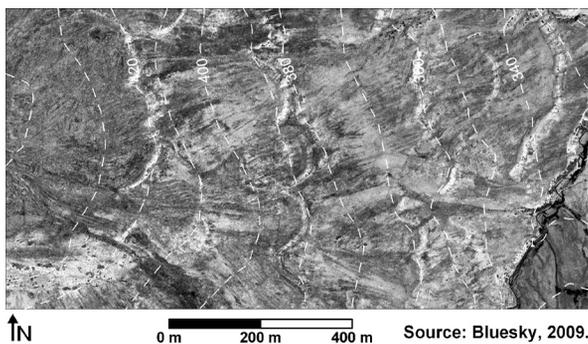


Figure 26. Image Google Earth. Abrupts lobés exposés à l'est. Les courbes de niveau sont dessinées à partir du modèle de terrain numérique de Bluesky. Localisation : 52°32'21" N, 3°34'00" W. (Licence 76461 Bluesky International Limited for image and Digital Terrain Model).

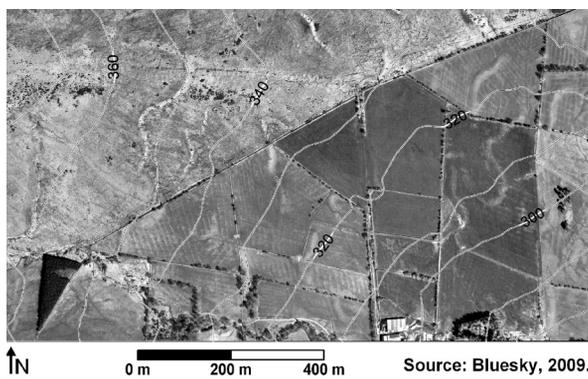


Figure 27. Image Google Earth. Les abrupts exposés à l'est sont plus clairs. A l'ouest, ils sont lobés. A l'est, une forme est allongée selon la pente. Les courbes de niveau sont obtenues à partir du modèle digital de terrain de Bluesky. Localisation du centre de l'image : 52°32'3" N, 3°31'9" W. (Licence 76461 Bluesky International Limited for image and Digital Terrain Model).

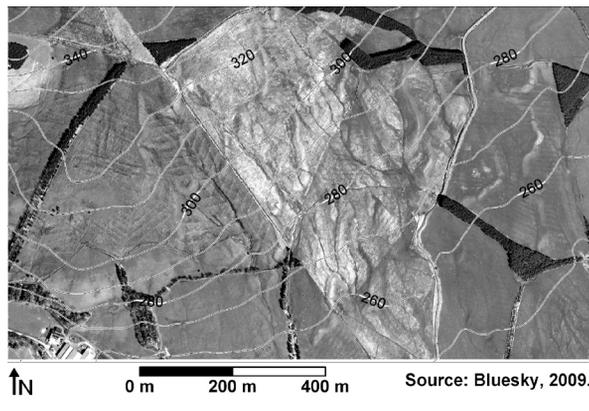


Figure 28. Image Google Earth. Formes étirées selon la pente semblables aux traces de lithalses des Hautes Fagnes (Belgique). Les courbes de niveau ont été obtenues à partir du modèle numérique de terrain Bluesky. Localisation du centre de l'image 52°39'24" N, 3°31'40" W. (Licence 76461 Bluesky International Limited for image and Digital Terrain Model).

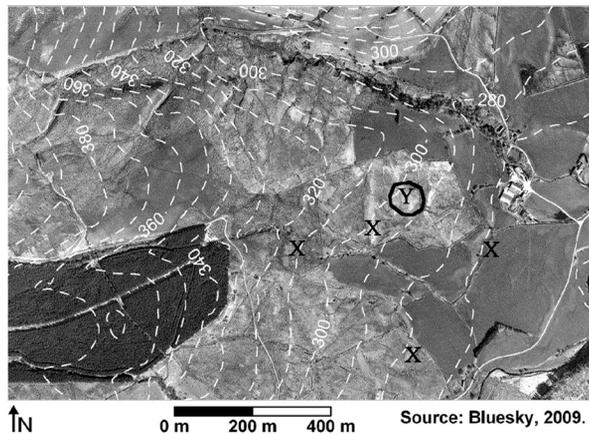


Figure 29. Image Google Earth. Abrupts de teinte claire exposés à l'est indiqués par des lettres x. Une ligne noire dessine la limite intérieure d'une dépression circulaire (Y), trace de lithalse caractéristique entourée d'un rempart. Localisation : 52°38'12" N, 3° 33'06" W. (Licence 76461 Bluesky International Limited for image and Digital Terrain Model).

