

J.-P. COUTARD\* , J.-P., LAUTRIDOU\*, J.-C. OZOUF\*

Caen

## LA CONTRIBUTION DES EXPERIENCES EN LABORATOIRE AUX RECHERCHES SUR LE PERIGLACIAIRE: HISTOIRE, ACQUIS ET PERSPECTIVES

### Résumé des auteurs

Après cinquante années d'expérimentation sur le gel des roches, une échelle de gélivité est maintenant bien établie en fonction de la nature et des propriétés physiques de celles-ci: type de porosité, microfissuration, résistance mécanique et des paramètres climatiques: intensité du gel, teneur en eau. La comparaison de la taille et de la morphologie des gélifracts obtenus expérimentalement avec ceux issus de dépôts quaternaires a permis un retour au terrain et une approche des conditions paléoclimatiques de genèse et de mise en place de nombreuses formations de pente. L'essentiel des expériences a été mené sur des blocs de taille limitée; il reste à confronter les résultats acquis au comportement des parois et des corniches rocheuses.

Dans le domaine du gel et du dégel des sols, les progrès dans les connaissances ont porté essentiellement sur le rôle majeur de certains processus comme la cryoexpulsion et le gonflement cryogénique différentiel dans la genèse des sols structuraux et des cryoturbations. Le rôle de la granulométrie des matériaux, en particulier de leur teneur en silt, dans leur sensibilité à la gélifluxion a été démontré de même que le moteur de cette dernière, l'accroissement temporaire des pressions interstitielle et d'écoulement de l'eau au moment du passage du front de dégel qui conduit à une chute de la résistance au cisaillement du sol. L'essentiel du déplacement est acquis à une profondeur donnée au moment du passage du front de dégel.

### Abstract

Many frost shattering experiments have been done since fifty years. There is now a scale of frost susceptibility of the rocks depending of their lithology and physical characteristics : porosity, microfissuration, compressive strength, and climatic parameters like intensity and speed of freezing, water content. The comparison between the size and the morphology of the experimental gelifracts with those coming from quaternary deposits have allowed a better comprehension of palaeoclimatic conditions of genesis and settling of many slope formations. The main part of the experiments have been conducted on blocks of small or medium dimensions ; it is now necessary to compare the results obtained with the rock walls and corniches behaviour.

---

\*UPRESA 6143 du C.N.R.S., Morphodynamique Continentale et Côtière, Centre de Géomorphologie, 24 rue des Tilleuls, 14000 CAEN, France.

Concerning the action of freezing and thawing of the soils, the experiments give a better knowledge of the importance of the frost sorting and differential frost heaving for the genesis of cryosoils and cryoturbations. The influence of the grain-size distribution, particularly of the silt content, towards the susceptibility of materials to gelifluction have been precised and the origin of these last one explained by a temporary increase of pore water pressure and upward seepage pressure above the thaw front level which induce a lowering of the shear strength. At each level of the soil, the main part of the displacement occurs when the thawing front reaches this level.

## INTRODUCTION

Les géomorphologues s'intéressant au périglaciaire actuel et fossile ont toujours tenté de s'appuyer sur l'expérimentation pour étudier le gel des roches et des sols. Il n'est pas possible, dans le cadre de cette note, de donner la bibliographie exhaustive des publications depuis cinquante ans, tant elles sont nombreuses. On peut se référer, en ce qui concerne le gel des roches, aux bibliographies commentées de LAUTRIDOU (1978), LAUTRIDOU et MC GREEVY (1980) et LAUTRIDOU (1985). Les principales références postérieures à 1985 seront mentionnées dans ce texte.

## LA GELIFRACTION DES ROCHES

Depuis les essais de J. TRICART (1956 b), de nombreuses expériences ont été menées tant en France que dans d'autres pays concernés par le périglaciaire; travaux ponctuels ou, comme à Caen, expériences variées et de longue haleine (35 ans) sur plusieurs milliers d'échantillons. Les principes ont été de respecter des vitesses et des durées de gel-dégel enregistrées sur le terrain et d'effectuer des expériences proches des conditions naturelles, dans la plupart des cas la gelifraction de blocs éboulisés détachés d'une paroi ou d'un versant est simulée.

Il s'agissait initialement d'une part de confronter l'échelle de résistance des roches établie à partir de l'étude des formes du relief qui sont en grande partie liées aux processus périglaciaires, et d'autre part de définir la signification climatique des dépôts cryoclastiques associés à ces formes. Cela impliquait de comprendre les mécanismes de la gelifraction. Les géomorphologues ont donc tenté dans une première étape d'établir une échelle de gélivité des roches en fonction de la lithologie et du climat en s'appuyant sur les études menées par les physiciens et les ingénieurs (comportement des pierres des monuments au gel) et en effectuant des expériences de type naturaliste.

## LES MECANISMES DE LA GELIFRACTION

### LES APPORTS DES PHYSICIENS, DES INGENIEURS ET DE CERTAINS GEOMORPHOLOGUES

Les aspects théoriques des mécanismes de gel ont été développés par les physiciens et les géotechniciens et de nombreuses hypothèses ont été proposées. Malheureusement, ceux qui ont proposé ces théories ne les ont jamais accompagnées de précisions concernant les domaines d'application, si bien qu'elles ne nous sont pas d'un grand secours actuellement.

La liste des théories proposées est longue et leur résumé s'inspire des écrits de MC GREEVY (1981), LAUTRIDOU (1985), REMY (1993) et PRICK (1996) auxquels le lecteur pourra se reporter.

### L'EXPANSION VOLUMIQUE DUE AU CHANGEMENT DE PHASE EAU-GLACE

C'est la théorie la plus anciennement proposée. Le coefficient de dilatation volumique de l'eau lors de sa transformation en glace d'une densité de 0,911 est de 0,097. La congélation va donc entraîner une augmentation de volume de l'ordre de 9%. Les fortes contraintes théoriques, de l'ordre de 700 MPa pour un calcaire d'après BERTOUILLE (1972), calculées dans le cas d'une cavité fermée ne sont jamais atteintes en conditions naturelles car les pores ne sont pas étanches et les propriétés intrinsèques de la glace ne permettent pas de telles contraintes. Une pression de 225 MPa à  $-22^{\circ}\text{C}$  provoque la formation de glace de type III dont la densité est de 1,03. Ce type de cristallisation entraîne au contraire une contraction de volume qui bloque la montée en contrainte (REMY, 1993). MC GREEVY (1981) fait d'ailleurs remarquer que "le simple fait que de l'eau soit contenue dans la roche suggère que le système n'est pas clos".

### LA PRESSION DE CRISTALLISATION DE LA GLACE OU PRESSION DE CROISSANCE LINEAIRE

Selon l'hypothèse de THOMPSON (1862) les dégâts dus au gel sont moins liés à une expansion volumique globale qu'à des pressions de croissance linéaire. Un cristal a en effet tendance à croître dans une direction déterminée, ce qui peut l'amener à créer des pressions sur les parois des pores. Selon MC GREEVY (1981, 1982), ce processus pourrait être efficace au moins dans les zones de faiblesse des roches, dans les fissures les plus fines où les pressions de cristallisation les plus importantes pourraient s'exercer, surtout en système ouvert et en présence d'eau de surfusion susceptible de migrer pour venir alimenter ces cristaux en formation. Ce

mécanisme est également invoqué pour expliquer les dégradations par les sels surtout dans les régions désertiques et littorales (EVANS, 1970).

#### L'EAU ADSORBÉE OU ORDONNÉE OU LIÉE

L'eau adsorbée est constituée de molécules d'eau en contact avec la paroi solide et ordonnée par rapport à celle-ci. En chaque point de la couche d'eau adsorbée, ses propriétés (masse volumique, viscosité, température de solidification) sont différentes de celles de l'eau libre et varient de manière continue jusqu'au substrat solide.

A cause de la nature bipolaire de sa molécule, l'eau constitue des couches orientées de façon particulière sur les surfaces minérales, et tout particulièrement sur les surfaces des minéraux argileux, qui portent une charge négative. Le nombre de molécules d'H<sub>2</sub>O "orientées" augmenterait au fil des alternances d'humidification / séchage, car les couches d'eau déjà adsorbées ne peuvent pas être détruites par un séchage peu poussé qui est caractéristique des conditions naturelles. WHITE (1976) nomme ce processus "électrosmose" et l'étend aux surfaces de tous les minéraux silicatés. Selon DUNN et HUDEC (1966) ce processus de "l'eau ordonnée" est responsable de l'altération de certaines roches (calcaires argileux, schistes, même si les argiles contenues ne sont pas gonflantes) sans que la formation de glace soit nécessaire dans le milieu poreux. LITVAN (1973) insiste également sur le rôle de l'eau adsorbée, mais il considère que cette eau qui ne gèle pas et qui a une haute énergie libre peut migrer aisément dès qu'il y a pression et déséquilibre du système initial. Si cette eau peut se déplacer vers l'extérieur et geler en surface, le gel n'a aucun effet destructif, sinon il s'opère une rupture dans la roche. Les gels rapides, en état saturé, avec une perméabilité faible de la roche, favorisent l'éclatement.

#### LA PRESSION HYDRAULIQUE

Cette théorie a été développée par POWERS (1945) à partir de son expérience sur les bétons. POWERS pense que la création d'une pression hydraulique dans une pierre en train de geler peut être un processus altérant, à condition que cette pierre atteigne un "degré de saturation critique". Le gel survient d'abord dans la zone externe, qui, à la fois très proche de la saturation et subissant l'expansion volumique d'une partie de son eau se transformant en glace, va être à l'origine d'une répulsion du reste de l'eau vers le cœur de l'échantillon. La résistance au frottement de la matière rocheuse s'oppose à ces migrations, ce qui cause une pression hydraulique, dépendant de la perméabilité, de la porosité et du degré de saturation de la roche.



POWERS et HELMUTH (1953) ont modifié cette théorie après avoir observé des déplacements d'eau, non pas des zones de formation de glace vers les zones non gelées, mais des capillaires non gelés vers le front de glace. Ils ont proposé une théorie fondée sur les pressions osmotiques.

D'après FAGERLUND (1971) ces deux théories (hydraulique et osmotique) sont complémentaires et leur importance relative dépend de la concentration en sels du fluide résiduel. A faible concentration, les pressions hydrauliques l'emportent; à plus forte concentration, les pressions osmotiques sont prépondérantes.

#### LA PRESSION CAPILLAIRE

Cette théorie se base sur des travaux réalisés dans le domaine des sols, des roches et des céramiques. L'importance des forces de tension superficielle dans un pore fin induit un abaissement de la température de congélation de l'eau qui est en corrélation avec le rayon de ce pore. Par conséquent, de l'eau et de la glace coexistent, à température négative, dans un matériau comportant des pores de différentes tailles.

A partir de ce concept, EVERETT (1961) a établi un modèle théorique. Le facteur déterminant n'est pas le degré de saturation, mais la manière dont les grands et petits pores sont connectés et l'importance relative des micropores, dans lesquels la température de congélation de l'eau est abaissée.

Le modèle d'EVERETT a été modifié en considérant l'existence d'une couche d'eau adsorbée sur la paroi. L'action de cette couche d'eau liée est plus ou moins importante selon la taille du capillaire connecté aux pores (un rayon de ce capillaire important induit la présence d'eau capillaire en son sein, un rayon faible induit qu'il soit presque totalement occupé par de l'eau adsorbée). "La couche d'eau adsorbée intervient dans tous les cas, soit comme moteur de l'aspiration (zone de transfert de masse / gonflement), soit comme zone de transfert de contraintes (surpression dans la glace et pression de confinement sur les parois, cette eau liée étant beaucoup moins compressible que l'eau libre). Par contre, son changement d'état complet ne s'effectue qu'à des températures très basses. La couche d'eau liée est répartie sur la surface des vides et grains. La surface de pores spécifique aura donc une grande influence sur ces mécanismes" (REMY, 1993).

