

# L'ARDENNE

## SOUS LE JOUG DU FROID

### LE MODELE PERIGLACIAIRE DU MASSIF ARDENNAIS

ALBERT PISSART

#### 1. LES CONDITIONS CLIMATIQUES DE L'EUROPE OCCIDENTALE AU QUATERNAIRE

Au cours du Tertiaire, le climat de nos régions était très chaud. Il s'est progressivement refroidi au point de devenir, il y a environ deux millions d'années, plus froid que le climat que nous connaissons aujourd'hui. En 1948, au cours d'un congrès qui s'est tenu à Londres, les géologues ont décidé d'adopter comme limite inférieure du Quaternaire ce changement climatique. Depuis lors, on a considéré comme début de cette époque, le moment où s'est produit le premier refroidissement important, qui a eu pour conséquence d'étendre la toundra sur toute l'Europe occidentale. Au cours des deux millions d'années qui ont suivi, le climat de nos régions a oscillé entre des périodes nettement plus froides et, plus rarement, des périodes plus chaudes que celle que nous connaissons aujourd'hui. Les oscillations climatiques se sont amplifiées au cours des derniers 400.000 ans et le froid devenu assez vif, a persisté assez longtemps, pour que par trois fois au moins, apparaissent sur l'Europe de grandes calottes glaciaires: submergeant presque toutes les Iles Britanniques et toute la Scandinavie, ces glaciers se sont avancés loin dans la plaine germano-polonaise. Les limites de la glaciation la plus ancienne (environ 400.000 ans) ne sont pas bien connues, car il en reste peu de traces. On considère généralement que son extension était assez semblable à celle de la glaciation qui, il y a environ 150.000 ans, s'est étendue jusqu'à Nimègue aux Pays-Bas et Duisbourg en Allemagne. Des glaciers sont donc venus alors à moins de 100 kilomètres de l'Ardenne (fig 8.1). Une période de réchauffement survenue par la suite a persisté plusieurs dizaines de milliers d'années et a vu disparaître complètement les grands glaciers européens. La dernière calotte glaciaire qui a recouvert l'Europe septentrionale a commencé à se former il y a près de 100.000 ans. Au moment de son extension maximale (18 à 20.000 ans avant aujourd'hui), elle a approché Hambourg en Allemagne et Norwich dans l'East Anglia, c'est-à-dire qu'elle est venue jusqu'à environ 400 km de l'Ardenne.

En bordure des calottes glaciaires, le climat est toujours très rigoureux. Un environnement périglaciaire y existe avec des étés courts et froids mais assez chauds cependant pour entraîner la fusion de la neige tombée pendant l'hiver. Les vents descendant des calottes glaciaires y sont très froids et souvent violents. C'est le domaine du désert polaire ou de la toundra. La preuve que ces conditions rigoureuses ont existé en bordure des calottes glaciaires quaternaires est apportée par les restes de faune et de flore présents dans les dépôts qui subsistent de ces époques. Les restes de mammoths qui ont vécu dans toute l'Europe occidentale, témoignent, pour prendre un exemple particulièrement spectaculaire, de ces climats rigoureux. Les études palynologiques, c'est-à-dire la reconnaissance et le comptage des grains de pollens qui sont conservés dans les dépôts, en nous renseignant sur la couverture végétale qui a existé autrefois, fournissent actuellement d'excellentes informations sur les environnements que notre région a successivement connus.

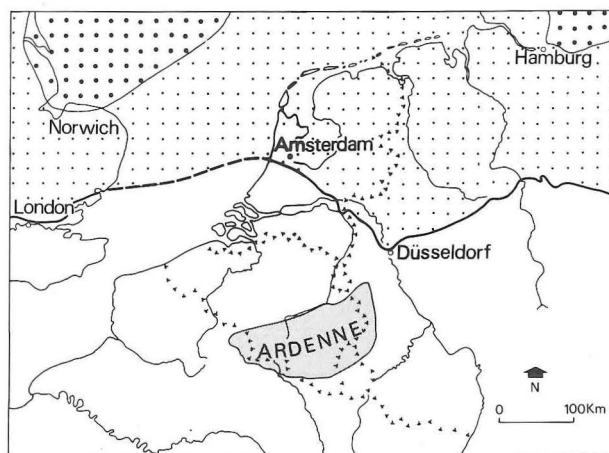


Fig. 8.1 - L'Ardenne et les limites des deux dernières grandes glaciations. Il y a environ 150.000 ans, un grand glacier venu de Scandinavie s'est avancé jusqu'à moins de 100 km de l'Ardenne. Il s'est approché de Londres, dépassait Amsterdam et atteignait Duisbourg et Dusseldorf. Il y a seulement 20.000 ans, lors de la dernière glaciation, la calotte glaciaire s'est arrêtée à hauteur de Hambourg et Norwich.

Les couches de tourbe constituent les sédiments les plus favorables à l'étude palynologique car elles contiennent le pollen des plantes qui ont vécu au moment de l'accumulation de la tourbe. En Ardenne, les tourbes apparues pendant les périodes froides quaternaires sont rarissimes. En conséquence, jusqu'à ce jour, les observations qui y ont été recueillies ne permettent pas de reconnaître l'évolution climatique régionale antérieure à l'Holocène, c'est-à-dire antérieure à 10.000 ans. Il en va autrement aux Pays-Bas, région subsidente où des sédiments se sont accumulés pendant tout le Quaternaire et où, de ce fait, les couches de tourbe sont beaucoup plus fréquentes. Leur étude a permis de reconstituer les variations de la température du mois le plus chaud (juillet) qui se sont succédé au cours des deux derniers millions d'années. Il est évident que les variations climatiques décelées dans ce pays voisin, ont également affecté l'Ardenne toute proche, aussi la courbe présentée sur la figure 8.2a donne une bonne idée de la complexité des changements de climat qui s'y sont produits pendant le Quaternaire. Comme le montre cette figure, les fluctuations climatiques enregistrées sont multiples et ne se présentent pas comme une simple alternance de périodes froides et chaudes, correspondant à des périodes glaciaires et interglaciaires. La réalité est infiniment plus nuancée.

L'étude des sédiments déposés au fond de l'Océan Atlantique et des foraminifères qu'ils contiennent a montré d'autre part que cet océan, au nord d'une latitude de 60°N, a été pendant les périodes glaciaires temporairement recouvert d'une épaisse couverture de glace (Denton et Hughes, 1981). Il s'agissait non pas seulement de banquise, c'est-à-dire de la surface de la mer gelée sur quelques mètres d'épaisseur, mais d'une plate-forme glaciaire constituée d'eau douce et alimentée par les glaciers continentaux et les précipitations neigeuses. Le climat de toute l'Europe occidentale, et donc aussi de l'Ardenne, a été profondément affecté par cette couverture de glace. Le Gulf Stream, courant océanique réchauffant actuellement les côtes d'Europe, était en effet détourné par ces glaces épaisses et n'allait plus, comme de nos jours, se perdre dans l'Océan Arctique; il était renvoyé vers des latitudes moyennes. L'influence maritime dont bénéficie actuellement notre pays était alors considérablement réduite. La comparaison du climat actuel de l'Europe occidentale avec celui incomparablement plus froid que connaît, à des latitudes comparables, la côte est du Canada permet de mesurer toute l'importance de l'influence maritime qui s'exerce de nos jours sur l'Ardenne et qui était limitée pendant certaines périodes froides du Quaternaire.

Les modifications qui se sont produites dans l'Atlantique expliquent que les changements climatiques en Europe ont été, pendant les périodes froides, beaucoup plus marqués que ceux d'autres régions du globe. Comme nous l'avons déjà écrit, la palynologie

démontre que l'Europe occidentale a été le domaine de la toundra pendant de longues périodes, et même, qu'à certains moments elle s'est transformée en un désert polaire. Les phénomènes périglaciaires décrits dans ce chapitre, établissent par ailleurs l'existence pendant des milliers d'années d'un pergélisol (sol ou roche qui se maintient en permanence à une température égale ou inférieure à 0°C) qui exige que la température moyenne annuelle ait été en Ardenne inférieure à 0°C; d'autre part, en raison de la réduction des influences maritimes, les différences de température entre l'été et l'hiver étaient bien plus importantes que celles que nous connaissons actuellement.

Comme l'Ardenne a subi ainsi pendant de longues périodes, et dans un passé géologiquement très proche, un froid rigoureux, de nombreux dépôts superficiels et aussi divers détails de la morphologie ne peuvent être expliqués sans faire appel aux phénomènes qui se produisent de nos jours dans les régions froides. C'est pourquoi l'étude des processus périglaciaires est indispensable pour expliquer le relief de l'Ardenne. Rappelons que très tôt des traces d'une glaciation ont été recherchées en Ardenne. Des écrits du siècle dernier en témoignent (A. Pissart, 1976). Certains ont bien pensé en avoir découvertes; ainsi un Allemand, K. Stamm, en 1912, a interprété comme des dépôts glaciaires plus ou moins remaniés, les accumulations pierreuses présentes au fond de nombreuses vallées du plateau des Hautes-Fagnes. Cette interprétation est maintenant abandonnée, mais il reste très probable que le sommet de la Belgique a vu persister pendant une durée indéterminée, une couverture permanente de neige et de glace. Des arguments en faveur de cette hypothèse sont fournis par l'altitude des planchers des cirques glaciaires qui existent jusqu'à 600 m dans la Chaîne Pennine en Grande-Bretagne et jusqu'à 800 m dans les Vosges. Or, une droite joignant l'altitude des planchers de ces cirques, ne passe pas très loin au-dessus du sommet de l'Ardenne. Cette observation suggère que l'altitude de la limite des neiges éternelles a probablement atteint le sommet de la Belgique. L'existence d'une petite couverture glaciaire sur le sommet de l'Ardenne n'est donc pas une hypothèse déplacée. A ce jour, elle n'est cependant étayée par aucune observation.