raides, et même parfois sont légèrement en surplomb. Les matériaux consistent en des silts fins avec de nombreux fragments anguleux provenant des roches schisteuses locales (p. 1461). Plus loin, Taber écrit : Les abrupts examinés ne progressent pas comme une masse visqueuse et ne glissent pas sur leurs bases... Les matériaux restent gelés pendant tout l'été mis à part une fine couche au sommet... Ces replats sont si caractéristiques du sol toujours gelé où les matériaux, la couverture du sol et les conditions de pente sont convenables que ils ne peuvent pas être interprétés comme des écoulements de boue (mud flows)... En outre leur forme est différente de celle des écoulements boueux typiques (p. 1462). Taber éprouve des difficultés pour expliquer ces replats

mais il écrit : Les changements de température et les changements diurnes de température pendant les saisons critiques ont peu d'effet sur les matériaux isolés par une épaisse couverture de gazon (turf), mais le gel saisonnier provoque un léger soulèvement de la surface et *un mouvement vers l'extérieur des abrupts des replats à cause de la croissance de cristaux de glace perpendiculaires aux surfaces de refroidissement* (p. 1462). Cette explication de Taber est proche de l'interprétation que nous avons donnée précédemment (figure 14) pour la croissance latérale des lithalses.

D. Les traces de lithalses allongées et les replats de cryoturbation du Pays de Galles : des formes associées

Nous n'avons pas réalisé en 1963 que les traces de lithalses et les replats de cryoturbation étaient des formes associées avec toutes les transitions entre replats lobés et lithalses allongées selon la pente. En considérant alors les restes de lithalses comme des traces de pingos, il n'y avait guère de possibilité de relier les deux morphologies par un processus commun. Nos notes de terrain mentionnent cependant plusieurs fois la ressemblance étonnante entre ce que nous observions au Pays de Galles et les viviers des Hautes Fagnes.

Les figures 24 et 25 à 29 montrent cette transition. Les images 25 à 29 sont celles que l'on trouve sur Google Earth. Les courbes de niveau sont dessinées à partir du modèle de terrain digital de Bluesky international (Licence 76471) qui ne fait malheureusement pas apparaître tous les détails du relief. La figure 25 montre des abrupts linéaires exposés à l'est qui sont localement obliques et même parallèles à la pente. La figure 26 concerne des abrupts lobés caractéristiques. Sur la figure 27, des abrupts plus ou moins lobés passent à des formes allongées selon la pente qui sont en fait des dépressions entourées de remparts. Sur la figure 28, les remparts lobés peuvent atteindre jusqu'à 200 m de longueur. Enfin la figure 29 montre en association avec ces formes, des dépressions circulaires. Ce passage de replats lobés à des traces de lithalses semblables à celles des Hautes Fagnes est bien apparent en stéréoscopie sur les photos aériennes mais s'observent aussi facilement sans stéréoscopie sur Google Earth.

L'observation fondamentale qui relie les replats de nivation simples aux replats lobés puis ensuite aux lithalses est la présence en contre-haut des abrupts de dépressions thermokarstiques témoignant de la fonte de glace qui a existé dans le pergélisol. Nous avons noté en 1963, que « dans un grand nombre de cas (ordre de 40%), le profil montre immédiatement en contre-haut des abrupts une pente très faible, parfois horizontale sur une distance d'une vingtaine de mètres. Elle y détermine la localisation d'une zone humide qui dans certains cas peut être véritablement marécageuse. » (Pissart, 1963a,

p. 124). Ces dépressions peu importantes sur les replats lobés sont d'autant plus développées que les formes sont étirées, au point que les formes très allongées se présentent comme des dépressions entourées de remparts.