Selon MC GREEVY (1982), le modèle capillaire devrait être considéré plus souvent comme efficace en géomorphologie; il ne requiert pas de gel brutal et établit un lien fondamental entre température et humidité d'une part, et structure interne de la roche d'autre part.

## LA FORMATION DE LENTILLES DE GLACE

Selon THARP (1987), la pression capillaire présentée par EVERETT (1961) dans son modèle n'est pas un agent efficace de la cryoclastie. Il a, par contre, favorisé l'action de l'expansion volumique accompagnant le gel de l'eau en système fermé ainsi que la formation de lentilles de glace, en système ouvert. Cette dernière théorie a également été suivie par WALDER et HALLET (1985, 1986); elle suppose l'existence d'un film aqueux très fin (de l'ordre du nanomètre) se trouvant toujours entre la paroi des pores et les cristaux en train de se former. Cette eau commence à geler, sous 0°C, au contact d'un cristal de glace existant. Afin de maintenir un équilibre thermodynamique, la couche d'eau se reconstitue avec la même épaisseur par apport d'eau en provenance d'une zone non gelée. Ces migrations se produisent aisément, selon STOCKHAUSEN (cité par THARP) grâce à la grande mobilité de l'eau de ces fins films, même à basse température. On atteint ainsi un équilibre dynamique qui conduit à la croissance du cristal de glace jusqu'à ce que celui-ci puisse exercer une pression sur la paroi du pore.

Suite à l'exposé de ces différentes théories on peut reprendre le jugement formulé par PRICK (1996). "L'ensemble des théories explicatives de la cryoclastie s'accorde à dire que l'action du gel n'est efficace que si le matériau contient une certaine quantité d'eau. L'expansion volumique de 9% qui accompagne le changement de phase de l'eau en glace a longtemps été considéré comme la cause première de la désagrégation au gel. En fait le processus s'avère bien plus complexe qu'on ne l'avait d'abord pensé. Ainsi que l'expriment BUTTERWORTH (1964), MC GREEVY (1982), MATSUOKA (1988), WEISS (1992), ce n'est pas un mécanisme simple qui peut expliquer tous les cas de dommages au gel subis par les matériaux poreux. Plusieurs hypothèses ont été émises, mais aucune n'est ni totalement satisfaisante, ni vraiment démontrée. Aucune ne peut non plus être réellement écartée, étant donné les preuves expérimentales qui appuient chacune d'entre elles.

MC GREEVY (1982) donne une description simple et logique du phénomène de rupture d'un échantillon au gel, en insistant sur l'importance de l'action simultanée ou successive de divers processus générateurs de tensions. En voici la traduction: (...) la structure interne d'une roche peut déterminer la nature du processus de désagrégation et, par là, la magnitude réelle des stress de rupture. A cause de la diversité de forme et de taille des pores et fissures de la roche, on peut supposer que sa rupture ne se produira pas simplement à une pression critique donnée. La rupture à l'échelle locale microscopique débute dans des fissures, des zones de faiblesse qui ont une orientation conforme à la direction de la tension générée. Ces fissures s'agrandissent et se connectent avec d'autres fissures de dimension et d'orientation différentes, jusqu'à ce qu'un changement dans le type de tension induise des conditions différentes, ne permettant plus

cette propagation de la fissuration. Mais à d'autres stades d'application de la tension, peut-être liés à d'autres processus, d'autres fissures, orientées différemment des premières, subissent ce processus, déjà décrit, d'agrandissement et de formation de réseaux de discontinuité. Finalement, la connexion de ces réseaux fissuraux amène la rupture macroscopique de la roche. Cette explication simplifie considérablement la situation mais permet d'admettre l'idée que les processus liés aux diverses théories de la gélifraction ne s'exercent pas de façon exclusive mais peuvent agir en conjonction". Dans la continuité des travaux du Laboratoire de Géomorphologie de l'Université de Liege (PISSART et LAUTRIDOU, 1984; HAMES, 1985; JOURDAN, 1989), PRICK (1996, 1999) a utilisé la méthode dilatométrique et la mesure du module d'élasticité dynamique avec un appareil Grindosonic pour étudier la désagrégation mécanique des roches par le gel et l'haloclastie. Elle s'est intéressée à trois aspects particuliers de l'altération: l'action de l'eau (cycles d'humidification-séchage), l'altération mécanique par les sels et l'action du gel (cycles de gel-dégel en présence d'eau).

L'analyse de REMY (1993) complète la précédente. "Une approche globale de la notion d'eau non gelée dans un milieu poreux et des mécanismes d'abaissement du point de gel doit prendre en compte un ensemble de phénomènes couplés:

- la surfusion de l'eau qui intervient au début de la cristallisation et qui dépend, d'une part, de la qualité de l'eau et de la texture du solide (germes potentiels), et d'autre part, du gradient de température;

- l'abaissement cryoscopique dû à la courbure de l'interface qui dépend des dimensions et de la géométrie du milieu poreux;

- l'abaissement de la température d'équilibre eau-glace par un phénomène d'adsorption de l'eau sur le substrat solide qui dépend également de la géométrie du réseau poreux et de la composition de la surface solide. A partir d'une certaine dimension de pore, proche de l'épaisseur de la couche d'eau liée, l'abaissement du point de congélation et la quantité d'eau non gelée peuvent découler uniquement de ce phénomène d'adsorption".

Dans son étude de la durabilité au gel des roches calcaires de Lorraine, il a adopté une démarche fondée sur leur caractérisation précise du point de vue pétrophysique et plus particulièrement sur l'analyse de leur milieu poreux. Il démontre que le type d'endommagement est principalement lié à la géométrie des réseaux poreux: réseaux poreux capillaires ou réseaux poreux complexes multimodaux.

Des différentes théories expliquant l'origine des désordres dans un matériau, deux sont le plus souvent admises:

- l'une, l'expansion volumique, tient compte des pressions développées dans l'eau non gelée (processus hydrauliques, pressions osmotiques) par la glace en formation;

– l'autre favorise les pressions capillaires développées par l'interface eau-glace lors de la progression du front de gel.

Ces deux théories ne s'appliquent pas aux mêmes domaines. Les travaux concernant le gel des pâtes de ciments et des bétons reposent sur l'hypothèse des pressions hydrauliques alors que la théorie des pressions capillaires aux interfaces eau-glace est plutôt développée dans le domaine des sols, roches et céramiques.

LE BER (1987, 1988) a proposé une modélisation des relations entre les températures et la gélification fondée sur les lois de la thermodynamique classique. Les résultats présentés s'appliquent au calcaire campanien, saturé en eau, de la paroi du site de Lousteau, Dordogne, France.

L'entropie est une variable d'état. C'est la variable thermodynamique dont les modifications décrivent les modifications de l'état d'un système ou d'une substance qui reçoit de la chaleur. Elle caractérise la constitution intime de la substance car ses variations locales décrivent les remaniements des structures intimes des portions de système considérées. L'expression locale de l'augmentation d'entropie peut donc servir à quantifier à chaque profondeur la dégradation de la roche à l'origine du thermoclastisme.

Pour un échantillon saturé, la congélation s'apparente à un violent choc thermique: instantanément, le flux de chaleur latente est multiplié par 11. Ce flux correspond à un flux local d'entropie créée 130 fois supérieur à celui existant avant la congélation sous le seul effet de la descente de température. Ce pic d'entropie se déclenche extrêmement brutalement à  $-3^{\circ}\text{C}$  au moment de la nucléation de la glace dans les pores (visible sur la courbe de surfusion). Pendant le pseudo-palier de congélation (proche de  $0^{\circ}\text{C}$ ), l'entropie créée n'est pas négligeable et présente un deuxième maximum vraisemblablement lié à la congélation de l'eau dans une deuxième famille de porosité de dimension inférieure.

La fragmentation de la roche mère se réalise au moment précis où la température de congélation est atteinte. Elle résulte d'une augmentation brutale de l'entropie du milieu. La fragmentation de la paroi est d'autant plus active que la température oscille fréquemment autour du point de congélation ( $-2,9$  à  $-3^{\circ}\text{C}$  dans le cas étudié).

Cette approche reposant à la fois sur des études sur le terrain et au laboratoire présente l'intérêt de permettre une modélisation du comportement d'une paroi sans pour autant être obligé de prendre en considération l'une ou l'autre des multiples théories proposées auparavant. Les premiers résultats obtenus sur le site de Lousteau démontrent en outre que les gels actuels sont susceptibles de dégrader les parois, remettant en question l'origine uniquement périglaciaire des dépôts de pente ce que confirme la poursuite des recherches sur cette paroi (BERTRAN et TEXIER, 1999).

En conclusion, en 1999 on ne sait pas encore clairement quels sont les mécanismes fondamentaux d'altération d'une roche par gélifraction. Que peuvent apporter les expériences des géomorphologues à la compréhension de ce processus essentiel qu'est la cryoclastie en milieu périglaciaire?

#### LES ENSEIGNEMENTS DES EXPERIENCES "NATURALISTES"

Les essais menés à Caen sur des calcaires ont démontré que l'éclatement d'une roche non fissurée ne s'opère que lorsqu'il y a pénétration du gel par toutes les faces, ce qui est en faveur de la théorie de l'expansion volumétrique. Par contre dans le cas d'un gel par une seule face, on observe seulement un écaillage lié à la formation de lentilles de glace comme dans les sols (théorie d'EVERETT-HALLET).

Des essais actuellement en cours à Caen proposés par J. Murton sur des blocs crayeux de toute taille confirment ces observations (à paraître). Par contre en gelant la surface d'un grand bloc et en maintenant la base au-dessous de 0°C (pergélisol) on obtient une intense fissuration de la craie à l'image des structures visibles sur les falaises de Normandie et du sud de l'Angleterre.

On explique aussi la désagrégation granulaire de granites altérés qui libère des minéraux et des polyminéraux par l'exploitation de microfissures remplies par la glace (voir chapitre Granulométries et formes). De façon générale, il s'avère que les roches macro ou microfissurées sont très sensibles au gel quel que soit le protocole expérimental; donc la formation ou l'élargissement de fissures peut s'expliquer par la théorie d'Everett. Cependant celle-ci qui ne nécessite pas des températures négatives très basses ne permet pas de comprendre le fait que des gels intenses soient beaucoup plus efficaces que les gels doux, par exemple sur des schistes (LAUTRIDOU, 1985; HALL, 1987; MATSUOKA, 1988). De plus, les schistes ne se désagrègent totalement qu'après 200 ou 300 cycles de gel-dégel (LAUTRIDOU, 1985). On attribue ce comportement au phénomène de fatigue (BERTOUILLE, 1972) accentué lorsque le gradient thermique est important.

Les apports des géomorphologues ne restent pas limités à ces observations. Deux étapes, celle de la quantification, puis celle de la modélisation se sont succédées.

#### ETAPE DE LA QUANTIFICATION

##### ECHELLE DE GELIVITE EXPERIMENTALE

##### (LE "ROCK CONTROL" ET LE "CLIMATIC CONTROL")

Il s'agissait de définir le rôle de l'intensité du gel et de la teneur en eau sur la gélivité en fonction de la lithologie.