La figure 8.2a montre, comme nous l'avons déjà dit, la complexité des variations climatiques quaternaires dont on a retrouvé les traces aux Pays-Bas. Elle indique que nous sommes aujourd'hui dans un interglaciaire qui, si l'on en juge par ce qui s'est passé lors des interglaciaires précédents, ne va plus durer très longtemps; dans un temps géologiquement proche, nous devrions replonger dans une période froide. Cette courbe montre aussi qu'au cours des deux derniers millions d'années, le climat a presque toujours été plus froid que celui que nous connaissons aujourd'hui. Évidemment, les détails de tous les changements climatiques survenus

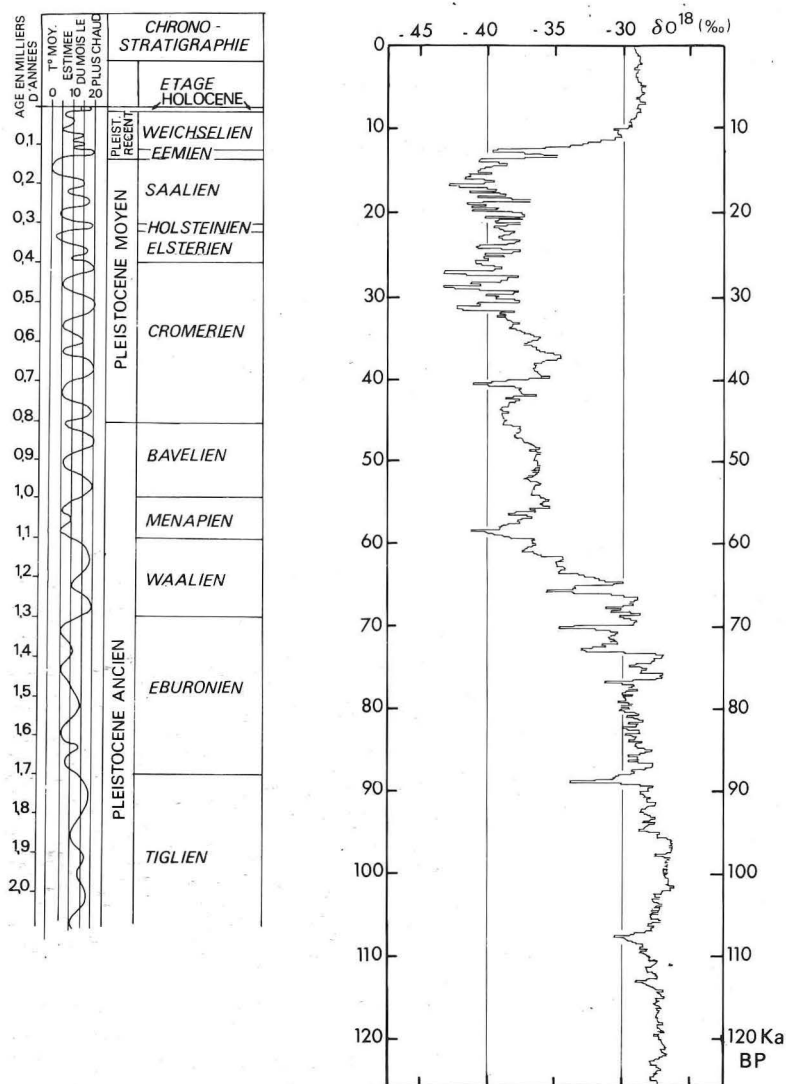


Fig. 8.2 - A. Variations climatiques reconnues aux Pays-Bas au cours des deux derniers millions d'années. La courbe montre les fluctuations de la température moyenne du mois le plus chaud (juillet) telles qu'elles ont été établies par les études palynologiques (Felder *et al.*, 1988). B. Variations isotopiques  $^{18}O/^{16}O$  reconnues dans le sondage du Camp Century au Groenland; le  $\delta^{18}O$  diminue lorsque la température s'abaisse. L'allure générale des variations de température indiquées par cette figure est très proche de celle obtenue à des latitudes tempérées par la palynologie. Cette courbe a fait apparaître que des changements brutaux de température sont survenus dans le passé et par exemple il y a 90.000 ans (Dansgaard *et al.*, 1971).

au cours du Quaternaire ne sont pas encore parfaitement connus, pas plus que la vitesse avec laquelle ces modifications sont survenues. Les variations du rapport  $^{18}O/^{16}O$  d'échantillons de glace prélevés lors de sondages réalisés au travers de la calotte glaciaire du Groenland, ont montré la brutalité de certains changements climatiques (fig 8.2b). C'est ainsi que ces données semblent indiquer, il y a environ 90.000 ans, le passage en moins d'un siècle, d'un climat interglaciaire à un climat glaciaire extrêmement rigoureux. La rapidité de telles variations climatiques ne peut par contre être mesurée par les études palynologiques, étant donné la lenteur de la recolonisation du territoire par les associations végétales. Or comme celles-ci jouent un rôle fondamental dans le contrôle des processus géomorphologiques, on est en droit de s'interroger sur la rapidité de l'évolution morphologique qui est survenue en ces moments de crise, alors que la couverture végétale était considérablement réduite.

En bref, bien des incertitudes subsistent non seulement en ce qui concerne le détail des modifications

climatiques qui se sont succédé en Ardenne au cours du Quaternaire mais encore sur les conséquences géomorphologiques de ces fluctuations. Le plus souvent d'ailleurs, les traces de climat froid que l'on identifie en Ardenne restent mal datées. On reconnaît certes l'action de processus périglaciaires, mais généralement rien ne permet de leur attribuer un âge précis. Les connaissances restent basées non seulement sur un ensemble d'observations locales mais aussi sur les données recueillies dans les régions voisines, le tout étant éclairé par des raisonnements établis en étudiant ce que l'on observe dans les régions froides actuelles. Bien des progrès restent encore à faire dans le domaine.

Pour la clarté de l'exposé, nous proposerons d'abord brièvement et d'une manière fort théorique, l'image que l'on a actuellement des processus géomorphologiques qui ont été actifs en Ardenne pendant les périodes les plus froides du Quaternaire. Par la suite, nous préciserons quelles sont les traces des phénomènes périglaciaires qui y sont connues aujourd'hui.

## 2. L'ARDENNE SOUS LE JOUG DU FROID - VUE GENERALE

Si, comme nous venons de le voir, les conditions climatiques ont varié constamment pendant le Quaternaire, et si, en l'absence de datations suffisamment nombreuses et précises, il est malaisé et même souvent impossible de définir l'importance relative des divers phénomènes géomorphologiques qui se sont exercés pendant de longues périodes sur l'Ardenne, il semble cependant possible de présenter une image des processus périglaciaires actifs pendant les périodes les plus froides que la région a subies.

La température moyenne annuelle s'est au cours de ces épisodes les plus froids, abaissée de plus de 13°C, pour atteindre une valeur inférieure à -5°C. Un pergélisol s'était établi sur toute l'Ardenne, ce qui signifie que le sol (situé sous la couche superficielle qui dégèle en été) est resté pendant de nombreuses années à une température négative. Le sol étant ainsi imperméabilisé par le gel, des vallées aujourd'hui sèches (car l'eau s'infiltre dans le sous-sol) étaient alors parcourues par des ruisseaux durant l'été et l'évolution karstique souterraine était arrêtée.

Non seulement, le climat était beaucoup plus froid, mais il était en outre beaucoup plus continental, c'est-à-dire que les différences de température existant entre l'été et l'hiver étaient plus marquées que celles que nous connaissons aujourd'hui. Le gel, beaucoup plus intense l'hiver, pénétrait profondément les roches et le sol; les alternances superficielles de gel et de dégel étaient aussi beaucoup plus fréquentes que de nos jours et la désagrégation mécanique des roches était en conséquence relativement rapide. Les débris engendrés par la gélifraction avaient des dimensions variables: les roches très gélives comme les schistes de la Famenne libéraient de très petits fragments tandis que, à l'autre extrémité de l'échelle de résistance, les quartzites et par exemple les quartzites reviniens résistaient remarquablement et libéraient seulement de très gros fragments.

Le gel accélérât d'autre part l'action des agents de transport en masse. Pendant les périodes les plus froides, la disparition de la forêt et son remplacement par la toundra, ou même à certains moments par le désert polaire, faisaient disparaître les plantes qui constituent aujourd'hui un frein aux actions de "creep" et de solifluxion. L'apparition lors de chaque gel de lentilles de glace de ségrégation dans le sol contribuait pour beaucoup aux déplacements des débris superficiels sur les pentes. Soulevant le sol perpendiculairement à sa surface lors de leur croissance et permettant sa retombée selon une direction plus proche de la verticale, chaque lentille de glace de ségrégation était responsable d'un faible déplacement vers le bas du manteau superficiel. Ce processus est connu sous le

nom de "frost creep". Par ailleurs, lorsqu'au moment du dégel fondaient les lentilles de glace, le sol sursaturé en eau et donc boueux, se mettait à fluer sur les pentes, engendrant des mouvements de congélifluxion beaucoup plus rapides que les mouvements de "frost creep". Enfin sur les schistes de la Famenne, les fins débris libérés par le gel étaient emportés par le ruissellement dont l'efficacité était considérable en l'absence de couverture végétale. Au total, une masse importante de débris produits par la gélivation descendait sur les versants à une vitesse sans doute toujours assez lente, mais cependant infiniment plus rapide que celle qui peut être observée de nos jours.



Fig. 8.3 - Une rivière à chenaux tressés sur l'île de Banks, vers 73° lat. N, soit bien au-delà du cercle polaire arctique. Elle illustre l'aspect et les caractéristiques des rivières périglaciaires qui sillonnaient nos régions durant les périodes froides du Quaternaire.

L'efficacité de la congélifluxion était en outre accrue par les apports de limons éoliens que les vents du Nord déposaient sur l'Ardenne. Ces limons dont les placages sont toujours intacts sur les sommets horizontaux du massif, étaient mélangés sur les pentes avec des débris provenant du substrat rocheux et facilitaient le déplacement de ces débris vers le fond des vallées. Dans les têtes de vallée, le débit des ruisseaux était insuffisant pour emporter tous les matériaux descendus des versants, et les fonds de talweg étaient de la sorte peu à peu remblayés. Lorsqu'à l'aval le débit devenait assez important, les matériaux fournis par les versants étaient emportés par les cours d'eau. Les rivières étaient dans tout leur cours surchargées en débris grossiers qui, en tapissant les lits fluviaux, arrêtaient l'érosion verticale. La charge était si grande que les rivières se présentaient le plus souvent comme des cours d'eau à chenaux tressés divaguant entre d'importants amas caillouteux (fig 8.3). Toute la largeur des lits fluviaux était inondée au moment de la crue printanière de fonte de neige. Le reste de l'année,



## L'ORIGINE DES FENTES DE GEL

Les fentes de gel à remplissage de glace sont très fréquentes dans les régions périglaciaires où la température moyenne annuelle est inférieure à  $-5^{\circ}\text{C}$ . Le mécanisme d'apparition est le suivant (fig 8.4):

(1) Lors des basses températures d'hiver, le sol en se refroidissant subit un retrait thermique qui provoque sa fracturation en de grands polygones (le plus souvent de quelques dizaines de mètres de diamètre), séparés par des fissures ouvertes larges d'une fraction de mm à 1 ou 2 cm. Ce phénomène de rupture s'accompagne de bruits (craquements) et aussi de mini "tremblements de terre" perceptibles si l'on se trouve à proximité immédiate.