Ces replats lobés sont nombreux dans cette région. Nous en avons signalés plusieurs sites en 1963 mais ils sont présents sur un territoire beaucoup plus vaste que nous ne le pensions alors comme le montre notre figure 20. Nous donnons en annexe, les coordonnées correspondant aux images Google Earth où nous avons reconnu des formes de ce type.

E. La formation des lithalses allongées : discussion

Le passage de lithalses allongées aux replats de cryoturbations est susceptible d'apporter des éléments d'explication concernant le mode de formation des lithalses. En effet, tous les termes de transition existent entre ce que nous avons dénommé en 1963 « replats de cryoturbation » et des traces de lithalses étirées selon la pente. Comme nous l'avons déjà écrit, l'existence de tous les intermédiaires ne permet pas de douter qu'un même processus soit intervenu dans la formation de ces deux types de formes.

Au départ les formes lobées et étirées selon la pente du Pays de Galles, proviendraient d'abrupts de nivation étirés perpendiculairement à la direction du vent tels ils se présentent par exemple sur l'Ile de Banks au Canada. C'est la direction du vent apportant ou remaniant la neige qui détermine la direction des abrupts. Ceux-ci ne sont pas nécessairement perpendiculaires à la pente mais peuvent être quelquefois parallèles à celle-ci comme le montrent localement les figures 21 et 22.

Les formes lobées témoignent pour leur part du déplacement des abrupts sur des pentes qui peuvent être aussi faibles que 2.4%. Sur des versants aussi peu inclinés, il n'est pas possible que la gravité seule engendre des mouvements de terrain créant des abrupts lobés de plus de 10 m d'élévation. Il est évident en conséquence qu'une poussée autre que la gravité a été nécessaire pour former ces lobes. Il s'agit d'une poussée à composante horizontale qui s'ajoutant à la gravité déplace les matériaux dans la direction de moindre résistance, c'est-à-dire vers l'aval.

La présence de légères dépressions au sommet des abrupts lobés, dépressions qui s'approfondissent et s'agrandissent pour donner des couloirs entre deux remparts (qui sont incontestablement des traces de lithalses) démontre qu'il y avait bien une accumulation de glace dans le sol qui a donné naissance plus tard à des dépressions thermokarstiques .

Ces observations établissent l'existence de poussées latérales comparables à celles que nous avons évoquées dans la seconde partie de la présente étude. Il

faut admettre pour expliquer une poussée latérale un accroissement de la masse de glace du pergélisol.

Deux explications différentes et peut-être conjuguées sont proposées pour expliquer la croissance latérale des lithalses. Dans les lithalses semblables à celle étudiée par Calmels les couches de glace obliques qu'il a décrites montrent que la croissance de celle-ci sur le front du pergélisol (fig. 14) est la plus vraisemblable. Pour les lithalses allongées selon la pente, il est sans doute plus facile de croire en une alimentation en glace du noyau du pergélisol et pas seulement à sa bordure. La pénétration d'eau atmosphérique récente au cœur des lithalses a été montrée par la présence de tritium au sein de la lithalse BGR étudiée en Hudsonie (Calmels *et al.* 2008b). Les mesures de température réalisées dans cette même lithalse ont aussi indiqué que la température au sein de grandes parties de la lithalse étudiée était entre 0 et -1°C toute l'année (Calmels *et al.*, 2008a) permettant ainsi une percolation d'eau par les films capillaires des limons compris dans le pergélisol.

Ce type de phénomène ne peut se produire que dans une zone géographique très limitée du pergélisol discontinu en accord avec ce qui est établi pour les lithalses (Pissart, 2000d, 2003).

F. Conclusions

Si les propositions ci-dessus sont appliquées aux traces allongées de lithalses des Hautes Fagnes, ces lithalses étirées ne se forment pas comme l'a proposé Mückenhausen (1961) par une croissance vers l'amont des lithalses mais bien par une croissance vers l'aval.