## LES CALCAIRES

Quatre classes de gélivité ont été définies (LAUTRIDOU, 1985; LETAVERNIER et OZOUF, 1987): les calcaires microporeux, les calcaires à pores moyens (type craie), les calcaires perméables à gros pores et les calcaires microfissurés. Le rôle des paramètres climatiques varie selon ces classes. Par exemple, c'est l'intensité du gel qui prédomine pour les calcaires microfissurés (formation de glace au-dessous de  $-15$  ou de  $-20^{\circ}\text{C}$  dans les fissures très étroites) alors que les calcaires à pores moyens gélifraient même par gel peu intense ( $-3^{\circ}\text{C}$ ) et que les calcaires perméables ne sont gélifs que lorsque l'eau remplit complètement les pores. La signification climatique des formes et formations périglaciaires ne peut donc être tentée que dans le cadre de cette classification.

## LES ROCHES FISSUREES SILICEUSES

La classification en fonction de la porosité est moins aisée en raison du faible volume des pores. Néanmoins des seuils ont été mis en évidence pour les schistes, les granites et les grès. Ainsi les schistes possédant une porosité de moins de 3% sont en général non gélifs, ceux ayant plus de 6% se désagrègent, mais il demeure une plage d'incertitude pour les porosités entre 3 et 6%. Les seuils de porosité critique sont beaucoup plus élevés pour les grès et les granites (Lautridou, 1985).

## LA GRANULOMETRIE ET MORPHOLOGIE DES GELIFRACTS

## LES CALCAIRES

Les expériences menées à Caen dès 1965 à la demande de GUILLIEN et LAUTRIDOU (1970), afin de progresser dans la compréhension des grèzes litées de Charentes, ont permis la production des matériaux constituant le lit homométrique grossier dit "maigre" avec un gel peu intense (fig. 1). Toutefois le lit dit "gras" comporte une importante fraction de poudres difficilement explicable, les calcaires lithographiques de Charentes ne fournissant que peu de fraction fine par gélifraction. L'explication tout à fait significative de la nécessaire liaison terrain-expérimentation a été donnée par OZOUF (1983): les gels du Pléistocène supérieur, par exemple, ont touché, non pas des roches saines comme celles prélevées en carrière pour l'expérimentation, mais des calcaires ou gélifractions anciens altérés chimiquement (et par conséquent plus poreux) pendant les interglaciaires antérieurs au Weichsélien, ce qui les rapproche des calcaires crayeux plus prodigues en fraction fine pendant le gel.

En effet, alors que les calcaires compacts fournissent surtout des gélifracts homométriques de 1 à 2 cm (fig. 1), les craies libèrent par gélifraction des silts et des sables répartis régulièrement. On retrouve cette granulométrie dans les dépôts de pente périglaciaires (head-combe rock) en Angleterre et en Normandie (LAUTRIDOU, 1985).

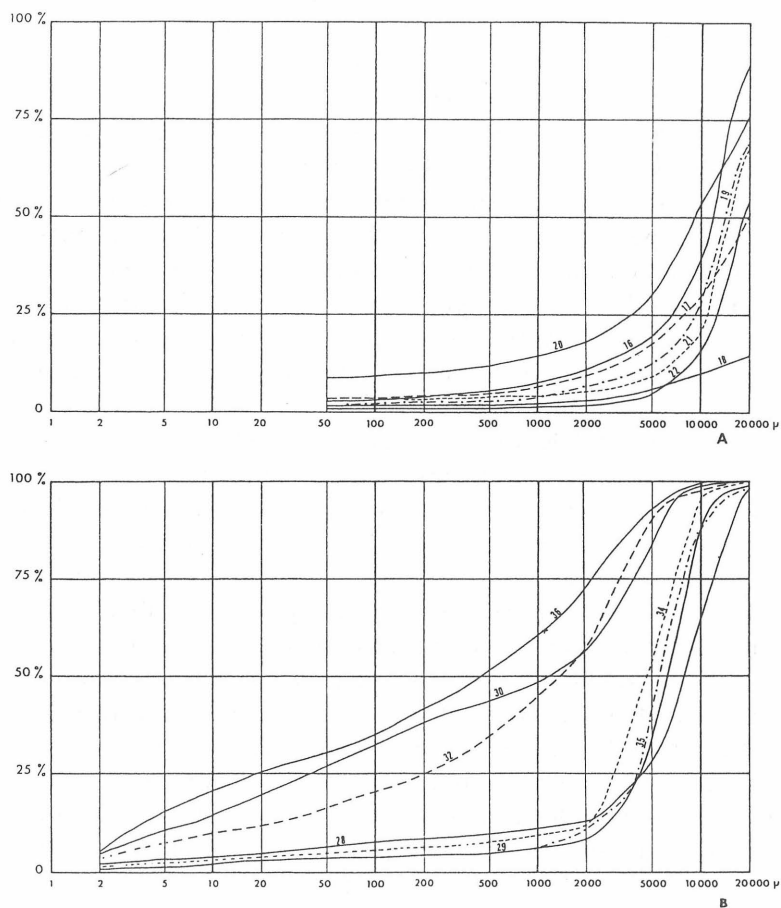


Fig. 1.

A – Faisceau des courbes granulométriques des gélifracts obtenus à partir du calcaire portlandien de Sonneville (Charente) après 150 cycles entre  $-5^{\circ}\text{C}$  et  $15^{\circ}\text{C}$

B – Faisceau des courbes granulométriques décrivant les lits maigres (28, 29, 34, 35) et les lits gras (30, 32, 36) de la grès litée de Sonneville (d'après Guillien et Lautridou, 1970)

## LES SCHISTES

Ces roches donnent aussi une fraction silteuse non négligeable de 10 à 20% (Fig. 2) mais très peu d'argile. Ceci permet de comprendre l'importance des limons dans de nombreux dépôts de pente périglaciaires en Normandie et dans le Pays de Galles (Angleterre): ainsi la couche limoneuse située au sommet des heads de Morfa-Bycham (Pays de Galles) étudiés par S. et E. WATSON (1970) n'est pas d'origine éolienne; elle correspond à une concentration par ruissellement des limons de gélifraction (LAUTRIDOU, 1985). Par contre, la notable fraction argileuse des heads de Normandie ne peut pas s'expliquer par la cryoclastie: elle dérive d'altérites anciennes reprises par gélifluxion (LAUTRIDOU, *ibid*).

Le concept de seuils de fragmentation cryoclastiques s'est de ce fait dégagé. Deux seuils ont été définis: le seuil de fragmentation (taille de la plus petite particule pouvant être fragmentée par le gel) soit 1 à 2 mm pour les calcaires durs, les schistes et les grès, mais 40  $\mu$ m pour les craies, et le seuil granulométrique correspondant à la plus petite particule libérée lors de la gélifraction, soit 0,2 à 1 micromètre. Ce deuxième seuil s'explique par la libération en quantité limitée de particules très petites lors de l'ouverture de fissures (LAUTRIDOU, 1985). Ces deux seuils doivent donc être pris en compte dans l'interprétation des formations périglaciaires et autres.

Au niveau du minéral KONISHCHEV et ROGOV (1993) ont démontré que le quartz réputé non gélif pouvait être très sensible au gel et alimenter en fraction fine des dépôts périglaciaires (loess, alluvions). Une étude récente de gélifraction de granites altérés du Massif Central (ETLICHER et LAUTRIDOU, 1999) met aussi en évidence la sensibilité des quartz et des feldspaths, mais le critère minéralogique n'est pas déterminant. La gélivité est liée à la microfissuration générée par l'histoire géologique.

Là encore l'expérimentation apporte de précieux enseignements, mais à la condition d'être étroitement couplée avec des études de terrain.

Pratiquement tous les faciès de roches siliceuses ont été testés dans le monde et notamment à Caen (LAUTRIDOU, 1985) y compris les roches altérées comme par exemple les granites (ETLICHER et LAUTRIDOU, 1999). Pour chaque roche des granulométries type ont été déterminées (LAUTRIDOU et OZOUF, 1982).

## LA MORPHOLOGIE DES GELIFRACTS

## FORMES DES GELIFRACTS CALCAIRES DE TAILLE CENTIMETRIQUE

De nombreuses expériences menées au Centre de Géomorphologie ont permis de dégager des corrélations entre types de gel (températures, vitesses de refroidissement, teneur en eau initiale des échantillons) et formes



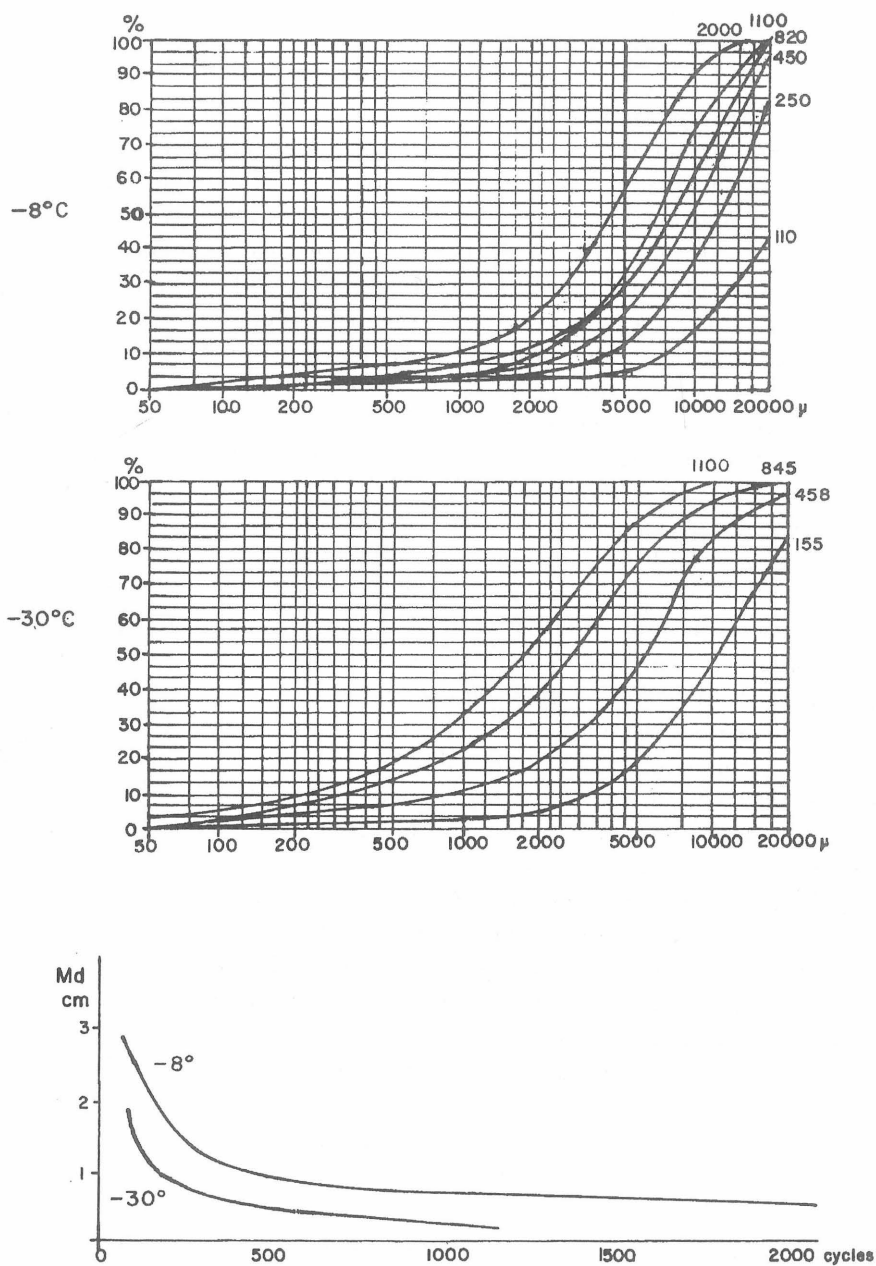


Fig. 2. Evolution granulométrique de gélifracts de schistes en fonction de la température et du temps d'après LAUTRIDOU, 1985.

des fragments obtenus (OZOUF, 1983). Ces fragments ont reçu des dénominations qui tiennent compte du processus qui a présidé à leur fabrication (par exemple les écailles sont le résultat d'un écaillage à partir des faces et les éclats d'un éclatement: destruction complète d'un bloc); ces dénominations sont donc génétiques.