(2) Au moment du réchauffement printanier, la fonte de la neige et de la glace superficielle, ou d'éventuelles précipitations de pluie, fournissent de l'eau qui pénètre dans les fissures ouvertes. Descendant dans un sol dont la température est inférieure à  $0^{\circ}\text{C}$ , cette eau ne tarde pas à se congeler et à remplir de glace la fissure originelle.

(3) Le réchauffement estival entraîne le dégel de la couche active surmontant le pergélisol et la fonte de la partie supérieure de la veine de glace. Il provoque en outre un réchauffement du pergélisol qui, tout en restant gelé, se dilate et tend à réoccuper les vides apparus lors du retrait thermique. Comme la fissure s'est remplie de glace, le retour aux conditions initiales est impossible et il se produit une déformation du pergélisol proche de la fissure qui donne naissance à un relief à la surface du sol.

(4) Lors de la période hivernale suivante, la veine de glace qui a persisté dans le pergélisol pendant tout l'été, constitue une zone de faiblesse où réapparaît une nouvelle fissure due au retrait thermique. Ainsi d'année en année, par un accroissement annuel de quelques mm, se développe un coin de glace dont la profondeur et la largeur peuvent atteindre plusieurs mètres.

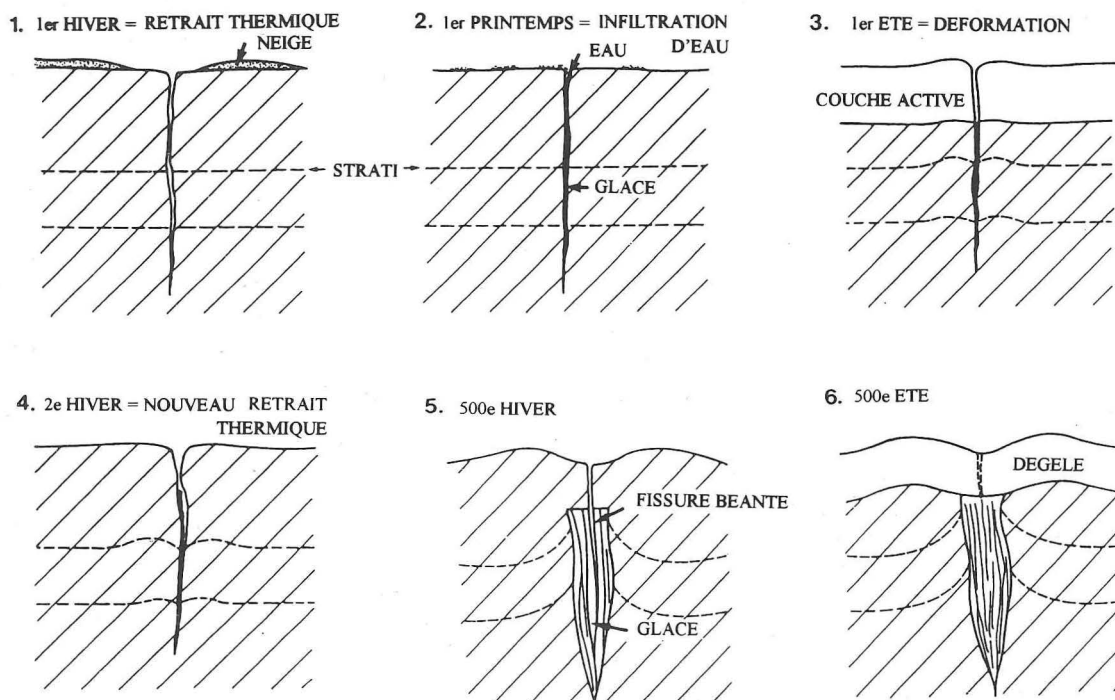


Fig. 8.4 - Représentation schématique de l'apparition et du développement d'une fente à remplissage de glace. Les schémas 1 à 4 montrent le début de la formation de la fente de gel; les schémas 5 et 6 montrent l'évolution quand la fente est bien développée.

Les traces de fentes de gel que l'on retrouve actuellement dans les régions tempérées apparaissent comme des coins de sédiments descendus depuis des formations supérieures et dont les parois montrent souvent de petits failles. Ces structures, très fréquentes dans toute l'Europe occidentale au nord de la Bretagne, témoignent de l'existence ancienne d'un pergélisol.

les rivières, qui en raison du caractère continental du climat avaient un faible débit, s'écoulaient en quelques filets d'eau empruntant les lits fluviaux démesurés façonnés par les crues de printemps. Ces lits fluviaux étaient alors exposés à la déflation éolienne: le vent y soulevait des nuages de poussière qui donnaient naissance à de nouveaux limons éoliens.

Localement, des formes particulières liées aux gels intenses sont apparues. Des réseaux polygonaux de fentes de gel à remplissage de glace se sont formés pendant les périodes les plus froides, spécialement dans les fonds de vallée et les endroits humides. Le sol y était par ailleurs travaillé par les successions de gel et de dégel qui donnaient localement naissance à des sols structuraux. A la fin de la dernière glaciation, des buttes cryogènes sont apparues en quelques endroits suite à la formation dans le sol de masses importantes de glace.

Cette vue générale des processus géomorphologiques actifs en Ardenne pendant les périodes froides résulte d'observations très diverses que nous allons maintenant détailler.

### 3. LES PREUVES DE L'EXISTENCE D'UN PERGELISOL EN ARDENNE

Il est maintenant bien établi que pendant les périodes les plus froides du Quaternaire, le sol de l'Ardenne est resté pendant longtemps à une température constamment inférieure à 0°C, et qu'il se trouvait ainsi à l'état de pergélisol. Diverses observations permettent de le montrer avec certitude.

Les traces de fentes de gel à remplissage de glace (fig 8.4) qui ont été reconnues très souvent en Moyenne Belgique et quelquefois en Ardenne en apportent une première démonstration. Les fentes de gel à remplissage de glace n'apparaissent en effet aujourd'hui qu'en des endroits où la température moyenne annuelle est inférieure à -5°C. Pour que ces fentes de gel se créent et grandissent, il est nécessaire non seulement que le sol soit gelé pour que, par rétraction thermique, s'ouvrent des fentes de retrait, mais encore que le sol reste gelé toute l'année pour que la glace qui apparaît dans ces fissures de retrait se conserve d'année en année.

Les traces de pailles minérales (fig 8.10) que nous décrirons plus loin sur les plateaux des Hautes-

Fagnes et de la Baraque de Fraiture, démontrent tout aussi clairement l'existence d'un pergélisol sur le sommet de l'Ardenne à la fin de la dernière glaciation car les masses de glace qui ont formé ces buttes périglaciaires ne s'accumulent que lentement dans le sol; la glace a donc dû persister sans fondre au sein du sol pendant de nombreuses années.

Les vallées sèches apportent un autre argument en faveur de l'existence d'un pergélisol. Actuellement sans écoulement superficiel, ces vallées ont un substrat perméable généralement calcaire, qui permet aux eaux de s'infiltrer en profondeur. Deux hypothèses ont été avancées pour expliquer l'imperméabilisation du sol qui devait exister au moment où ces vallées se sont formées. Elle serait due soit au gel, soit à l'accumulation de matériaux abondants et peu perméables amenés par les agents de transport en masse. Il paraît démontré maintenant que le gel lui-même a été le facteur principal de cette imperméabilisation. On doit en effet noter qu'aucune concrétion n'est apparue dans les grottes de Belgique entre 14.000 et 34.000 ans B.P., soit pendant la période la plus froide de la dernière glaciation (Gewelt et Ek, 1988). Cette absence totale de concrétion ne peut guère s'expliquer que par l'imperméabilisation complète du sol par le pergélisol. Une seconde observation est la découverte dans les dépôts sédimentaires de la grotte de Remouchamps, de traces de glace de ségrégation, sous forme d'une aggrégation cryogénique qui établit directement l'existence d'un sol gelé. Précisons encore que, comme la température d'une grotte est généralement constante, et correspond à la température moyenne annuelle du lieu, ces traces de glace de ségrégation établissent que la température moyenne à Remouchamps était inférieure à 0°C lors de la dernière période froide quaternaire.

En bref, traces de fentes de gel à remplissage de glace, traces de pailles minérales, vallées sèches, absence de formation de concrétions dans les grottes pendant les périodes les plus froides de la dernière glaciation, traces de glace de ségrégation reconnues dans les grottes, toutes ces observations établissent l'existence d'un pergélisol en Ardenne au cours de la dernière glaciation. Elles démontrent ainsi que la température moyenne annuelle de l'Ardenne était alors inférieure à 0°C. Il s'agit là d'une indication différente de celle que donnent les études palynologiques qui, elles, fournissent des informations sur la température du mois le plus chaud.





Fig. 8.5 - La dépression de Focant, à l'est de Beauraing, est une des zones où la Famenne est la plus largement évidée. Cette mise en creux au Quaternaire résulte du caractère très gélif des schistes du Famennien inférieur fournissant des débris de petite taille qui pouvaient être évacués aisément par ruissellement. Au sud (à droite sur la photo), la dépression est limitée par le seuil calcaire menant vers l'Ardenne, et dont le versant boisé apparaît très bien.

#### 4. LES APPORTS EOLIENS

La formation géologique de la Belgique qui, au point de vue économique, a été et reste la plus importante, est la couverture de limon éolien qui s'est déposée à la surface du sol pendant les périodes froides quaternaires. C'est elle qui, en effet, assure la fertilité des meilleures terres d'Europe, que l'agriculture exploite depuis le Néolithique.