Le terme de *replats de cryoturbation* a été employé en 1963 pour indiquer qu'un autre processus périglaciaire que la nivation ou la solifluxion intervenait dans la formation des replats lobés. Maintenant que le processus est identifié, un nom plus approprié devrait être donné à ces formes et par exemple en français « *replats lobés par poussée par le gel* » et en anglais « *lobate frost thrusting benches* ».

Des travaux de datation des dépôts accumulés dans les dépressions que nous décrivons ici au Pays de Galles, sont indispensables pour vérifier que cette morphologie est apparue pendant le Dernier Dryas, comme le laisse supposer la fraîcheur des formes.

G. Remerciements

Michel Allard de l'université Laval a bien voulu, à la demande de l'éditeur, lire tout le manuscrit et formuler de précieuses remarques. Geoffrey Houbrechts de l'Université de Liège a aussi relu notre texte en suggérant plusieurs modifications. Nous les remercions très vivement pour leurs commentaires qui ont permis d'améliorer le texte initial.

Annexes

Restes de lithalses fermées et parfois lobées ouvertes vers l'amont

N 51°57'12" W 4°16'13"	N 52°38'01" W 3°33'06"
N 52°05'33" W 4°31'08"	N 52°38'28" W 3°32'29"
N 52°06'38" W 4°13'29"	N 52°38'55" W 3°32'53"
N 52°08'03" W 4°12'10"	N 52°39'04" W 3°36'10"
N 52°14'56" W 4°07'13"	N 52°40'00" W 3°25'48"
N 52°09'21" W 4°20'18"	N 52°41'18" W 3°32'15"
N 52°29'26" W 3°49'34"	N 52°54'17" W 3°39'25"
N 52°33'55" W 3°34'33"	N 52°57'28" W 3°34'19"
N 52°34'12" W 3°32'46"	N 53°01'45" W 3°36'43"
N 52°35'40" W 3°31'25"	N 53°01'52" W 3°38'41"
N 52°37'51" W 3°30'34"	N 53°06'48" W 3°39'41"

Terrasses de cryoturbations et restes de lithalses allongées suivant la pente

N 52°16'15" W 3°29'41"	N 52°37'37" W 3°30'04"
N 52°20'12" W 3°29'59"	N 52°38'13" W 3°29'40"
N 52°28'25" W 3°30'17"	N 52°38'20" W 3°26'05"
N 52°30'52" W 3°32'20"	N 52°38'37" W 3°29'17"
N 52°31'52" W 3°30'42"	N 52°38'42" W 3°24'23"
N 52°32'32" W 3°33'60"	N 52°38'43" W 3°28'43"
N 52°32'40" W 3°35'19"	N 52°39'01" W 3°36'04"
N 52°32'58" W 3°28'46"	N 52°39'06" W 3°21'37"
N 52°33'20" W 3°30'27"	N 52°39'25" W 3°32'06"
N 52°33'53" W 3°30'07"	N 52°40'00" W 3°28'55"
N 52°35'11" W 3°34'01"	N 52°40'02" W 3°32'31"
N 52°34'26" W 3°37'01"	N 52°40'29" W 3°30'58"
N 52°34'51" W 3°32'18"	N 52°42'16" W 3°24'22"
N 52°35'05" W 3°32'46"	N 52°43'15" W 3°32'28"
N 52°36'13" W 3°31'14"	N 53°00'37" W 3°33'58"
N 52°37'05" W 3°30'38"	N 53°05'49" W 3°40'05"
N 52°37'35" W 3°33'54"	N 53°07'47" W 3°42'58"