Trois types principaux de formes générales ont été définis: les éclats, les écailles et les plaquettes. Les éclats sont des fragments de forme ramassée avec nombreux angles et nombreuses arêtes et des sections souvent polygonales. Leur élaboration est due à un processus mécanique: l'éclatement, sur une roche relativement homogène, c'est-à-dire ne présentant pas de faiblesses dans une direction particulière. L'éclatement au cours des cycles de gel-dégel sera plus ou moins rapide selon le type de gel (intensité et vitesse) et la teneur en eau choisis. Ce processus se développe lorsque le gel atteint les blocs par toutes les faces.

Les écailles sont des fragments de grandes longueur et largeur par rapport à l'épaisseur s'aminçissant vers leurs bords avec des contours irréguliers, et des sections souvent légèrement courbes. Le processus d'écaillage s'exerce sur une roche homogène sans fissuration ni litage et seule l'action du gel entre en ligne de compte. Un gel superficiel sur un bloc à teneur en eau peu élevée suffit au développement de l'écaillage.

Les plaquettes sont des fragments de grandes longueur et largeur par rapport à l'épaisseur qui a elle-même une valeur constante, les faces principales ayant généralement une forme simple: rectangle, parallélogramme. Comme l'a démontré LETAVERNIER (1984) le délitage dépend de la roche (litage et microfissuration), le processus de gel ne déterminant pas la forme des gélifracts et les protocoles de gel n'intervenant qu'au niveau de leur vitesse de fabrication et de leur taille.

L'application de cette démarche à l'étude des grèzes litées a permis de mettre en évidence, à travers la distorsion qui est apparue entre les gélifracts des grèzes litées et les gélifracts issus des expériences en laboratoire, le rôle important des héritages. L'altération des roches en milieu naturel diminue leur résistance mécanique, ce qui se traduit par des caractéristiques morphologiques différentes de celles des gélifracts expérimentaux.

#### L'ASPECT DES SABLES

Les examens au microscope électronique à balayage (S.E.M.) effectués suite à des expériences menées à Caen sur des échantillons de silex (LAUTRIDOU *et al.*, 1986), de granites de Finlande (LAUTRIDOU et SEPPÄLA, 1986) et de granites altérés du Portugal (COUDE-GAUSSSEN et LAUTRIDOU, 1987) ainsi que ceux pratiqués à Moscou sur des sables de Russie (KONISHCHEV et ROGOV, 1993) révèlent sur les quartz des figures qui ont

été jadis attribuées à des processus glaciaires. Il y a donc des corrections et des compléments à apporter dans les manuels traitant de l'exoscopie des sables.

### LE ROLE DE LA TEMPERATURE

Même pour les roches très gélives comme la craie il est démontré que les froids intenses provoquent un amenuisement des gélifracts calcaires plus important que des gels doux (Fig. 3). Il en va de même pour les schistes (Fig. 2) et les grès.

La fragmentation cryoclastique des calcaires gélifs est très rapide: elle est essentiellement acquise entre 100 et 200 cycles. Par la suite la fragmentation est très lente (Fig. 3). Cette remarque s'avère valable aussi pour les autres roches comme par exemple les schistes. Globalement l'amenuisement est une fonction linéaire, variable selon les faciès, de la racine carrée du temps surtout entre 0 et 200 cycles de gel-dégel (LAUTRIDOU, 1985).

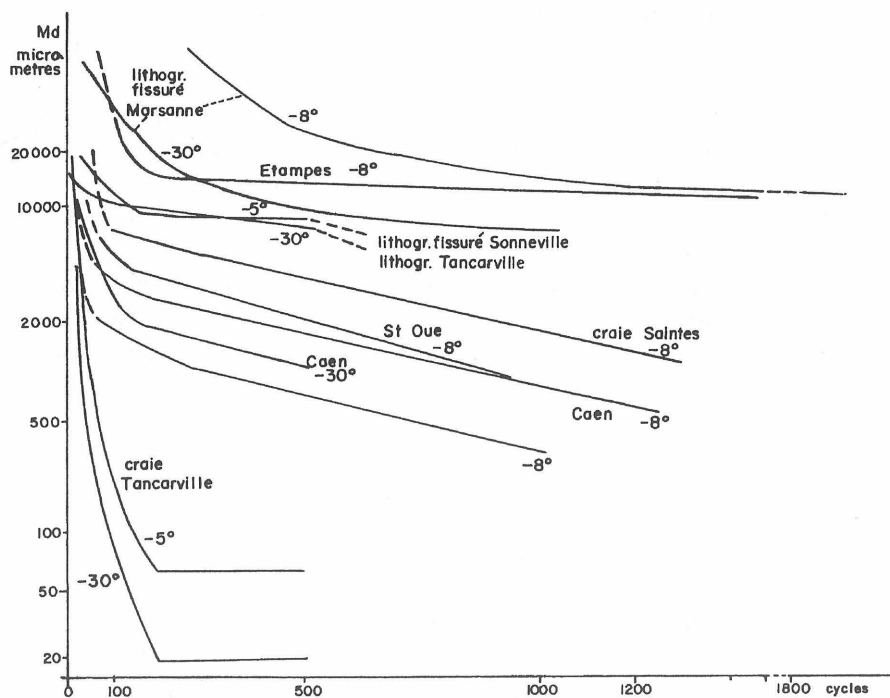


Fig. 3. Amenuisement de gélifracts calcaires en fonction de la température et du temps d'après LAUTRIDOU, 1985

## LE PROBLEME DE L'INTERACTION DE LA CRYOCLASTIE AVEC D'AUTRES PROCESSUS D'ALTERATION

Le rôle de l'altération chimique qui augmente la porosité de la roche a été précédemment mentionné. D'autres processus entrent en jeu: chocs thermiques, décompression, alternance humectation-dessiccation, haloclastie, rôle de la végétation et des précipitations violentes (HALL et HALL, 1991). Ce problème a été posé déjà très anciennement. Les recherches expérimentales de ces vingt dernières années ont apporté de nouveaux éléments sans résoudre ce difficile problème, capital pour les géomorphologues: dans quelle mesure divers processus peuvent jouer un rôle préparatoire ou même catalyseur dans la gélifraction ou inversement un rôle réducteur?

Les expériences de HAMES (1985), JOURDAN (1989), PRICK (1991, 1996) et HALL (1990, 1991) ont bien montré l'affaiblissement, la fissuration des roches sous l'effet des alternances humectation – dessiccation, donnant ainsi un champ favorable à la gélifraction. Le rôle des sels est plus discuté: réducteur (MC GREEVY, 1982) ou accélérateur (PRICK, 1999). Vraisemblablement les différences de protocoles expérimentaux expliquent ces résultats. Selon MC GREEVY, des teneurs en sels faibles favorisent la gélifraction alors qu'une forte proportion l'inhibe. La conclusion de la mise au point de WILLIAMS et ROBINSON (1991) est la suivante: les solutions salines ont des comportements variés au point de vue de la cristallisation à des températures inférieures à zéro degré; cela résulte de proportions différentes entre eau, glace et cristaux de sel. Il est donc probable que plusieurs mécanismes sont responsables de la rupture des roches. L'importance relative de ceux-ci change en fonction de la composition et de la concentration de la solution, du régime des températures (intensité et rapidité du gel), du type de roche (forme et taille des pores) et d'autres facteurs annexes. La modélisation du processus combiné de cristallisation de la glace et des sels et de leur rôle dans la cryoclastie des roches est donc très délicate à concevoir.

## ETAPES DE LA MODELISATION

### LES CALCAIRES

Cette étape a été tentée à Caen par LETAVERNIER (1984), LETAVERNIER et OZOUF (1987). La sensibilité au gel ne s'exprime plus par le pourcentage de gélifracsts, mais par un coefficient de fragmentation CA correspondant à la surface mesurée entre la courbe granulométrique cumulative des débris après 100 cycles gel-dégel et l'axe des abscisses (taille des débris entre 50  $\mu$ m et 25 mm).

Letavernier propose la formule suivante:  $CA^{1/2} = 1/25 (Nt - b)$  pour les gels peu intenses et  $CA^{1/2} = 1/20 (Nt - b)$  pour les gels intenses (température inférieure à  $-12^{\circ}\text{C}$ ),  $Nt$  étant la porosité totale et  $b$  le paramètre clef: la porosité critique. Ainsi on peut prédire la gélivité d'un calcaire connaissant sa porosité aisément mesurable et le paramètre  $b$ , porosité critique en dessous de laquelle la roche ne fournit pas de débris; au-dessus de ce seuil, la gélifraction croît en fonction de la porosité totale et varie selon les facteurs climatiques: intensité du gel et teneur en eau (échantillons saturés ou non). En fait, LETAVERNIER a repris la classification de la gélivité des calcaires précédemment évoquée, qui est basée sur la taille des pores et des microfissures, et montre que  $b$  pouvait être très variable selon les classes de roches. La porosité totale et la granulométrie des pores sont mesurées avec le porosimètre à mercure, la microfissuration nécessite un appareil de mesure de la vélocité des ondes ultrasoniques longitudinales. Il reste à quantifier le paramètre  $b$ . Ce dernier a été défini expérimentalement pour les classes I (roches microporeuses), II, à pores moyens, III, perméables, à gros pores, à partir d'abaques (Fig. 4 qui donne le cas de la classe II: roches à pores moyens). Par contre, pour la classe IV (roches microfissurées), la gélivité dépend essentiellement de la température de formation de la glace ( $-15$  ou au-delà de  $-15^{\circ}\text{C}$ ): cette dernière peut être déterminée avec un appareil à ultrasons, le passage eau-glace se signalant par un net changement de la vélocité des ondes.

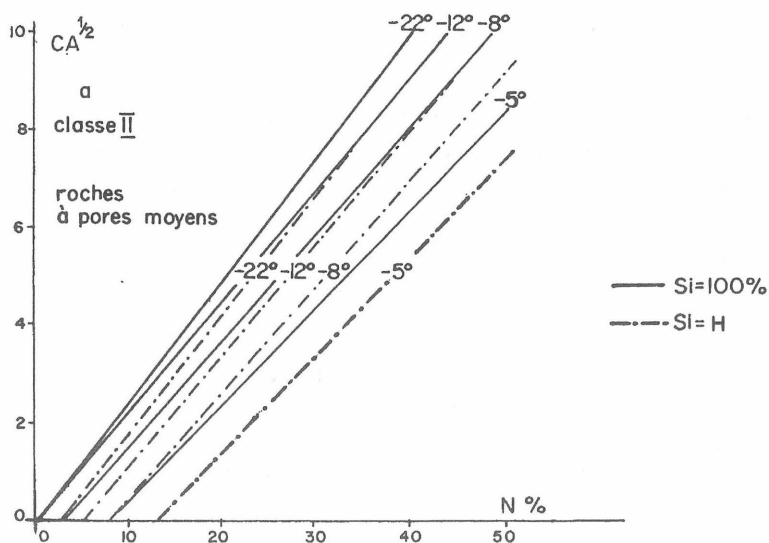


Fig. 4. Exemple d'un abaque de la gélivité exprimée par le coefficient d'amenuisement  $CA$  selon l'intensité du gel et la teneur en eau  $Si$  (saturation à 100% ou saturation naturelle  $H$  appelée coefficient d'Hirshwald): cas de la classe II, roches calcaires à pores moyens

On peut en résumé prédire avec un appareillage limité la gélivité d'une roche calcaire. En simplifiant, l'intensité de la fragmentation est traduite par le coefficient d'amenuisement CA dont la racine carrée croît en fonction de la porosité totale ("rock control"), et de la porosité critique b qui intègre l'intensité du gel et le coefficient de saturation en eau (Fig. 4).