Cette couverture limoneuse apportée par les vents venus du nord est tombée sur tout le massif ardennais. Elle couvre encore aujourd'hui des étendues considérables sur les plateaux horizontaux, comme le montrent les cartes pédologiques de Belgique. Sur les pentes, ce limon a été remanié par les agents de transport en masse et a été mélangé avec des débris venus du substratum.

Des analyses granulométriques démontrent la présence des limons éoliens dans la majorité des dépôts quaternaires de l'Ardenne. Le limon éolien est en effet très bien trié, avec normalement plus de 60% de la masse du sédiment formés de grains dont la dimension est comprise entre 10 et 50 microns. Cet excellent classement résulte d'un double triage, réalisé d'abord par les rivières, ensuite par le vent. La source première des

limons est, en effet, fluviale (fig 8.3). Ils ont été soufflés à partir des dépôts abandonnés après les crues de printemps dans les lits des rivières à chenaux anastomosés, et emportés par le vent à des centaines ou des milliers de mètres d'altitude, d'où ils sont retombés sur le sol. Comme dans les dépôts fluviaux, la fraction argileuse est très faible dans les limons éoliens, et les particules inférieures à 10 microns y sont peu fréquentes car elles ont été en grande partie emportées par les eaux de la rivière. Le vent, d'autre part, n'a pu déplacer les éléments les plus grossiers abandonnés par les rivières et même a été incapable de soulever en altitude les sables qui tombaient rapidement au sol. Le transport éolien a de la sorte écarté toute la fraction grossière du sédiment. Au total, les éléments qui constituent les limons de Belgique sont fort peu dispersés autour d'un mode granulométrique proche de 30 microns, dont la valeur diminue cependant quelque peu en direction du Sud, en relation avec un faible tri qui s'opérait au cours du transit éolien. Ce mode granulométrique se retrouve dans la majorité des formations quaternaires et permet d'y reconnaître la présence de limon éolien.

Par ailleurs, les analyses minéralogiques de ces limons démontrent leur origine éloignée. Déjà en 1901, J. Cornet avait souligné qu'ils contenaient une quantité de zircons bien supérieure à celle des roches de



Belgique et il en tirait argument pour expliquer qu'ils ne dériveraient pas d'un substrat local. Les études ultérieures ont affiné cette vue et ont établi que quelques minéraux des limons éoliens (épidote et hornblende) ont une origine nordique. Amenés pendant les périodes froides par des vents du nord probablement descendus de la calotte glaciaire scandinave, les limons ont été soulevés par la déflation sur les plaines de lavage glaciaire à chenaux tressés où ils étaient déposés par les eaux issues de la calotte glaciaire. Signalons enfin que certains dépôts limoneux de l'Ardenne ont une origine plus locale. Comme l'a montré E. Juvigné (1977) pour des limons reposant sur des terrasses de l'Ourthe et qui contiennent des minéraux caractéristiques des alluvions de cette rivière, ces sédiments ont été soufflés sur la plaine alluviale périglaciaire à chenaux tressés de cette rivière et accumulés localement sur les versants de la vallée.

En bref, des limons éoliens apportés pendant la dernière glaciation sont présents dans tous les dépôts superficiels de l'Ardenne. Ils passent généralement inaperçus car leurs caractères distinctifs ne sont pas immédiatement reconnaissables. Ils sont le plus souvent mélangés avec des éléments du substratum à la suite d'une part de leur remaniement sur les pentes par les agents de transport en masse, et d'autre part, de leur mobilisation par des phénomènes de cryoturbation.

## 5. LES VERSANTS PERIGLACIAIRES

Comme des conditions périglaciaires ont existé chez nous pendant la majeure partie du Quaternaire et comme d'autre part, les processus qui se sont exercés alors sur les versants ont été beaucoup plus rapides et efficaces que ceux qui agissent aujourd'hui, il est évident que les versants que nous observons maintenant ont été essentiellement façonnés sous ces conditions climatiques périglaciaires rigoureuses. Toutefois, très rares sont les versants qui présentent des caractères morphologiques particuliers, typiquement périglaciaires. Dans quelques cas cependant, des morphologies de versant ont été expliquées par des phénomènes périglaciaires, à savoir : 1) des aplanissements quaternaires, 2) des formes attribuées à la nivation, 3) des versants rectilignes.

### 5.1. LES APLANISSEMENTS QUATERNAIRES

Les aplanissements quaternaires ont été mis en évidence en Ardenne par J. Alexandre (1957, 1958b). Le plus bel exemple d'aplanissement quaternaire est fourni par la dépression de Focant à l'est de Beauraing (fig 8.5). Il s'agit d'une dépression longue de 10 km, large par endroit de 4 km et dont la pente longitudinale particulièrement faible (0,5%) est déve-

loppée uniquement sur les schistes purs de la Famenne. Les pentes douces de cette dépression ressemblent à des pédiments. Elles ne peuvent cependant avoir été façonnées sous des climats chauds car cette dépression est excavée jusqu'à l'altitude des basses terrasses de la Lesse, ce qui établit que son façonnement prit place au Pléistocène supérieur. On a suggéré de désigner ce type de pente sous le nom de "cryopédiment" (Seret et de Béthune, 1966).



Fig. 8.6 - Gros plan sur le dépôt exposé dans la carrière de la briquetterie de Wanlin, et qu'on rapporta jadis, peut-être un peu abusivement, aux grèzes litées décrites en Charente. Ces dépôts typiquement périglaciaires, encore appelés éboulis ordonnés de façon plus générale, sont constitués de lits de petits débris de schistes, alternativement pourvus d'une matrice fine et dépourvus de toute matrice. Ceux-ci se seraient accumulés en bas de versant, ici dans un méandre abandonné de la Lesse, respectivement par ruissellement et par glissement individuel des débris sur une couverture neigeuse.

Les cryopédiments sont apparus sur les bancs les moins résistants à la gélivation, c'est-à-dire les roches schisteuses et calcaires. Leur inclinaison est d'autant plus faible que la taille des fragments libérés est réduite. Des pentes minimales inférieures à 1° sont façonnées sur les schistes de la Famenne; elles atteignent 1,5° sur les calcaires à petits bancs de la base du



## LA GLACE DE SEGREGATION.

Dans un sol fin humide, gelant lentement, se forment des lentilles de glace de ségrégation. Autrement dit, l'eau migre en son sein, en direction du front de gel, où elle gèle en formant des lentilles de glace. Cette migration de l'eau est contrôlée par les forces capillaires et est en tout point semblable à la migration de l'eau qui se produit au sein d'un sol fin dont la surface est exposée aux rayons du soleil et qui s'assèche. L'assèchement ne se produit pas seulement à la surface du sol où prend place l'évaporation, mais également en profondeur, à la suite du déplacement de l'eau vers la surface par les films capillaires qui entourent les grains de petite taille. Dans le cas de l'évaporation, l'eau, en se transformant en vapeur, est soustraite au réseau capillaire où elle a transité; de la même manière, le gel en transformant l'eau en glace, c'est-à-dire en provoquant un changement de phase, la soustrait aux films capillaires. Dans le cas du gel cependant, l'eau ne quitte pas le sol, mais elle s'accumule près du front de gel.

Les conséquences de cette migration de l'eau et de la redistribution de celle-ci au sein du sol sont multiples. La première est que le sol où s'est accumulée la glace de ségrégation est sursaturé en eau lors du dégel. Il se transforme à ce moment en boue qui se déplace sur les pentes par des phénomènes de gélifluxion, c'est-à-dire en fluant. L'apparition de la glace de ségrégation entraîne d'une autre manière le déplacement du sol sur les pentes, à savoir par frost creep. Ce mouvement résulte du fait que le sol est soulevé perpendiculairement à la surface au moment du gel et retombe verticalement au dégel. Par ailleurs, la formation dans le sol de quantités importantes de glace de ségrégation peut soulever le sol de plusieurs mètres en donnant naissance à des palses.

Les modifications de volume engendrent des déplacements au sein de matériaux constitués d'éléments de granulométrie variable, processus qui intervient dans l'apparition et le développement de cryoturbations. La glace de ségrégation, en mobilisant l'eau capillaire, a aussi pour effet de provoquer une aggrégation cryogénique, c'est-à-dire la formation d'aggrégats au sein du sol, dont la préservation témoignera ultérieurement de l'existence d'un pergélisol.

Givetien, et même 2° ou 3° sur le calcaire (J. Alexandre, 1958b, 1960). Ces aplanissements ne se développent pas uniquement aux dépens des versants de la vallée principale, ils peuvent s'étendre quelquefois assez loin le long des cours d'eau secondaires. Enfin, ils sont associés étroitement à des lambeaux de terrasses. Les études des terrasses de l'Ourthe (J. Alexandre, 1957b; C.Ek, 1957), de la Lesse (G. Seret, 1957), de la Vesdre (A.Chapelier, 1957) puis de la Meuse (A.M. Clairbois, 1959) ont confirmé l'existence de ces aplanissements dans tout le territoire que nous considérons. J. Alexandre les a expliqués par un ensemble de processus périglaciaires qu'il appelle la "cryergie" en insistant en 1957 sur l'importance de la gélivation et de la solifluxion, et dès 1960, sur l'action du ruissellement. Actuellement, c'est à l'action de ce dernier facteur que l'on attribue l'essentiel de ces formes. C'est la désagrégation poussée due à la gélification qui a permis au ruissellement périglaciaire d'emporter les fragments libérés par le gel. Grâce à l'absence de végétation, il était en effet particulièrement efficace lors de la fonte des neiges. Cette érosion a abouti au façonnement de la dépression de la Fagne-Famenne, forme majeure du relief de l'Ardenne.

### 5.2.LES FORMES DE NIVATION

Le vent, dans les régions périglaciaires, répartit de manière très inégale la couverture neigeuse. La

neige est en effet accumulée en des endroits situés sous le vent et spécialement sous les crêtes en haut des versants. Cette neige, par un ensemble de processus réunis sous le nom de nivation (qui consiste seulement en une action plus efficace qu'ailleurs de la gélivation, du ruissellement et de la solifluxion), y détermine une érosion localisée qui donne naissance à des creux de nivation. Trois recherches ont signalé en Belgique des formes qui ont été attribuées à ce phénomène.