BIBLIOGRAPHIE

- ALLARD M., CARON S. & BEGIN 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, pp. 207-227.
- ALEXANDRE J. & THOREZ J. 1995. Au Secondaire et au Tertiaire, l'Ardenne tropicale. L'altération des roches et les climats anciens. *L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart*. A. Demoulin, Éditeur scientifique. Imprimerie Chauveheid Liège-Stavelot, pp. 53-67.
- BASTIN B., JUVIGNÉ E., PISSART A. & THOREZ J. 1974. Étude d'une coupe dégagée à travers un rempart d'une cicatrice de pingo de la Brackvenn. *Annales de la Société géologique de Belgique* 97, pp. 341-348.
- BLESS M.J.M., DEMOULIN A., FELDER P.J., JAGT J.W.M. & REYNDERS J.P.H. 1990. The Hautes Fagnes area (NE Belgium) as a monadnock during the late Cretaceous. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 113 (2), pp. 75-101.
- BUTEAU S., FORTIER R., DELISLE G. & ALLARD M. 2004. Numerical simulation of the impacts of climate warming on a permafrost mound. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, pp. 41-57.
- BOUILLENNE R. & M. 1937. Les viviers du Plateau de la Baraque Michel. *Bulletin de la Société royale des Sciences de Liège*, 12, pp. 404-427.
- CALMELS F. 2005. *Genèse et structure du pergélisol. Étude des formes périglaciaires de soulèvement au gel au Nunavik (Québec Nordique au Canada)*. Thèse de doctorat présentée à l'Université de Caen (France), 169 p.
- CALMELS F. & ALLARD M. 2004. Ice segregation and gas distribution in permafrost using tomodesimetry analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, pp. 367-378.
- CALMELS F. & ALLARD M. 2008a. A structural interpretation of the palsa/lithalsa growth mechanism through the use of CT Scanning. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, pp. 209-225.
- CALMELS F. & ALLARD M. 2008b. Segregated ice structures in various heaved permafrost landforms through CT Scan. *Earth surface processes and landforms*, 33, pp. 209-225.
- CALMELS F., ALLARD M. & DELISLE G. 2008a. Development and decay of a lithalsa in Northern Québec: A geomorphological history. *Geomorphology*, 97, pp. 287-299.
- CALMELS F., DELISLE G. & ALLARD M. 2008b. Internal structure and the thermal and hydrological regime of a typical lithalsa: significance for permafrost growth and decay. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45, pp. 31-43.
- CAPPS S.R. 1919. The Kantishna region, Alaska. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 687, pp. 1-116.
- COLLARD R. & BRONOWSKI V. 1993. *Le guide du plateau des Hautes Fagnes*. Éditions de l'Octogone, 15, place de l'Octogone, 1170 Bruxelles. 433 p.
- COSAN Y. 1976. Étude des sources du plateau des Tailles. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 99, pp. 359-371.
- DELISLE G. & ALLARD M. 2003. Numerical simulation of the ground temperature field in a palsa reveals strong influence of convective heat transport by groundwater. *Permafrost. Proceedings of the eighth international conference on permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland*, Balkema Publishers, pp. 181-186.
- DELISLE G., ALLARD M., FORTIER R., CALMELS F. & LARRIVÉE E. 2003. Umiaujaq, Northern Québec : innovative techniques to monitor the decay of a lithalsa in response to climate change. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, pp. 375-385.
- DEMOULIN A. 1995. L'Ardenne des plateaux, héritage des temps anciens. Surfaces d'érosion en Ardenne. *L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart*. A. Demoulin, Éditeur scientifique, Imprimeur : Chauveheid Liège-Stavelot, 238 p., pp. 68-93.
- DIONNE J.C. 1978. Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique. *Géographie Physique et Quaternaire*, 32 (3), pp. 187-247.
- DUPUIS CH., CHARLET J.M., DEJONGHE L. & THOREZ J. 1996. Reconnaissance par carottage des paléoaltérations kaolineuses mésozoïques de la Haute-Ardenne (Belgique). Le sondage de Transinne (194E-495). Premiers résultats. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 119 (2), pp. 91-109.
- EAKIN H.M. 1916. The Yukon-Koyukuk region, Alaska. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 631, 88 p.
- GEUKENS F. 1999. Notes accompagnant une révision de la carte structurale du Massif de Stavelot. *Aardk. Mededelingen*, 9, pp. 183-190.
- GURNEY S.D. 1995. A reassessment of the relict pleistocene pingos of west Wales : hydraulic pingos or mineral palsas ? *Quaternary Newsletter*, 77, pp. 205-225.
- GURNEY S.D. & WORSLEY P. 1996. Relict cryogenic mounds at Owlbury, near Bishop's Castle, Shropshire. *Mercian Geologist*, 14 (1), pp. 14-21.
- HARRIS S. 1993. Palsa-like mounds developed in a mineral substrate, Fox lake, Yukon Territory. *Sixth International conference on permafrost. July 5-199. Proceedings*. Beijing, China, 1, pp. 238-243.