#### LES ROCHES FISSUREES PEU POREUSES

MATSUOKA (1988 et 1990 a) a proposé après ses expérimentations un indice If de gélivité défini comme suit:

$$I_f = \frac{(\epsilon_{LV} + \epsilon_{LW} + \epsilon_{LD})E_t}{S_t}$$

$E_t$  – Module d'élasticité (Young),  $S_t$  – Résistance à la traction,  $\epsilon$  – Déformation linéaire (linear strain),  $E_t$  et  $S_t$  sont mesurables par des tests classiques en géotechnique.  $\epsilon_{LD}$  paramètre négatif de rétraction de la roche et de la glace par température négative est négligeable d'après les mesures effectuées par MATSUOKA,  $\epsilon_{LV}$  correspondant à l'expansion volumétrique est calculable:

$$\epsilon_{LV} = \frac{1}{3} (1,09S_r - 1)(n - \theta_u)$$

avec  $S_r$  saturation en eau,  $\theta_u$  porosité et  $\epsilon_u$  la teneur en eau non gelée. Il reste à définir  $\epsilon_{LW}$  lié aux pressions capillaires avec migrations d'eau, pour le moment difficile à calculer et qui de ce fait impose encore de recourir à l'expérimentation, incluant des jauges de contrainte. Le rôle de la température est présent dans  $\theta_u$ , celui de la teneur en eau représenté par  $S_r$ .

#### CONFRONTATION EXPERIMENTATION

##### TERRAIN (PAROI ROCHEUSE)

La taille limitée des blocs testés au gel rend difficile le transfert à la prédiction du comportement d'une paroi ou d'un versant au gel. Néanmoins des confrontations expériences – terrain ont été tentées.

LETAVERNIER (1984) a profité d'un hiver froid en Normandie en 1983 pour tester son modèle sur une falaise crayeuse du Pays de Caux puis a étudié la gélivation d'une paroi de calcaire fissuré au Spitzberg. Il semble que le modèle soit satisfaisant. Pour les roches non calcaires, HALL (1986, 1987) et MATSUOKA (1990 b) ont tenté la même approche à partir de faciès siliceux fissurés peu poreux de l'Antarctique et des Alpes japonaises. Le

recul par gélifraction est beaucoup moins important que le modèle le prévoit en raison de l'absence d'eau qui s'évacue par gravité. Par contre les blocs tombés, mieux alimentés en eau se comportent comme ceux testés en laboratoire. Selon MATSUOKA (1990 b) le taux d'érosion d'une paroi par gélifraction (frost shattering rate) est exprimé, dans le cas d'une roche fissurée peu poreuse par l'équation suivante:

$$R_s = 1,5 \cdot 10^{-3} S_r^{16} N_e S_{tr}^{-2} \text{ avec:}$$

$R_s$  – vitesse de gélifraction,  $S_{tr}$  – résistance à la traction (roche fissurée),  $S_r$  – saturation en eau,  $N_e$  – nombre de cycles de gel. On notera le rôle prépondérant de la teneur en eau  $S_r$ .

A l'opposé SWANTESSON (1992) considère que la sensibilité au gel de parois de Scandinavie récemment libérées suite au retrait du glacier weichsélien (vistulien) s'avère beaucoup plus importante que l'expérimentation sur des blocs ne donne à penser. Au contraire, WILLIAMS (1987) observe que les expériences de gel de la craie provoquant une pulvérisation de cette roche n'expliquent pas les éclats, les écailles et les petits blocs visibles sur les parois et sous les vallées du sud de l'Angleterre.

En conclusion les tentatives de modélisation sont hélas très peu utilisées par les géomorphologues. Il serait intéressant d'intégrer dans une seule formule les deux modèles de MATSUOKA et de LETAVERNIER qui utilisent des paramètres différents. Et surtout, on manque d'observations et de mesures de terrain (température, teneur en eau, taux de gélifraction) précises pour progresser et vérifier les deux modèles proposés.

## ACTION DU GEL-DEGEL SUR LES SOLS

Un recensement des expériences réalisées sur les processus périglaciaires fait apparaître trois axes principaux qui sont:

- le tri granulométrique au sein des matériaux;
- la structuration des matériaux;
- les modalités particulières de la solifluxion en milieu périglaciaire.

### LE TRI GRANULOMETRIQUE

Deux processus ont été mis en évidence, la cryoexpulsion des éléments grossiers et la répulsion des fractions fines.

#### LA CRYOEXPULSION

L'expression populaire selon laquelle les gels de l'hiver font "pousser les cailloux dans les champs" a un fondement scientifique. Le mécanisme de

base est la formation de lentilles de glace au sein des matériaux riches en fractions fines et le gonflement du sol qui en est la conséquence. Les premiers travaux sur le sujet sont ceux de TABER (1929 et 1930). Plus tard, d'autres essais ont été effectués par PENNER (1970, 1972 et 1974) qui a analysé les forces engendrées par ce gonflement. Les sols fins où la ségrégation de glace est importante sont qualifiés de gélifs ou fortement gélifs, les sols grossiers où la ségrégation de glace est peu marquée sont dits peu gélifs ou non gélifs. Le plus souvent, le gonflement concerne la partie superficielle du sol, mais il arrive que des gonflements aient lieu en profondeur en début de dégel par migration d'eau vers le bas et regel dans les couches inférieures plus froides.

Deux cas peuvent se présenter dans le mécanisme de cryoexpulsion. Dans le premier cas, les graviers, les cailloux, les blocs pris en étau dans le sol qui gèle et gonfle sont entraînés vers le haut; au dégel, le sol s'affaisse autour d'eux et ils ne regagnent pas leur position initiale car ils doivent vaincre les forces de frottement sur la matrice qui les entoure et parfois s'immisce sous leur base. Le bilan des mouvements verticaux est une lente progression des éléments grossiers vers la surface du sol et en fin de parcours leur expulsion. Ce mécanisme (frost-pull) a dominé dans l'expérience menée à Caen par COUTARD et VAN VLIET-LANOË (1994). L'effet de traction est majeur sur les éléments dont le coefficient d'allongement est élevé. La vitesse d'expulsion est fonction directe du degré d'enfouissement de l'élément et de l'importance du gonflement cryogénique (PENNER, 1974; COUTARD et VAN VLIET-LANOË, 1994).

Dans le second cas, la conductivité thermique plus élevée du bloc provoque un appel d'eau vers sa base avec la croissance d'un piédestal de glace qui tend à le pousser vers le haut (frost-push). Une expérience de KAPLAR (1965) a révélé ce mécanisme.

#### LA REPULSION DES FRACTIONS FINES

CORTE (1961, 1962 a et b, 1966) a montré expérimentalement que les fractions fines migraient à l'avant du front de gel ce qui contribue à un enrichissement en fractions fines des couches profondes et par voie de conséquence à un accroissement relatif de la fraction grossière dans la partie superficielle du sol. Ce processus semble jouer surtout dans les matériaux hétérométriques à dominante grossière. Une autre expérience de ROWELL et DILLON (1972) a bien mis en évidence la migration des argiles.

#### LA STRUCTURATION DES MATERIAUX

Il y a lieu de distinguer d'une part des microstructures et d'autre part des macrostructures comme les cryoturbations.



### LES MICROSTRUCTURES

Elles sont de bons signaux pour appréhender les conditions géomorphologiques et paléoclimatiques de mise en place et d'évolution des sédiments quaternaires. Un bilan a été établi en 1984 pour les matériaux limoneux en comparant des échantillons provenant d'expériences, de régions périglaciaires actives et de dépôts quaternaires (VAN VLIET-LANOË, COUTARD et PISSART, 1984). Plusieurs types de microstructures ont été mis en évidence: structures lamellaires liées à la ségrégation de la glace, coiffes silteuses sur les éléments grossiers dues à la circulation de l'eau pendant le dégel et vraisemblablement au mécanisme de répulsion des fines étudié par CORTE, microcisaillements, ondulations et microchevauchements engendrés par le creep et la gélifluxion (COUTARD et MUCHER, 1985), microinjections provoquées par les pressions cryostatiques. A cela s'ajoutent des vésicules créées par expulsion d'air pendant des liquéfactions temporaires du matériau et l'affaissement du sol pendant le dégel.

### LES MACROSTRUCTURES

Pour l'essentiel entrent dans cette catégorie les diverses figures de cryoturbation à propos desquelles de nombreuses hypothèses de formation ont été émises comme la convection, le jeu des différences de densité entre matériaux, le gonflement cryogénique différentiel.

### LE GONFLEMENT CRYOGENIQUE DIFFERENTIEL

Dans cette hypothèse, les matériaux les plus gélifs c'est-à-dire les plus gonflants, tendent à repousser les moins gélifs. C'est ainsi qu'une argile ou un limon où la glace de ségrégation sera abondante chercheront une possibilité d'expansion dans des sables ou des graviers voisins amorçant ainsi la formation de cryoturbations. Cette hypothèse a été vérifiée grâce à plusieurs expériences. En 1972, CORTE obtient des cryoturbations en pratiquant des cycles gel-dégel sur une superposition de couches de gélivité différente, soit de haut en bas: une argile silteuse, du quartz broyé simulant un limon, un sable silteux, le tout étant gorgé d'eau. L'injection des sédiments des couches inférieures dans la couche supérieure a été le processus dominant. Dans un autre essai de CORTE et HIGASHI (1972), les cycles gel-dégel ont entraîné une nette déformation de la topographie du sol et celle, marquée, des contacts entre bandes de sol de nature différente.

A Liege, PISSART a conçu et développé de nombreuses expériences sur la déformation de couches de limon argileux soumises à des cycles gel-dégel et celle de cylindres de limon argileux placés dans du gravier ou sur une couche de sable. Elles ont confirmé d'abord que toute l'eau

contenue dans les matériaux fins ne gèle pas à zéro degré comme dans les sables et les graviers et que, en conséquence, le gonflement et le développement des pressions se poursuit à  $-4^{\circ}\text{C}$  voire à des températures plus basses (PISSART, 1970 et 1972). Ensuite de nouveaux essais (PISSART, 1982 a) ont démontré que des milieux fermés pouvaient se créer dans un sol du fait de son hétérogénéité. La simulation a été faite grâce à des cylindres de limon gelant lentement, avec formation d'une abondante glace de ségrégation, pris dans un gravier dont la congélation était plus rapide. Les cylindres se sont déformés nettement avec des déplacements de matière vers la surface ou, si cette dernière était rigidifiée par le gel, vers le bas et latéralement. Dans ce cas cela implique un dégel partiel du gravier sous l'effet de pressions internes. De même, un cylindre de limon argileux placé sur du sable fluviatile sans possibilités d'expansion latérale et vers la surface s'est déformé à sa base et a pénétré progressivement dans le sable. Cet ensemble d'expériences démontrait donc que la congélation du sol entraîne des gonflements variables selon la nature des matériaux, parfois la naissance de milieux fermés et le développement de pressions cryostatiques, la conséquence étant l'apparition de cryoturbations. Une autre expérience menée à Caen (VAN VLIET-LANOË et COUTARD, 1986; VAN VLIET-LANOË, 1988) a donné des résultats allant dans le même sens. Des cylindres de limon silteux, placés dans un sable moyen, en présence d'une nappe phréatique se sont déformés en forme de poire et ont lentement migré vers le bas dans le sable.