J. Alexandre (1958b) a décrit en Ardenne centrale le profil particulier de certaines vallées orientées vers le nord et le nord-est. "Celles-ci au lieu de posséder comme les autres une inclinaison diminuant progressivement vers l'aval, sont coupées en deux par une rupture de pente assez nette. La pente supérieure a une inclinaison très raide ( en moyenne 10 à 20°) qui forme une espèce de cirque contournant la partie inférieure faiblement inclinée" (p. M311). F. Gullentops et ses collaborateurs (1966) signalent sur les versants supérieurs de la vallée de la Lienne, quatre encoches nettes et creusées chaque fois à la traversée de roches résistantes, dont seule la plus belle est exposée vers le nord-est. Des profils ont montré qu'elles consistaient en des pentes de 6 à 8° qui sont surmontées par des pentes de 15 à 23°, "nettement supérieures à ce que l'on attend à ces altitudes" (p. 195). Ces encoches ont été interprétées également comme des formes de nivation. E.





Fig. 8.7 - Aspect de surface de la coulée pierreuse qui encombre le fond de la vallée de la Soor moyenne, sur le flanc nord du plateau des Hautes-Fagnes. De telles coulées, caractérisées par la concentration des blocs au sommet et à l'extrémité aval du dépôt, se rencontrent dans de nombreuses vallées fagnardes.

Juvigné (1972) a également montré au cours d'une excursion, près de la route Barvaux-Hotton, au lieu-dit "Les Mignéés" une niche de nivation développée sur des schistes famenniens. Orientée vers l'est, cette forme se trouve à proximité d'une ligne de crête au-delà de laquelle s'étend une longue pente douce sur laquelle le déplacement de la neige par le vent a pu s'exercer efficacement.

Seuls des arguments morphologiques et d'orientation des encoches fournissent des arguments en faveur de ces interprétations. En l'absence de dépôts corrélatifs caractéristiques de la nivation (de tels dépôts ne sont pas connus!), la preuve de l'action de la neige ne pourra être apportée.

### 5.3. VERSANTS PARTICULIERS

Deux types de versants rectilignes périglaciaires ont été décrits dans le bassin de la Semois (A. Pissart, 1962) mais doivent se retrouver ailleurs, car tous deux correspondent à la limite d'action inférieure de processus périglaciaires, à savoir, pour des pentes supérieures à 25°, le transport par la seule gravité (ébou-

lis) et pour des pentes inférieures à 10°, le transport par la solifluxion en loupes (A. Pissart, 1966; Pissart et Gullentops, 1967). Des pentes rectilignes existent à des valeurs proches de ces limites.

Les premières d'entre elles sont proches de la valeur d'équilibre de l'éboulis, mais sans que nécessairement existe une accumulation de débris. Elles sont connues sous le nom de "versant de Richter". Elles sont façonnées en climat périglaciaire en raison de l'intensité de la désagrégation mécanique et ont été reconnues sur les versants de rive concave de la Semois où le substrat est attaqué perpendiculairement à la schistosité.

Le second type de pentes rectilignes, dont les valeurs sont généralement comprises entre 5 et 8°, correspondrait au passage de la solifluxion en loupes (plus rapide) à la solifluxion en nappe (plus lente). Elles apparaissent toujours sur des dépôts de solifluxion épais. Observés d'abord dans la vallée de la Semois, ceux-ci ont été ensuite retrouvés en de nombreux autres endroits de Haute Belgique.



## 6. LES DEPOTS DE VERSANTS

Comme un climat tempéré est revenu chez nous il y a seulement 10.000 ans (ce qui est géologiquement très récent), presque tous les dépôts de pente qui existent en Ardenne sont apparus sous un climat périglaciaire. Ces dépôts superficiels sont constitués de produits de désagrégation du substrat mélangés avec des limons éoliens. Il est impossible de distinguer dans ce mélange l'action du creep qui se produit toujours aujourd'hui, et celle du frost creep et de la gélifluxion qui étaient particulièrement actifs en climat froid. Lorsque la pente sur laquelle les débris ont transité est faible, le creep ne permet guère d'expliquer un déplacement important des éléments, aussi les accumulations de débris sont-elles alors attribuées à la gélifluxion (fig 8.8). Parfois, des dépôts de ruissellement plus ou moins bien classés peuvent aussi être distingués au pied des versants mais, bien peu de choses sont connues sur ces dépôts de pente au sein desquels des éléments de datation sont rarissimes, et pour lesquels aucune stratigraphie n'a été établie à ce jour.

Les dépôts de pente périglaciaires les plus typiques sont les dépôts lités qui, en Ardenne, se sont formés uniquement au détriment des schistes très gélifs de la Famenne (fig 8.6). Sur les pentes fortes, ces dépôts constitués de débris schisteux de très petite taille (quelques mm), souvent très faiblement émoussés, laissent apparaître un litage dû à l'alternance de couches sans matrice et de couches où les vides sont remplis de limon. Les particules schisteuses allongées sont le plus souvent disposées avec leur grand axe orienté suivant la ligne de plus grande pente. Sur des pentes fortes, l'inclinaison des couches peut s'élever jusqu'à 28°, soit jusqu'à une valeur qui correspond à l'action de la seule gravité. Si ces dépôts de pente remblaient une dépression, comme c'est le cas par exemple pour le méandre abandonné de la Lesse où se localise la briqueterie de Wanlin, l'inclinaison du litage varie, allant de 28° (pente la plus faible des éboulis) à quelques degrés vers le centre de la vallée, suivant un profil concave. Cette concavité résulte de l'action de divers processus, dont le principal est incontestablement le ruissellement.

La désagrégation extrêmement poussée des schistes de la Famenne est due à l'action du gel. Les cryoturbations et les traces de fentes de gel contemporaines du dépôt qui ont été retrouvées au sein de ces dépôts attestent de l'environnement froid qui existait au moment de leur formation. Très tôt, un parallélisme a été établi entre ces dépôts et les "grèzes litées" de Charente, en France, qui, à une latitude plus méridionale, ont été reconnues comme périglaciaires; ces dépôts ne sont cependant pas identiques et leur étude devrait être reprise.

Les dépôts stratifiés formés par la désagrégation des schistes de la Famenne ont été très souvent utilisés dans des briqueteries. Dans les briques qui en proviennent, on reconnaît les petits fragments de schistes de la formation originelle. A notre connaissance, une seule briqueterie, à savoir celle de Wanlin, exploite encore de nos jours en Ardenne ces formations particulières.

## 7. LES ACCUMULATIONS PIERREUSES

Un autre type de dépôt qui a retenu l'attention des chercheurs en Ardenne est constitué par les accumulations pierreuses. Elles ont été spécialement étudiées sur le plateau des Hautes-Fagnes (fig 8.7) car c'est dans cette région que, pour la première fois, K. Stamm en 1912 les a décrites en les interprétant comme des moraines plus ou moins remaniées; autrement dit, il les considérait comme des dépôts glaciaires établissant qu'une calotte glaciaire avait existé sur le haut plateau pendant le Quaternaire. Si, comme nous l'avons écrit plus haut, l'hypothèse de l'existence temporaire d'une petite calotte glaciaire peut toujours être envisagée, on ne pense plus aujourd'hui que les accumulations pierreuses soient des dépôts morainiques. On peut en effet constater que les accumulations de blocs se trouvent généralement dans les fonds de talweg où les agents de transport en masse ont pu naturellement les concentrer. Dans les Hautes-Fagnes, les blocs sont constitués de quartzite revinien qui résiste remarquablement à tous les processus d'altération, qu'ils soient chimiques ou mécaniques. Ils ont été conservés alors que l'altération, et spécialement l'altération chimique très efficace sous les climats chauds tertiaires, réduisait les roches voisines, et ont été libérés au moment où l'érosion a emporté le manteau d'altération dans lequel ils étaient compris.

Les accumulations pierreuses qui ont été observées dans le fond de certaines vallées du plateau des Hautes-Fagnes résultent cependant de l'activité d'un autre processus, à savoir des coulées boueuses. Il est en effet impossible d'expliquer sans faire appel à celles-ci que des matériaux très hétérométriques se soient déplacés sur plusieurs kilomètres sur une pente très faible dans le fond de la vallée de la Soor (sous-affluent de la Vesdre, descendant des Hautes-Fagnes vers Eupen). Ces dépôts, dont l'épaisseur dépasse localement 10 m, reposent sur un substratum nettement fauché lorsqu'il est constitué de phyllades désagrégés: des têtes de banc courbées vers l'aval prouvant l'action d'un mouvement de transport en masse ont été observées en une dizaine d'endroits de la vallée de la Soor. Ce dépôt est formé de matériaux très limoneux, non lavés, dont les caractères permettent d'exclure une origine fluviale. Enfin, les gros blocs qui constituent les coulées pierreuses se trouvent presque tous en surface et cette dis-

## LES CRYOTURBATIONS ET LES SOLS STRUCTURAUX PERIGLACIAIRES.

Les actions de gel et de dégel donnent naissance dans les sols meubles dont la granulométrie est variée, et en présence d'une humidité suffisante, à des remaniements qui résultent principalement des variations de volume que subit le sédiment sous l'action du gel et que l'on appelle cryoturbation. L'accumulation de glace de ségrégation intervient d'une manière déterminante dans l'apparition de ces déformations, d'une part en engendrant des variations de volume considérables lors du gel et d'autre part en provoquant des sursaturations en eau et donc des passages à l'état boueux au moment des dégels. Cet état boueux peut permettre aussi la descente par gravité de poches de sédiments plus denses. Combinée avec d'autres processus, à savoir le soulèvement du sol par le gel, la migration des cailloux vers le front de gel, l'ouverture de fissures de dessiccation, l'action du gel fait apparaître dans les régions froides actuelles des sols structuraux périglaciaires: sols polygonaux, sols striés, cercles de pierres, etc...qui en profondeur correspondent à des cryoturbations. Actuellement, les traces de cryoturbations sont observées chez nous le plus souvent à la faveur de coupes verticales, et seulement très rarement dans un plan horizontal, suite à un décapage suivant une ancienne surface.

position ne résulte pas du soulèvement des blocs par le gel car, sous les blocs, des litages mal apparents ont été reconnus plusieurs fois.