- ISARIN R.F.B., 1997 *The climate of North-western Europe during the Younger Dryas. A comparison of multi-proxy climate reconstructions with simulation experiments*. Drukkerij Elinkwijn b.v., Utrecht, 160 p.
- JUVIGNÉ E. 2008. Un champ de traces de lithalses à 450 m d'altitude au lieu dit « Sur la fagne » (Ville au Bois, crête de la Vecquée). *Hautes Fagnes*, 270, pp. 8-9.
- LEGRAND R. 1968. Le massif de Brabant. *Mémoire explicatif des cartes géologiques et Minières de la Belgique*, 9, Service Géologique de Belgique, 13, rue Jenner, Bruxelles, 148 p.
- MACKAY J.R. 1979. Pingos of the Tuktoyaktuk peninsula area, Northwest Territories. *Géographie physique et Quaternaire*, 33(1), pp. 3-61.
- MEILLIEZ F., BOUCKAERT J., DUPUIS C., MULLER A., OVERLAU P., ROBASZYNSKI F., ROUCHY J.-M. & VOISIN L. 1988. L'Ardenne, *Bull. Information Géologues Bassin Parisien*, 25 (3), pp. 12-57.
- MÜCKENHAUSEN E. 1960. Eine besondere Art von Pingos am Hohen Venn/Eifel. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 11, pp. 5-11.
- PISSART A. 1956. L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 79, pp. 119-131.
- PISSART A. 1963a. Des replats de cryoturbation au Pays de Galles (Une variété géante de sols en guirlandes). *Biuletyn Peryglacjalny*, 12, pp. 119-135.
- PISSART A. 1963b. Origine périglaciaire d'une variété géante de sols en guirlandes découverte au Pays de Galles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 256, pp. 222-224.
- PISSART A. 1963c. Les traces de « pingos » du Pays de Galles (Grande Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 7 (2), pp. 147-165.
- PISSART A. 1974. Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires mais s'agissait-il réellement de pingos ? *Annales de la Société géologique de Belgique*, 97, pp. 359-381.
- PISSART A. 1998. Les traces de buttes périglaciaires des Hautes Fagnes et le climat du Dernier Dryas (13000 à 11450 ans calendrier BP). *Bulletin de la Classe des Sciences de l'Académie*. Bruxelles, 7-12, pp. 395-429.
- PISSART A. 1999a. Les traces de buttes cryogènes des Hautes Fagnes. Gotes, viviers, pingos, palses, lithalses. Pourquoi la terminologie a-t-elle changé ? *Hautes Fagnes*, 1999(2), pp. 44-50.
- PISSART A. 1999b. Les viviers des Hautes Fagnes. Le mode de formation des palses et des lithalses. *Hautes Fagnes*, 1999 (3), pp. 75-83.
- PISSART A. 1999c. Les viviers des Hautes Fagnes. Les fouilles réalisées, la formation des remparts, leur âge. *Hautes Fagnes*, 1999 (4), pp. 99-109.
- PISSART A. 2000a. Le climat des régions où apparaissent aujourd'hui des lithalses et le climat des Hautes Fagnes pendant le dernier Dryas. *Hautes Fagnes*. 2000 (1), pp. 16-25.
- PISSART A., 2000b. Les traces de lithalses et de pingos connues dans le monde. *Hautes Fagnes* : 2000 (3), pp. 74-83.
- PISSART A. 2000c. Les viviers des Hautes Fagnes. La cause du refroidissement du Dernier Dryas. *Hautes Fagnes*, 2000 (2), pp. 49-55.
- PISSART A. 2000d. The remnants of lithalsas of the Hautes Fagnes (Belgium) : a summary of present day knowledge. *Permafrost and periglacial Processes*, 11(4), pp. 327-355.
- PISSART A. 2002. Palsas, lithalsas and remnants of these periglacial mounds. A progress report. *Progress in Physical Geography*, 26, pp. 605-621.
- PISSART A. 2003. The remnants of Younger Dryas lithalsas on the Hautes Fagnes Plateau in Belgium and elsewhere in the world. *Geomorphology*, 52 (1-2), pp. 5-38.
- PISSART A. 2007. La formation des lithalses et leur croissance latérale. *Bulletin de la Classe des Sciences de l'Académie Royale de Belgique*, 7-12, pp. 273-294.
- 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, pp. 73-86.
- PISSART A., CALMELS F. & WASTIAUX C. 2009. Formations of lithalsas and their possible lateral growth : a discussion. (Soumis à *Quaternary Research*).
- PISSART A. & GANGLOFF P. 1984. Les palses minérales et organiques de la vallée de l'Aveneau près de Kuujuaq, Québec subarctique. *Géographie Physique et Quaternaire*, 38 (3), pp. 217-228.
- RIBBERT K.-H., 1992. *Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen : C 5502 Aachen* : Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, échelle 1:100 000.
- SEPPÄLÄ M. 1986. The origin of palsas. *Geografiska Annaler*, 63A (3), pp. 141-147.
- TRICART J. & CAILLEUX A. 1961. *Cours de géomorphologie. Le modelé périglaciaire*. Centre de documentation universitaire, Paris, 350 p.
- TABER S. 1943. Perennially frozen ground in Alaska: ist origin and history. *Bulletin of the Geological Society of America*, 54, pp. 1433-1548.
- VANDENVEN G. 1991. Explications de la carte géologique du Synclinorium de l'Eifel (Région de Gouvy-Sankt-Vith-Elsborn). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 113 (fasc. 2), pp. 103-113.