En ce qui concerne les figures d'injection, une expérience ayant pour but d'examiner les microstructures créées au sein d'un dépôt limoneux, situé sur une pente douce, soumis à 18 cycles gel-dégel, a révélé des injections vers le haut le long de fentes de dessiccation (COUTARD et MUCHER, 1985). Autre problème, celui du redressement des pierres sous l'action du gel. Dans une série d'essais, PISSART (1969, 1970 et 1973) a simulé des pierres allongées par des aiguilles enfoncées dans un sol fin. Il est apparu que lors du gonflement du sol lié au gel, les aiguilles possédant à l'origine une certaine inclinaison subissent un couple de forces provoquant leur redressement. Celui-ci est d'autant plus rapide que l'objet est plus allongé, le nombre de cycles gel-dégel élevé et la ségrégation de glace importante.

#### LA QUESTION DU LOAD CASTING

Dans un contexte de forte teneur en eau, si des matériaux se révèlent au moment du dégel plus denses que les matériaux sous-jacents, ils auront tendance à descendre dans ces derniers en créant des formes en doigt de gant ou en goutte. A propos d'une expérience A. WASHBURN *et al.* (1978) font appel à ce processus pour expliquer des structures en poches formées au contact de matériaux de nature différente soumis au gel-dégel. Davan-

tage d'essais seraient nécessaires pour bien comprendre ce mécanisme et les critères limites de son fonctionnement.

#### LES THEORIES CONGELISTATIQUES ET DE CONVECTION

A notre connaissance, elles n'ont été l'objet d'aucun programme d'expérimentation. La convection au sein des fluides a été particulièrement étudiée par les physiciens; il n'en est pas de même pour les matériaux hétérogènes où toute particule solide doit vaincre pour se déplacer les forces de frottement contre les particules voisines. Même si certaines figures font penser à un phénomène de convection, il apparaît que de nombreux processus s'enchaînent pour aboutir à cette structuration. Il faudrait mieux parler comme le dit VAN VLIET-LANOË en 1988 de "mouvements polygénétiques hémicirculaires".

#### NAISSANCE ET ORGANISATION DES SOLS STRUCTURAUX

Il est manifeste que les processus de tri granulométrique et de déformation traités ci-dessus interviennent dans la genèse des sols structuraux. CORTE (1960) a montré l'influence de la variation d'épaisseur de matériaux reposant sur un milieu riche en glace; la fusion à lieu a des vitesses différentes en fonction de l'épaisseur du matériau superficiel. Il en découle la formation de dômes sur les flancs desquels des tris granulométriques ont lieu donnant des amorces de cercles de pierres. Par des expériences en laboratoire et sur le terrain PISSART a tenté de cerner les processus intervenant dans la formation des sols polygonaux triés de petite taille. Des réseaux de fentes de dessiccation internes peuvent se créer lors du gel par assèchement de la zone du sol située sous la partie la plus riche en glace de ségrégation (PISSART, 1964). Les polygones sont d'autant plus grands que le sol est épais, le gel lent et la teneur en argile élevée. Une superposition entre réseau interne et réseau de dessiccation de surface estival peut avoir lieu. Les fentes s'élargissent par ruissellement et fluage des lèvres. La migration des pierres vers les fentes s'effectue par une cryo-expulsion au sein du centre hétérogène de la cellule et un lent déplacement en direction de la périphérie du polygone par action des pipkrakes au moment où la cellule se bombe par ségrégation de glace (PISSART, 1977 et 1982 b). Selon PHILBERTH (1964), la régularisation de la taille des polygones tient à la répartition des forces engendrées par une pression hydrostatique qui serait plus élevée dans les petits polygones que dans les grands d'où un accroissement de la taille des petits polygones aux dépens des grands jusqu'à ce qu'un équilibre soit atteint.

## LA SOLIFLUXION EN MILIEU PERIGLACIAIRE

Dans les régions périglaciaires des hautes latitudes et des hautes altitudes, la présence du pergélisol et celle de la glace de ségrégation modifient les conditions dans lesquelles se produit la solifluxion. Il y a création de discontinuités dans le sol, naissance de plans de glissement préférentiels et au moment du dégel de fortes à très fortes teneurs en eau. Une des premières expériences sur la solifluxion en milieu froid a été relatée par TRICART (1956 a). Sur une pente constituée de limon et de sable, inclinée à  $16^\circ$ , cinquante alternances gel-dégel ont créé un mouvement de masse. Le versant rectiligne à l'origine est devenu concavo-convexe; le limon a pris une structure lamellaire et vésiculaire. Selon WASHBURN, la solifluxion périglaciaire englobe deux processus d'une part, la cryoreptation due au gonflement du sol (aiguilles et lentilles de glace) qui se produit orthogonalement à la surface du sol et qui est suivie par un affaissement selon la verticale (gravité) au moment du dégel d'où un mouvement résultant vers l'aval et, d'autre part, la gélifluxion qui a lieu pendant le dégel en raison de l'engorgement du sol en eau. Le processus de cryoreptation superficielle lié à la formation des *pipkrakes* a été bien mis en évidence dans l'expérience de HIGASHI et CORTE (1971) pendant laquelle une gélifluxion limitée est également apparue en profondeur.

Suite à un débat scientifique sur le rôle ou non de la solifluxion dans la mise en place des limons, de PLOEY (1973) a mené une étude géotechnique sur des limons sableux de Belgique (Sittard, Tongrinne) qui ont été soumis ensuite à une expérimentation. Les tests réalisés prouvent que le limon sableux possède une cohésion interne suffisante pour contrer l'apparition de plans de rupture et un mouvement plastique massif sur des pentes inférieures à  $8^\circ$  dans une couche de matériau inférieure à un mètre. Même lorsque la limite de liquidité est atteinte, la déformation ne peut se produire sur une pente de moins de  $16^\circ$  et avec une couche de moins d'un mètre d'épaisseur. La conclusion est que la solifluxion n'a eu qu'un rôle limité dans la mise en place des couvertures limoneuses des régions à faible relief. Après 50 cycles gel-dégel, la déformation des blocs de limon soumis à expérience demeurerait très restreinte laissant apparaître seulement une cryoreptation superficielle généralisée due aux lentilles de glace.

Plusieurs expériences menées à Caen ont permis de cerner plusieurs modalités de la cryoreptation et de la gélifluxion. Au cours de la première d'entre elles (JOURNAUX et COUTARD, 1976), le modèle comportait sur une moitié une pente régulière qui a subi une cryoreptation classique avec un mouvement plus prononcé en surface qu'en profondeur, par contre sur l'autre moitié un talus en pente forte ( $45^\circ$ ) a évolué par détachement et glissement de blocs successifs avec formation de bourrelets de poussée en pied de pente. Chaque bloc s'asséchant rapidement gardait une certaine rigidité. La seconde expérience avait pour but de simuler le déplacement

de blocs rocheux dans la zone d'alimentation d'un head (HELLUIN *et al.* 1979). Pour cela une pente de 25° a été constituée dans un modèle, une couche de limon épaisse de 20 cm, bien alimentée en eau, a été répartie sur cette pente et sur la surface, des blocs de béton de 22 cm de long et d'un poids de 4,8 kg ainsi que des plaquettes de 1 kg ont été placées selon la ligne de grande pente ou orthogonalement à celle-ci. Le dégel à température ambiante était accéléré pendant 2 à 3 heures par un rayonnement infra-rouge. Une nappe de solifluxion s'est créée au premier dégel suivie ensuite par des glissements régressifs qui ont gagné en largeur et vers le haut de pente. Un lobe à bourrelets frontaux s'est constitué en bas de pente. La plupart des blocs ont été entraînés par la nappe de solifluxion avec une rotation tendant à les placer grand axe selon la ligne de plus grande pente, orientation préférentielle notée dans les heads. D'autres blocs ont glissé sur le sol gelé mis à nu entre les paquets de matériau des glissements régressifs. Le mécanisme impliqué était du type "skinflow" "retrogressive flow". Cette expérience peut être rapprochée de celle de REIN et BURROUS (1980) qui ont provoqué un glissement préférentiel de matériaux au niveau d'un horizon particulièrement riche en glace.

A partir de 1988, le Centre de Géomorphologie de Caen a mené une série d'expériences sur la gélifluxion, d'abord seul puis ensuite en collaboration avec l'université de Cardiff. Dans le premier essai, un limon, un limon sableux et un matériau hétérogène formé de limon, de sable et de graviers subirent 22 cycles gel-dégel avec une température de l'air s'abaissant jusqu'à -10°C (COUTARD *et al.*, 1988). A conditions hydriques et thermiques égales, le gonflement moyen lié à la ségrégation de glace fut de 29 mm dans le limon, 25 mm dans le limon sableux et 14,2 mm dans le matériau hétérogène. Un rapport de proportionnalité entre gonflement et gélifluxion a pu être établi. Le déplacement moyen par cycle en surface fut dans la partie médiane du versant (pente 12°) de 13,5 mm pour le limon, 10,7 mm pour le limon sableux, 10 mm pour le matériau hétérogène. En résumé, le matériau le plus riche en silt s'est révélé le plus gélif et le plus sujet à la gélifluxion. Grâce à un dispositif mis au point par AUZET (COUTARD *et al.*, 1988), il a pu être montré que l'essentiel du mouvement a été acquis à une profondeur donnée au moment du passage du front de dégel à cette profondeur et pendant les quelques heures qui suivent immédiatement. Au cours de cette expérience, le passage des sols polygonaux aux sols striés, lorsqu'une pente existe, a été expliqué par une disparition progressive des cloisons orthogonales à la pente ceci par étirement de leur contenu grossier et son incorporation petit à petit dans le matériau hétérogène des bandes fines, conformes à la pente, sous l'action de la gélifluxion.

Le rôle de la granulométrie des matériaux a été approfondi au cours de la première expérience menée en commun entre le département de géo-

logie de l'Université de Cardiff et le Centre de Géomorphologie de Caen (HARRIS *et al.*, 1993). Quatre matériaux naturels ont été utilisés: altérite de schiste métamorphique, altérite de schiste ordovicien, arène granitique et dépôt de pente hétérogène, mélange de gélifracas calcaires dans une matrice loessique. Les divers matériaux ont été disposés selon quatre bandes larges d'un mètre et épaisses de 30 cm sur une pente de 12°. Tous ces matériaux sont peu argileux; leurs limites de liquidité et de plasticité sont basses et ils sont non cohésifs. Ils ont subi 15 cycles gel-dégel avec une température de l'air s'abaissant vers -9°C près de la surface du sol et une bonne alimentation en eau. Le gonflement dû à la ségrégation de glace a été en moyenne de 8,5 cm pour l'arène, 7,8 cm pour le matériau hétérogène, 6,3 cm pour l'altérite de l'Ordovicien et 7,4 cm pour l'altérite de schiste métamorphique matériau le plus silteux. Les observations faites sur matériau gelé ont montré que le type de ségrégation de la glace était différent selon les matériaux: glace en aiguilles très abondante en subsurface pour l'arène et le dépôt de pente hétérogène, lentilles serrées dans l'altérite de schiste métamorphique, lentilles moins abondantes et glace réticulée dans l'altérite de schiste ordovicien. L'essentiel du déplacement a été acquis par la cryoreptation due au gel en ce qui concerne l'arène granitique et par la gélifluxion pendant le dégel pour ce qui est de l'altérite de schiste métamorphique. C'est cette dernière qui a subi le plus fort mouvement. En chaque point muni de plaquettes de repérage, le volume de matériau déplacé a pu être estimé. Le chiffre moyen obtenu est de 5,8 cm<sup>3</sup> par cm de largeur de versant et par cycle pour l'arène granitique, 6,9 cm<sup>3</sup> pour le dépôt de pente, 21,2 cm<sup>3</sup> pour l'altérite de schiste et 31,2 cm<sup>3</sup> pour l'altérite de schiste métamorphique. Seuls ces deux derniers matériaux ont donné un lobe à surface ridée en bas de pente et connu pendant le dégel un excès d'eau par rapport à la limite de liquidité favorisant la gélifluxion.