L'ensemble des caractères observés ne peuvent être expliqués qu'en les rapportant à des coulées boueuses; celles-ci, très rapides si on compare leur vitesse de progression à celles du creep ou de la solifluxion, ont donc été mises en place quasi instantanément. Les descriptions des coulées boueuses qui ont été données (A.M. Johnson, 1970) ont établi avec certitude qu'au cours du déplacement, les éléments grossiers sortent de la coulée boueuse et s'accumulent au front et en surface de celle-ci. Le mécanisme responsable de ce triage a fait l'objet de nombreuses discussions. Les blocs transportés ayant une densité supérieure à celle de la masse de boue qui les supporte, on ne peut y trouver la raison de leur présence en surface, encore que les différences de densité fort réduites que présentent la masse des coulées et celle des blocs n'entravent guère leur accumulation à la surface (la densité des coulées peut atteindre des valeurs de 2,1 à 2,4 g/cm<sup>3</sup>). Quelques chercheurs ont prétendu que les gros blocs sont déplacés par des mouvements de turbulence qui se produisent au sein de la masse de boue. Cette théorie ne peut être conservée car il a été observé que dans de pareils écoulements, le mouvement est laminaire et non turbulent. Comme le propose A. Johnson (1970), une des causes de cette concentration des blocs doit être recherchée dans un mécanisme décrit par R. Bagnold (1954). Le concept de base de la théorie de Bagnold a été formulé pour expliquer des phénomènes de triage qui se produisent dans des masses de débris secs se déplaçant sur des pentes. Lorsque l'écoulement est limité d'un côté par une paroi rigide, les grains ne peuvent se déplacer que parallèlement à cette paroi ou en s'en éloignant. Les efforts des grains voulant se déplacer vers cette paroi, créent une force appelée "dispersive pressure" qui est responsable du triage. A. Johnson (1970) propose en outre qu'une force de résistance de la masse de boue s'opposant à l'enfoncement des blocs joue également un rôle.

De tels phénomènes de coulées boueuses n'ont pu se produire et se répéter qu'en l'absence de couverture végétale; ils prirent place dans un milieu typiquement périglaciaire, comme l'attestent quelques déterminations palynologiques de B. Bastin (Bastin *et al.*, 1972). Ces coulées de boue sont probablement l'équivalent des "debris flows" rares dans le temps mais cependant efficaces qui se produisent actuellement au Spitzberg (André, 1993). La découverte par E. Juvigné (Bastin *et al.*, 1972) dans les dépôts de la Soor de minéraux volcaniques (enstatite) provenant d'une éruption qui a eu lieu à une date mal précisée mais comprise entre 62.000 et 106.000 ans BP (E. Juvigné, 1993), a par ailleurs, montré que ces coulées boueuses sont apparues pendant la dernière glaciation. Toutefois à ce jour, aucun élément ne permet de mieux préciser le moment où elles se sont déclenchées.

Il est évident que de telles coulées boueuses se sont produites non seulement sur le plateau des Hautes-Fagnes mais dans toute l'Ardenne. Elles ont particulièrement attiré l'attention dans les Hautes-Fagnes en raison de la présence des gros blocs de quartzite extrêmement résistants qu'elles ont transportés et qui ont formé les coulées pierreuses. Des écoulements boueux rapides sont certainement survenus en d'autres endroits mais ils n'ont pas été reconnus à ce jour parce que la distinction entre dépôts de congélifluxion et dépôts de coulées boueuses est toujours impossible.

## 8. LES VALLEES ASYMETRIQUES

Un certain nombre de vallées ardennaises présentent dans leur partie tout à fait supérieure une asymétrie transversale marquée, un versant en pente forte faisant face à un versant faiblement incliné (fig 8.8). La meilleure étude de ces asymétries ardennaises a été réalisée par J. Alexandre en 1957. Selon lui, le facteur le plus important qui a déterminé l'apparition des asymétries est la quantité relative de matériaux descen-





Fig. 8.8 - Modelé d'un vallon condrusien hérité des périodes froides quaternaires régies par des conditions périglaciaires. Le volume considérable des débris livrés au ruisseau par la solifluxion sur un versant fort long et faiblement incliné (maintenant couvert de prairies) l'a repoussé contre l'autre versant (boisé), plus court et qui s'est raidi, engendrant une asymétrie nette du profil transversal du vallon. La Roche aux Faucons, Plainevaux.

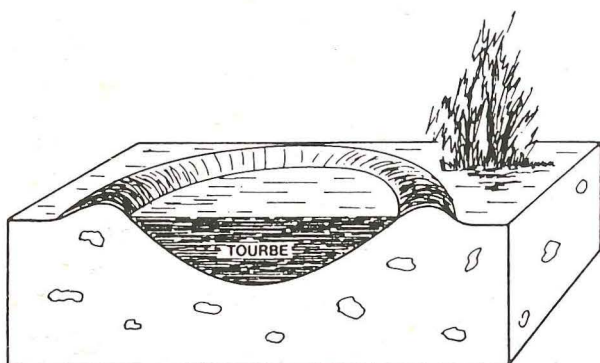


Fig. 8.9 - Bloc-diagramme montrant la morphologie d'un "vivier" typique des Hautes-Fagnes : dépression circulaire entourée d'un rempart et remplie de tourbe.

des sous des conditions périglaciaires des deux versants opposés. Cette quantité ne dépend pas seulement de l'inclinaison de la pente, car de nombreux autres facteurs interviennent dans la production de débris à savoir la résistance des roches à la désagrégation (c'est-à-dire la nature du substratum), l'exposition du versant aux vents dominants mais aussi au soleil, et enfin sa longueur (un des versants peut être plus étendu ou plus élevé que celui qui lui fait face). En combinant ces facteurs, il est évident qu'un long versant en pente douce peut fournir beaucoup plus de débris qu'un versant plus court en pente forte. Ces débris plus abondants transportés par les agents de transport en masse périglaciaires, et spécialement par la gélifluxion, repoussent le cours d'eau latéralement vers le versant opposé qui est sapé et devient ainsi de plus en plus raide. Les asymétries de tête de vallée peuvent le plus souvent être aisément expliquées par ces phénomènes.

## 9. LES TRACES DE PALSES MINÉRALES DE L'ARDENNES

Les formes périglaciaires les plus spectaculaires de l'Ardenne sont les traces de paises qui existent par centaines sur le plateau des Hautes-Fagnes et en nombre plus réduit sur le plateau de la Baraque de Fraiture. Il s'agit de dépressions fermées remplies de tourbe et entourées d'un rempart (fig 8.9). Sur les surfaces horizontales, les dépressions ont tantôt une forme circulaire (fig 8.10), tantôt une forme irrégulière. Sur les versants, ces cuvettes s'allongent souvent parallèlement à la ligne de plus grande pente. Très fréquemment, elles restent alors ouvertes vers le haut de la pente, et le rempart présente en plan une forme de fer à cheval. Le diamètre des formes circulaires est voisin de 80 mètres; les formes allongées par contre ont une longueur pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres. Comme les dépressions sont remplies de tourbe, c'est de l'extérieur que les remparts sont les plus apparents; ils peuvent s'élever de 5 mètres au dessus de la surface normale du sol. La profondeur des cuvettes remplies de tourbe est variable, allant de un à deux mètres, jusqu'à 7,5 mètres.

Dans certaines régions (fig. 8.12), les traces de paises sont extrêmement nombreuses et pratiquement contiguës. Il s'agit toujours de surfaces en faible pente car ces formes n'existent que lorsque l'inclinaison du sol est inférieure à 5%. Elles sont nombreuses sur les sommets et notamment sur une crête aplanie au SSE de Spa, la crête de Malchamps, dont la largeur ne dépasse pas 750 m.

Les plateaux où ont été observées ces dépressions fermées possèdent un substrat paléozoïque imperméable composé de quartzites et de phyllades profondément altérés. Une altération chimique intense y a





Fig. 8.10 - Les couleurs dont se pare la fagne en automne font bien ressortir les remparts circulaires des palses conservés en grand nombre dans la Brackvenn, au sommet des Hautes-Fagnes à l'ouest de Monschau (Monjoie).



## LES BUTTES CRYOGENES.

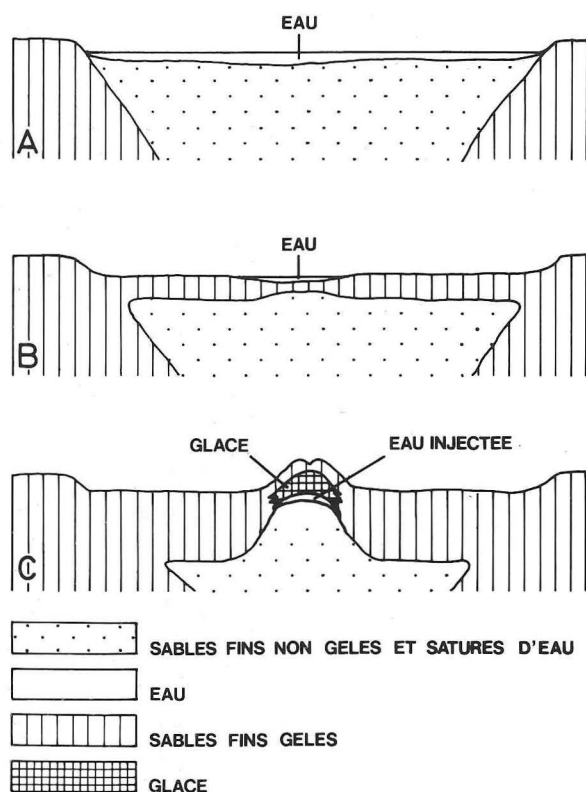
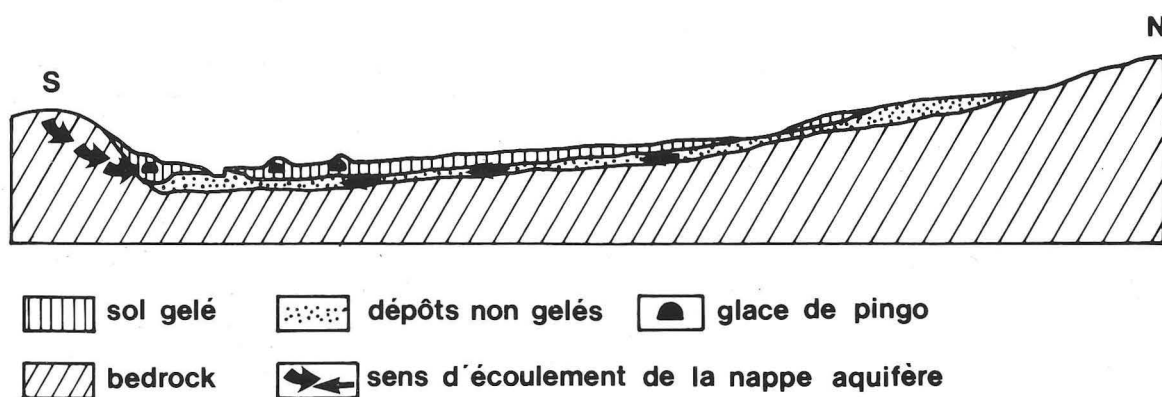


Fig. 8.11 - A. (à gauche). étapes du développement d'un pingo en système fermé. B. (ci-dessous). schéma de mise en place d'un pingo en système ouvert.