- VERNIERS J., HERBOSCH A., VANGUESTAINE M., GEUKENS F., DELCAMBRE B., PINGOT J.L., BELANGER I., HENNEBERT M., DEBACKER T., SINTUBIN M. & DEVOS W. 2001. Cambrian-Ordovician-Silurian Lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4 (1-2), pp. 5-38.
- WASHBURN, A.L. 1979. *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments.*, London : Edward Arnold, 406 p.
- WASTIAUX C. & SCHUMACKER R. (coll. Halleux L. & Jacqmotte J.-M.) 2003. *Topographie de surface et de subsurface des zones tourbeuses des réserves naturelles domaniales des Hautes-Fagnes. Rapport de synthèse.* Convention C60 entre l'Université de Liège et le Ministère de la Région Wallonne (D.G.R.N.E.), rapport inédit : 52 p. + annexes.
- WATSON E. & S. 1971. Remains of pingos in Wales and The Isle of Man. *Geological Journal*, 7, pp. 381-392.
- WATSON E. & S. 1972. Investigations of some pingo basin near Aberystwyth. 24th International Geological Congress, Montreal Canada, Section 12, *Quaternary Geology*, pp. 212-223.
- WATSON E. & S. 1974. Remains of Pingos in the Cletwr basin, Southwest Wales. *Geografiska Annaler*, 56A (3-4), pp. 213-225.
- WORSLEY P., GURNEY S.D. & COLLINS P.E.F. 1995. Late Holocene « mineral palsas » and associated vegetation pattern: a case study from lake Hendry, Northern Quebec, Canada and significance for European Pleistocene thermokarst. *Quaternary Science Reviews*, 14, pp. 179-192.

Coordonnées de l'auteur :

Albert PISSART
Professeur émérite
Rue Lavaux, 29
B-4130 Esneux
Université de Liège
Unité de Géographie Physique et Quaternaire
Station scientifique des Hautes Fagnes
Publications 39bis, 40bis et 41bis
a.pissart@ulg.ac.be