Toujours dans l'esprit d'approfondir les connaissances sur le comportement des matériaux meubles soumis au gel-dégel, une seconde structure expérimentale a été mise en place dans un des grands modèles du Centre de Géomorphologie (HARRIS *et al.*, 1995 et 1997). Deux matériaux ont été retenus, une altérite sablo-graveleuse de schiste primaire et une altérite silto-sableuse de schiste métamorphique. Ils ont été disposés en deux bandes larges de 2 m, longues de 5 m et épaisses de 30 cm, sur une pente de 12°. L'équipement a été complété pour permettre l'enregistrement continu des températures, des déplacements de surface et des pressions développées dans le sol. Des essais de cisaillement ont été pratiqués pendant le dégel. Comme dans l'expérience précédente, l'altérite de schiste métamorphique très silteuse a été la plus sensible à la gélifluxion; au bout de sept cycles, le déplacement en surface de celle-ci était de 65,3 cm contre 16,5 pour l'autre matériau. Immédiatement après le passage du front de dégel à une profondeur donnée la pression interstitielle présente un pic

positif avant de décroître lentement sur plusieurs jours. Au cours de la première partie du dégel, pendant laquelle celui-ci est incomplet, l'eau en surabondance ne peut s'infiltrer et remonte vers la surface en créant un gradient hydraulique ascendant. Pression d'écoulement, pression interstitielle croissante et fortes teneurs en eau provoquent temporairement une diminution de la viscosité et de la résistance au frottement du sol et favorisent la gélifluxion. La réduction de la résistance mécanique du sol pendant le dégel a été vérifiée par les essais de cisaillement, les valeurs chutant jusqu'à 1 à 4 kPa. Le rôle de la texture des matériaux, en particulier de la teneur en silt, sur la part respective de la cryoreptation et de la gélifluxion dans l'acquisition du déplacement et l'importance de ce dernier a donc été bien mise en évidence par ces deux expériences récentes.

#### EXPERIENCES APPLIQUEES

En dehors des expériences à caractère purement scientifique et naturaliste, des expériences appliquées ont été menées à deux reprises au Centre de Géomorphologie du CNRS à Caen.

De 1967 à 1975, un vaste programme concernant la gélivité des substrats et des revêtements de chaussées a été poursuivi dans un hall réfrigéré de 18 m x 8 m x 5 m. La direction des recherches était assurée par le Laboratoire Central des Ponts-et-Chaussées, le Laboratoire d'Aérodynamique du CNRS et le Centre de Géomorphologie du CNRS. Les essais ont nettement confirmé l'existence d'une relation linéaire entre la profondeur de pénétration du gel et la racine carrée de l'indice de gel à la surface de la chaussée; des cassures à l'interface chaussée-sol de fondation traduisant les propriétés thermiques différentes de la chaussée et de son substrat. En présence d'une nappe d'eau, la cryosuccion s'est traduite par une forte accumulation de glace de ségrégation à la partie supérieure du profil qui a eu pour conséquence un soulèvement sensible de la chaussée (PHILIPPE *et al.*, 1972). Le but final, après le test de diverses structures routières, était la sélection de matériaux ainsi que l'optimisation de l'épaisseur des revêtements de chaussées et de leurs couches support afin de mettre le réseau routier français à l'abri des gels hivernaux qui sont rigoureux dans les régions les plus continentales et montagneuses du pays.

Le second programme appliqué, 1982-1992, développé en coopération entre le Canada (Université Carleton d'Ottawa) et la France (Laboratoire Central des Ponts-et-Chaussées, Centre de Géomorphologie), concernait le comportement des gazoducs enterrés dans la couche active d'un sol de l'Arctique. Des différences de nature entre matériaux ou des irrégularités dans la propagation du front de gel ont entraîné des gonflements différentiels et par conséquent des efforts de flexion sur le conduit expérimenté. Un programme mathématique a permis de modéliser la propa-



gation du froid, la migration de l'eau et le gonflement du sol. Les efforts subis par le gazoduc, mesurés en permanence ont été élevés mais sans que le seuil de rupture soit atteint (Pipelines and frost heave, 1985).

## CONCLUSIONS

Les géomorphologues ont beaucoup pratiqué l'expérimentation sur le gel des roches en laboratoire avec des approches diverses: essais simples de naturalistes donnant une première échelle de gélivité, puis recours à des appareillages plus sophistiqués (granulométrie des pores au porosimètre à mercure, microfissuration étudiée par la mesure de la vélocité des ondes ultrasonores, mesure des caractéristiques mécaniques: résistance à la traction, module d'Young, mesure des variations dilatométriques linéaires de la roche, etc).

Les acquis sont très importants. La gélivité des roches a été caractérisée en fonction de leurs paramètres propres: taille et forme des pores, porosité totale, résistance mécanique, et de paramètres environnementaux: teneur en eau, intensité et vitesse de propagation du gel. La taille et la morphologie des gélifracts ont pu être mises en relation avec ces paramètres et les processus dominants qui en découlent: écaillage, éclatement, délitage. Par la comparaison de la forme et de la taille des débris obtenus expérimentalement et de ceux recueillis sur le terrain, les conditions paléoclimatiques de fourniture des gélifracts des grèzes et des heads ont pu être précisées.

L'étape actuelle de modélisation permet de prédire la gélivité en fonction du "*rock control*" et du "*climatic control*" avec un modèle pour les calcaires et un autre pour les roches peu poreuses fissurées. Pour l'avenir, il s'agit de coordonner les deux modèles et de les confronter avec les données de terrain à l'échelle de la paroi. Les premières tentatives semblent positives même si les avis demeurent parfois partagés.

En ce qui concerne le gel des sols, plusieurs processus ont été confirmés par l'expérimentation. C'est le cas du tri des particules et en particulier de l'efficacité de la cryoexpulsion. De même, de nombreuses précisions touchant les micro et les macrostructures significatives de l'action du gel et du dégel ont été apportées. Ceci a ouvert des perspectives dans l'étude des paléodynamiques et paléoenvironnements à l'origine de la mise en place de nombreux dépôts quaternaires. Le rôle important du gonflement cryogénique différentiel dans la genèse des cryoturbations a été nettement confirmé. Par contre, d'autres processus comme le "*load casting*" restent à démontrer. Beaucoup d'expériences relatives aux processus de cryoreptation et de gélifluxion ont été menées. Le lien direct entre l'importance du gonflement des matériaux riches en fractions fines et l'importance des déplacements qu'ils subissent a été établi. Les maté-



riaux riches en silt s'avèrent les plus sensibles à la gélifluxion. Les parts respectives de la cryoreptation et de la gélifluxion varient en fonction de la granulométrie des matériaux: mouvement moindre et superficiel essentiellement lié à la cryoreptation pour les matériaux grossiers où se forment beaucoup d'aiguilles de glace et de cristaux isolés et peu de lentilles, mouvement plus important et plus profond dû pour sa majeure partie à la gélifluxion pour les matériaux riches en fraction fine où les lentilles de glace de ségrégation sont abondantes. L'étude des variations de pression et les essais de cisaillement ont montré qu'il existe au moment du passage du front de dégel et dans les instants qui suivent immédiatement, une période critique pendant laquelle la pression interstitielle et la pression d'écoulement de l'eau s'accroissent nettement amenant une chute de la résistance au cisaillement du sol. L'essentiel du mouvement est acquis pendant cette période.

#### Bibliographie

- BERTOUILLE, H., 1972 – Etude mathématique des phénomènes de thermoclastie et de cryoclastie. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 12; 40 pp.
- BERTRAN, P., TEXIER, J.-P., 1999 – Sedimentation processes and facies on a semi-vegetated talus, Lousteau, southwestern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24; p. 177–187.
- BUTTERWORTH, B., 1964 – The frost resistance of bricks and tiles: a review. *Journal of the British Ceramic Society*, 1; p. 203–223.
- CORTE, A., 1960 – Experimental formation of sorted patterns in a gravel overlying a melting ice surface. *Biuletyn Peryglacjalny*, 8; p. 65–72.
- CORTE, A., 1961 – The frost behaviour of soils; Part I, vertical sorting. *U.S. Army C.R.R.E.L.*, report 85; 22 pp.
- CORTE, A., 1962a – The frost behaviour of soils ; Part II, horizontal sorting. *U.S. Army C.R.R.E.L.*, report 85; 20 pp.
- CORTE, A., 1962b – Vertical migration of particles in front of a moving freezing plane. *Journal of Geophysical Research*, 67; p. 1085–1090.
- CORTE, A., 1966 – Particle sorting by repeated freezing and thawing. *Biuletyn Peryglacjalny*, 15; p. 175–240.
- CORTE, A., 1972 – Laboratory formation of extrusion features by multicyclic freeze-thaw in soils. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 13–14–15; p. 157–175.
- CORTE, A., HIGASHI, A., 1972 – Growth and development of perturbations on the soil surface due to the repetition of freezing and thawing. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 13–14–15; p. 117–129.
- COUDE-GAUSSIN, G., LAUTRIDOU, J.-P., 1987 – S.E.M. characterization of microfeatures on frost shattered quartz grains. In: "Loess and periglacial phenomena", PECSI and FRENCH edit., Akademiai Kiado, Budapest; p. 253–262.
- COUTARD, J.-P., MUCHER, H. J., 1985 – Deformation of laminated silt loam due to repeated freezing and thawing cycles. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10; p. 309–319.