Deux grandes catégories de buttes cryogènes, c'est-à-dire formées par l'apparition de glace dans le sol, sont connues dans les régions périglaciaires actuelles. Il s'agit des pingos et des palses.

Les pingos résultent de l'apparition dans le sol de glace d'injection (on entend par là de la glace apparue par congélation d'une poche d'eau injectée dans le sol). L'injection d'eau peut être due à l'augmentation de volume de l'eau se transformant en glace, ce qui donne des pingos dits "en système fermé", ou résulter d'une simple mise en charge hydrostatique d'une nappe aquifère sur une pente, donnant naissance à des pingos "en système ouvert".

La figure 8.11a illustre l'origine des pingos nés en système fermé, dont il existe plus de 1.000 exemplaires dans le delta du Mackenzie, au Canada. Sous les nombreux lacs qui existent dans ce delta, les sédiments sableux ne sont pas gelés, car la profondeur d'eau est suffisante pour que la glace qui se forme à la surface ne se développe pas en hiver jusqu'au fond. Si le niveau du lac s'abaisse pour une cause quelconque (sédimentation ou vidange par érosion), le gel commence à pénétrer dans le fond du lac; l'augmentation de volume qui accompagne le gel de l'eau détermine dans le système fermé que constitue la poche de sédiments non gelés, une augmentation de pression qui va provoquer une injection d'eau vers le haut. Ce type de pingo nécessite l'existence d'un pergélisol profond, c'est-à-dire d'une température moyenne annuelle inférieure à  $-6^{\circ}\text{C}$ .

Comme le montre la figure 8.11b, l'apparition de pingos en système ouvert nécessite des conditions climatiques moins rigoureuses ( $-2^{\circ}\text{C}$  de température moyenne annuelle). Le pergélisol ici est peu épais et la pression nécessaire à l'injection d'eau est donnée par la mise en charge d'une nappe aquifère enfermée sous le pergélisol.

Alors que les pingos peuvent atteindre une élévation de 50 m, les paises sont des buttes plus réduites en altitude puisqu'elles ne dépassent pas une dizaine de mètres. Elles sont dues à l'apparition de glace de ségrégation au sein du sol, glace qui soulève le sol progressivement, soit sous forme de buttes isolées, soit sur une large étendue (plateau palsique). Les paises constituent les premiers îlots de pergélisol que l'on rencontre à la limite méridionale (dans l'hémisphère nord) du pergélisol discontinu. Elles apparaissent dans les tourbières, c'est-à-dire sous des couches de tourbe qui, sèches en été, constituent un bon isolant thermique, mais qui, gelées en hiver, sont meilleures conductrices de la chaleur. Une fois apparues, les paises sont plus exposées aux vents que les territoires horizontaux voisins. La couche de neige qui constitue un excellent isolant thermique l'hiver, y est de ce fait moins épaisse et le gel du sol y est plus important, facilitant leur croissance.

Des paises minérales apparues dans un sol non recouvert de tourbe ont été décrites à la bordure septentrionale du pergélisol discontinu. Elles semblent se former quand la température moyenne annuelle est comprise entre  $-4$  et  $-6^{\circ}\text{C}$ .

Les "viviers" des Hautes-Fagnes ont d'abord été expliqués comme des traces de pingos. Le progrès des connaissances concernant ces buttes cryogènes (pingos et paises) permet maintenant de les reconnaître comme des traces de paises minérales.

transformé sur plusieurs mètres d'épaisseur les bancs de phyllade en masses d'argile imperméables et, localement, les quartzites ont été réduits en des arènes sableuses plus perméables. Au-dessus de ces formations existe en quelques endroits (par exemple sur la crête de Malchamps au SE de Spa) de l'argile à silex, résidu d'altération des craies abandonnées par la transgression crétacique. Partout des limons éoliens, plus ou moins mélangés avec des éléments provenant du substratum, constituent la couverture superficielle.

L'origine naturelle de ces dépressions n'a pas été immédiatement reconnue et des hypothèses diverses, toutes anthropiques, furent d'abord avancées pour expliquer les formes que nous venons de décrire. L'une d'elles, qui consistait à considérer ces cuvettes comme des viviers de pisciculture, est à l'origine du nom de "vivier" qui est souvent utilisé pour les désigner.

Bien avant que soit établie l'origine périglaciaire des viviers, les palynologues se sont attachés à dater les remplissages de ces dépressions. Les premiers résultats obtenus par F. Florschütz (1937) lui ont permis de conclure que les plus anciens sédiments tourbeux de

remplissage qui pouvaient être datés remontaient au Dryas Récent ( $\pm 10.500$  BP) et que le colmatage s'était poursuivi jusqu'à nos jours. Depuis lors, toutes les études palynologiques effectuées en vue de dater le colmatage des viviers ont abouti à des résultats similaires, aussi bien sur le plateau des Hautes-Fagnes que sur le plateau des Tailles (Bastin *et al.*, 1974). Seule G. Woillard (1975) a décrit dans un vivier de la Konnerzvenn un diagramme pollinique remontant au Dryas Ancien, mais il s'agissait probablement d'une erreur d'interprétation liée à des prélèvements inadéquats.

Des coupes dégagées à travers une dizaine de remparts de viviers du plateau des Hautes-Fagnes ont dévoilé la structure de ceux-ci. La figure 8.14a en donne un exemple caractéristique (Pissart et Juvigné, 1980); elle établit que les remparts sont nés de l'action de deux processus différents, à savoir 1) le soulèvement des matériaux à la suite de la croissance de glace au sein du sol et 2) la descente des matériaux, emportés par des agents de transport en masse sur la pente des buttes périglaciaires. La figure 8.14b décrit comment le rempart s'est constitué et indique que la couche de tourbe



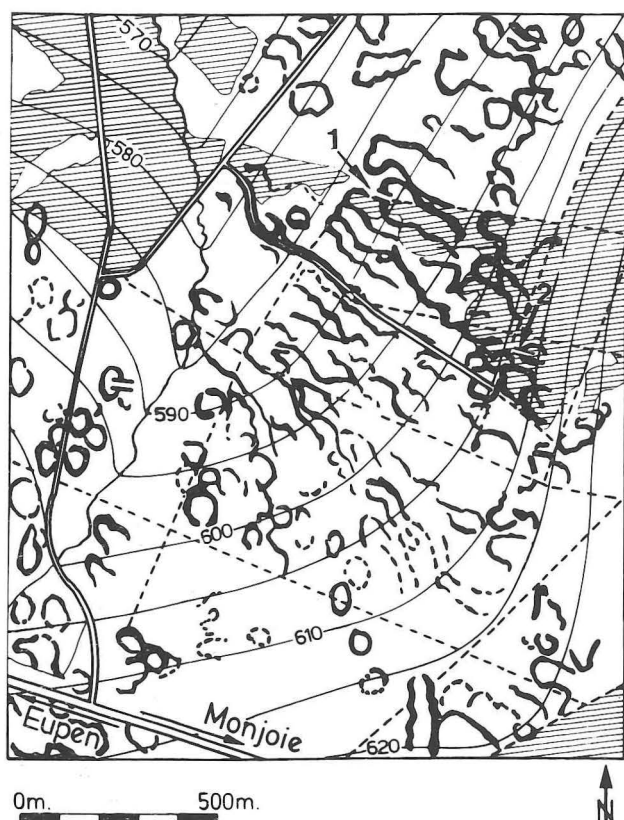


Fig. 8.12 - Distribution des remparts (en noir) dans une zone du plateau des Hautes-Fagnes située entre la Konnerzvenn et la Brackvenn.

enfouie sous le rempart, est antérieure à la croissance de celui-ci. Elle a été déformée à la suite du soulèvement du sol obliquement lors de l'apparition de la masse de glace, puis s'est affaissée verticalement lors de la fusion de cette dernière. Ce phénomène donne un épaissement des couches soulevées à l'emplacement du rempart. Si la majorité des remparts présentent une structure identique à celle de la coupe 8.14a, quelques-uns ont

cependant une allure différente: la figure 8.13 montre clairement que certains d'entre eux peuvent résulter de l'empilement de langues de solifluxion (Pissart, 1983).

Des datations  $^{14}\text{C}$  de tourbe sous-jacente à un rempart de la Fagne de la Konnerzvenn près de Monschau (Monjoie), et aussi la reconnaissance d'un niveau de poussières volcaniques en son sein ont établi que la butte a grandi au cours du Dryas le plus récent (il y a 10 à 11.000 ans). L'étude palynologique (B. Bastin, 1985) a montré que la couche de tourbe considérée s'est formée au cours du Bolling et de l'Alleröd. Des datations  $^{14}\text{C}$  faites sur du matériel organique provenant d'un autre rempart, et la reconnaissance de poussières volcaniques existant dans cinq autres formes ont toutes indiqué la même époque d'apparition, à savoir le dernier Dryas (Juvigné, 1983). Nous pensons donc actuellement que les buttes cryogènes dont nous retrouvons les traces en Ardenne sont toutes apparues durant une période froide très courte (moins de 1000 ans), lors du dernier coup de froid de la dernière glaciation.

La première hypothèse périglaciaire expliquant les viviers des Hautes-Fagnes comme des traces de buttes cryogènes les considérerait comme des traces de pingos (A. Pissart, 1953). L'ensemble des connaissances rassemblées aujourd'hui permet d'y voir plutôt des traces de paises minérales. La différence est importante car les mécanismes qui donnent naissance à ces deux types de buttes cryogènes ne sont pas les mêmes. En effet, les pingos apparaissent à la suite de la mise sous pression de l'eau d'une nappe aquifère soit par l'action du gel, soit par une mise en charge hydrostatique sur un versant. Ce sont des phénomènes d'injection d'eau vers les couches gelées superficielles, où cette eau se transforme en glace, qui sont à l'origine des pingos. Par contre, les paises apparaissent par cryosuccion, l'eau étant attirée par les forces capillaires vers les endroits où se forment des lentilles de glace de ségrégation. Les conditions climatiques sous lesquelles apparaissent pin-

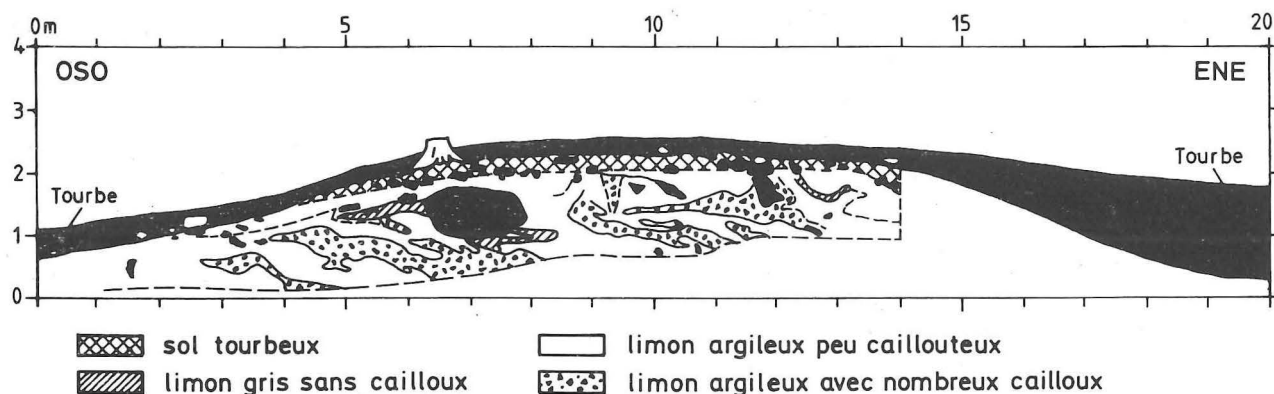
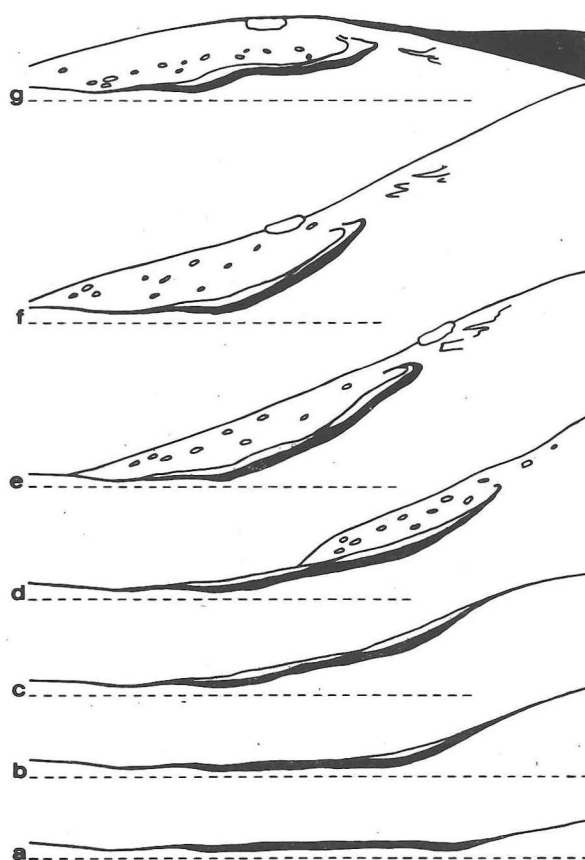
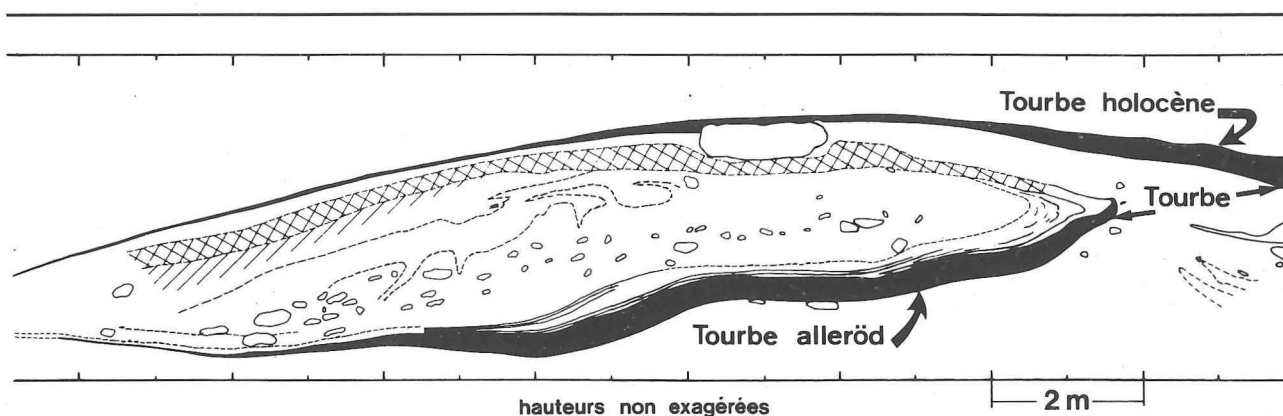


Fig. 8.13 - Coupe dans le rempart d'un "vivier" des Hautes-Fagnes localisé sur la figure 8.12 par le chiffre 2. La structure du rempart est différente de celle qui a été observée dans une dizaine d'autres coupes dégagées dans les Hautes-Fagnes: le rempart est constitué par l'empilement de coulées de solifluxion.



8.14 - A (ci-dessus). coupe dans le rempart d'un "vivier" de la Konnerzvenn. La localisation de cette coupe est indiquée sur la figure 8.12 par le chiffre 1. Quatre datations  $^{14}\text{C}$  de la tourbe Alleröd ont été réalisées. Les dates  $11.030 \pm 160$  B.P. (G.N.8891) et  $10.820 \pm 150$  B.P. (LV-1011) correspondent au niveau de poussières volcaniques. La base de la tourbe a été datée de  $12.170 \pm 90$  B.P. (G.N.8891) et  $12.710 \pm 180$  B.P. (LV-1012). Ces datations sont données dans Pissart et Juvigné (1980) et Bastin (1985). B (à gauche). Schéma indiquant comment s'est constitué le rempart du "vivier" donné ci-dessus. Le premier schéma (a) représente la topographie avant la croissance de la butte cryogène: de la tourbe s'accumule dans une légère dépression; en (b) et (c), des processus de ruissellement apportent les premiers sédiments recouvrant la tourbe; en (d), (e) et (f), des phénomènes de solifluxion construisent la masse principale du rempart; en (g), après la fusion de la glace sous-jacente, le rempart présente la structure actuelle.

gos et paises ne sont pas identiques. Les pingos en système fermé ne grandissent que lorsqu'existe un pergélisol profond, c'est-à-dire dans des conditions climatiques très rigoureuses. Par contre les paises se forment dans des zones de pergélisol discontinu où la température moyenne annuelle est beaucoup moins basse. Les arguments principaux qui permettent de reconnaître comme des restes de paises les traces de buttes cryogènes reconnues en Ardenne, sont :

1. La forte densité au  $\text{km}^2$  des viviers des Hautes-Fagnes. Cette densité est identique à celle qui se présente dans les champs de paises, mais n'a jamais été

observée pour les pingos, quel que soit leur mode d'apparition.

2. L'absence de sables en profondeur dans les zones à viviers, sables qui auraient recelé la nappe d'eau nécessaire pour qu'apparaisse de la glace d'injection.

3. La brièveté de la période (le dernier Dryas a duré moins de 1000 ans) au cours de laquelle les formes étudiées sont apparues. Or, en raison de leur mécanisme de formation, les paises apparaissent beaucoup plus vite que les pingos.



4. L'impossibilité pour les viviers typiques situés sur des sommets (et par exemple sur la crête de Malchamps près de Spa) d'être nés par injections d'eau car celles-ci ne peuvent provenir ni de systèmes fermés (il n'a jamais existé de lac sur ces crêtes), ni de systèmes ouverts (aucune pente susceptible de mettre l'eau en charge ne les surmonte). On ne connaît donc pas dans la nature actuelle de mécanisme susceptible de donner des pingos dans des conditions lithologiques et topographiques semblables à celles du plateau des Hautes-Fagnes.

En revanche, des buttes cryogènes actuelles semblables à celles qui ont existé sur le plateau des Hautes-Fagnes, quoique rarement décrites, existent. Les formes les plus voisines que l'on connaisse ont été observées dans le Québec septentrional près de la baie d'Ungava (Pissart et Gangloff, 1984), et en Laponie suédoise (Akerman et Malstrom, 1986). Il s'agit chaque fois de régions de pergélisol discontinu où la température moyenne annuelle est voisine de  $-4^{\circ}\text{C}$ .

## 10. POUR CONCLURE

Les traces de phénomènes périglaciaires quaternaires sont donc très nombreuses sur le massif ardennais quoique le plus souvent elles n'apparaissent qu'à des chercheurs attentifs. Il est en effet presque impossible de creuser une excavation en Ardenne sans rencontrer des formations qui se sont mises en place pendant les périodes froides. Partout existent des limons éoliens déposés sous des conditions périglaciaires. Pratiquement tous les dépôts de pente qui jalonnent les pieds des versants résultent de phénomènes de frost creep et de congélifluxion. De même, le stock de cailloux qui se trouve dans les plaines alluviales paraît avoir été détaché des versants pendant les glaciations. C'est que, comme nous l'avons dit précédemment, il y a seulement 10.000 ans que la dernière glaciation s'est terminée, ce qui représente géologiquement un passé extrêmement proche.