- COUTARD, J.-P., VAN VLIET-LANOË B., AUZET, A.-V., 1988 – Frost heaving and frost creep on an experimental slope. Results for soil structures and sorted stripes. *Ztschr. f. Geomorph.*, N.F., suppl. band, 71; p. 13–23.
- COUTARD, J.-P., VAN VLIET-LANOË B., 1994 – Cryoexpulsion et cryoreptation en milieu limono-argileux. Expérimentation en laboratoire. *Biuletyn Peryglacjalny*, 33; p. 5–20.
- DUNN, G. G., HUDEC, P. P., 1966 – Water, clay and rock soundness. *Ohio Journal of Science*, 66; p. 153–168.
- ETLICHER, B., LAUTRIDOU, J.-P., 1999 – Gélifraction expérimentale d'arènes de roches cristallines: bilans d'essais de longue durée. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10; p. 1–16.
- EVANS, I. S., 1970 – Salt crystallisation and rock weathering: a review. *Rev. Géomorph. Dynamique*, 19; p. 153–177.
- EVERETT, D. H., 1961 – Thermodynamics of frost damage to porous solids. *Trans. Faraday Soc.*, London, 57; p. 1541–1551.
- FAGERLUND, G., 1971 – Degré critique de saturation, un outil pour l'estimation de la résistance au gel des matériaux de construction. *Matér. Constr.*, 4; p. 2–30.
- GUILLIEN, Y., LAUTRIDOU, J.-P., 1970 – Recherches de gélifraction expérimentale du Centre de Géomorphologie, I – Calcaires des Charentes. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 5; 49 pp.
- HALL, K., 1986 – Freeze-thaw simulations on quartz-micaschist and their implications for weathering studies on Signy Island, Antarctica. *Br. Antarc. Surv. Bull.*, 73; p. 19–30.
- HALL, K., 1986 – The utilization of the stress intensity factor ( $K_{IC}$ ) in a model for rock fracture during freezing: an example from Signy Island, the maritime Antarctic. *Br. Antarc. Surv. Bull.*, 72; p. 53–60.
- HALL, K., 1987 – The physical properties of quartz-micaschist and their application to freeze-thaw weathering studies in the maritime Antarctic. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12; p. 137–149.
- HALL, K., 1988 – A laboratory simulation of rock breakdown due to freeze-thaw in maritime Antarctic environment. *Earth surface Processes and Landforms*, 13; p. 369–382.
- HALL, K., 1990 – Mechanical weathering rates on Signy Island, maritime Antarctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1; p. 61–67.
- HALL, K., 1991 – Thermal gradients and rock weathering at low temperatures : some simulation data. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2; p. 103–112.
- HALL, K., 1991 – Rock moisture data from the Juneau icefield (Alaska) and its signification for mechanical weathering studies. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2; p. 321–330.
- HALL, K., HALL, A., 1991, – Weathering by wetting-drying: some experimental results. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21; p. 365–376.
- HAMES, V., 1985 – Effets dilatométriques de variations d'humidité sur différentes roches sédimentaires, recherche expérimentale. Mémoire de licence en sciences géographiques, Univ. de Liège; 176 + 133 pp.
- HARRIS, C., GALLOP, M., COUTARD, J.-P., 1993 – Physical modelling of gelifluction and frost creep: some results of a large-scale laboratory experiment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18; p. 383–398.
- HARRIS, C., DAVIES, M. R. C., COUTARD, J.-P., 1995 – Laboratory simulation of periglacial solifluction: signification of pore water pressures, moisture contents and undrained shear strengths during soil thawing. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6; p. 293–311.
- HARRIS, C., DAVIES, M. R. C., COUTARD, J.-P., 1997, – Rates and processes of periglacial solifluction: an experimental approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22; p. 849–868.

- HELLUIN, M., COUTARD, J.-P., HELLUIN-QUINEJURE, E., OZOUF, J.-C., 1979 – Vérification expérimentale d'une hypothèse de mise en mouvement de blocs sur une pente soumise à des alternances gel-dégel. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 24; p.165–176.
- HIGASHI, A., CORTE, A., 1971 – Solifluction: a model experiment. *Science*, 171; p. 480–482.
- JOURDAN, N., 1989 – *Etude dilatométrique des roches: effets des variations d'humidité et de gel, recherche expérimentale*; Mémoire de licence en sciences géographiques, Univ. de Liège; 181 + 131 pp.
- JOURNAUX, A., COUTARD, J.-P., 1976 – Les expériences sur l'action du gel dans les sols. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 21 ; p. 13–20.
- KAPLAR, C. W., 1965 – Stone migration by freezing of soil. *U.S. Army C.R.R.E.L., Technical note*; 5 pp.
- KONISHCHEV, V. N., ROGOV, V. V., 1993 – Investigations of cryogenic weathering in Europe and northern Asia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4; p. 49–64.
- LAUTRIDOU, J.-P., 1978 – Genèse des formations superficielles. Bibliographie. La cryoclastie. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 23; p. 47–56.
- LAUTRIDOU, J.-P., 1985 – Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse Doctorat d'Etat, Caen, 2 vol., Centre de Géomorphologie, CNRS, Caen édit.; 907 pp.
- LAUTRIDOU, J.-P., LETAVERNIER, G., LINDE, K., ETLICHER, B., OZOUF, J.-C., 1986 – Porosity and frost susceptibility of flints and chalk: laboratory experiments, comparison of glacial and periglacial surface texture of flint materials, and field investigations. In: *"The scientific study of flint and chert"*, Sieveking and Hart edit., Cambridge University Press; p. 269–282.
- LAUTRIDOU, J.-P., MC GREEVY, J. P., 1980 – Nouvelles références bibliographiques sur la cryoclastie. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 25; p. 97 – 102.
- LAUTRIDOU, J.-P., OZOUF, J.-C., 1982 – Experimental frost shattering : 15 years of research at the Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.. *Progress in Physical Geography*, 6; p. 215–232.
- LAUTRIDOU, J.-P., SEPPÄLÄ, M., 1986 – Experimental frost shattering of some precambrian rocks, Finland. *Geogr. Ann.*, 68 A, 1–2; p. 119–126.
- LE BER, M., 1988 – Analyses quantitatives des processus de formation des dépôts de pied de paroi en relation avec le climat: recherches méthodologiques, essais de modélisations; Transferts technologiques. Thèse, Université de Bordeaux I; 229 pp.
- LE BER, M., OTER-DUTHOIT, L., 1987 – Désagrégation des parois rocheuses et climat: approche thermique et thermodynamique. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 31; p.147–159.
- LETAVERNIER, G., 1984 – La gélivité des roches calcaires. Thèse de 3-ème cycle, Université de Caen, Edit. Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., Caen, 1986; 184 p.
- LETAVERNIER, G., OZOUF, J.-C., 1987 – La gélifraction des roches et des parois calcaires. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 31; p. 139–145.
- LITVAN, G. G., 1973 – Pore structure and frost susceptibility of building materials. *Division of Building Research of the NRC Canada*, Research Paper 584; 14 pp.
- MATSUOKA, N., 1988 – Laboratory experiments on frost shattering of rocks. *Sciences Reports of the Institute of Geosciences*, University of Tsukuba, A, 9; p. 1–36.
- MATSUOKA, N., 1990 a – Mechanics of rock breakdown by frost action: an experimental approach. *Cold Regions Research and Technology*, 17; p. 253–270.
- MATSUOKA, N., 1990 b – The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and a predictive model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15; p. 73–90.

- MC GREEVY, J. P., 1981 – Perspectives on frost shattering. *Progress in Physical Geography*, 5; p. 56–75.
- MC GREEVY, J. P., 1982 – Some field and laboratory investigations of rock weathering, with particular reference to frost shattering and salt weathering. Unpub. Ph. D Thesis, The Queen's University of Belfast; 486 pp.
- OZOUF, J.-C., 1983 – Comparaison de gélifracfs naturels de grèzes charentaises et de gélifracfs fabriqués. Thèse, Univ. Caen; 185 pp.
- PENNER, E., 1970 – Frost heaving forces in Leda clay. *Canadian Geotechnical Journal*, 7; p. 8–16.
- PENNER, E., 1972 – Influence of freezing rate on frost heaving. Highway Research Board, *Highway Research Record*, 393; p. 56–64.
- PENNER, E., 1974 – Uplift on foundations in frost-heaving soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 11; p. 323–338.
- PHILBERTH, K., 1964 – Recherches sur les sols polygonaux et striés. *Biuletyn Peryglacjalny*, 13; p. 99–198.
- PHILIPPE, A., AGUIRRE-PUENTE, J., BERTOUILLE, H., 1972 – Etude en simulation des effets du gel sur les structures routières et leurs sols supports. *Bulletin de Liaison Lab. Pontset Chaussées*, 58; p. 49–61.
- Pipelines and Frost heave. Gazoducs et oléoducs en milieu arctique. Actes du Séminaire de Caen, 25–27 avril 1984, Carleton University, Ottawa, 1985 ; 75 pp.
- PISSART, A., 1964 – Contribution expérimentale à la connaissance de la genèse des sols polygonaux. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 7; p. 213–223.
- PISSART, A., 1969 – Le mécanisme périglaciaire dressant les pierres dans le sol. Résultats d'expériences. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, Série D, 268; p. 3015–3017.
- PISSART, A., 1970 – Les phénomènes physiques essentiels liés au gel, les structures périglaciaires qui en résultent et leur signification climatique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 93; p. 7–49.
- PISSART, A., 1972 – Variations de volume de sols gelés subissant des fluctuations de température sous 0°C. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 13–14–15; p. 17–33.
- PISSART, A., 1973 – Résultats d'expériences sur l'action du gel dans le sol. *Biuletyn Peryglacjalny*, 23; p. 101–103.
- PISSART, A., 1977 – Apparition et évolution des sols structuraux périglaciaires de haute montagne. Expériences de terrain au Chambeyron (Alpes, France). *Abhandl. Akad. Wiss. Göttingen*, Mat. Phys. Kl., 3 f, 31; p. 142–156.
- PISSART, A., 1982a – Déformations de cylindres de limon entourés de graviers sous l'action d'alternances gel-dégel. Expérience sur l'origine des cryoturbations. *Biuletyn Peryglacjalny*, 29; p. 219–229.
- PISSART, A., 1982b – Expériences sur le terrain et de laboratoire pour expliquer la genèse des sols polygonaux décimétriques triés. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 15; p. 39–47.
- PISSART, A., LAUTRIDOU, J.-P., 1984 – Variations de longueur de cylindres de pierre de Caen (calcaire bathonien) sous l'effet de séchage et d'humidification. *Ztschr. für Geomorphologie*. N. F., suppl. Bd 49; p. 111–116.
- PLOEY, J. DE, 1973 – A soil-mechanical approach of the erodibility of loess by solifluction. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 22, 2; p. 61–70.

- POWERS, T. C., 1945 – A working hypothesis for further studies of frost resistance of concrete. *Journal of the American Concrete Institute*, 49; p. 109–124.
- POWERS, T. C., HELMUTH, R. A., 1953 – Theory of volume changes in hardened portland cement paste during freezing. *Materials and Construction*, 46 ; p. 285 – 297.
- PRICK, A., 1996 – La désagrégation mécanique des roches par le gel et l'haloclastie. Application de la méthode dilatométrique et mise en relation avec le comportement hydrique et les caractéristiques physiques des échantillons. Doctorat en Sciences Géographiques, Université de Liège, 2 vol.; 292 + 246 p.
- PRICK, P., 1997 – Critical degree of saturation as a threshold moisture level in frost weathering of limestones. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8; p. 91–99.
- PRICK, A., 1999 – Etude de la cryoclastie et de l'haloclastie par méthode dilatométrique. Académie royale de Belgique, classe des Sciences; 311 p.
- REIN, R. G., BURROUS, C. M., 1980 – Laboratory measurements of subsurface displacements during thaw of low-angle slopes of a frost susceptible soil. *Arctic and Alpine Research*, 12; p. 349–358.
- REMY, J.-M., 1993 – Influence de la structure du milieu poreux carbonaté sur les transferts d'eau et les changements de phase eau-glace. Application à la durabilité au gel de roches calcaires de Lorraine. Thèse INPL, ENSG Nancy; 355 pp.
- ROWELL, D., DILLON, P., 1972 – Migration and aggregation of Na-Ca clays by freezing of dispersed and flocculated suspensions. *Journal of Soil Science*, 23; p. 442–447.
- SWANTESSON, J. O. H., 1992 – Recent microweathering phenomena in southern and central Sweden. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3; p. 275–292.
- TABER, S., 1929 – Frost heaving. *Journal of Geology*, 37; p. 428–461.
- TABER, S., 1930 – The mechanics of frost heaving. *Journal of Geology*, 38; p. 303–317.
- THARP, T. M., 1987 – Conditions for crack propagation by frost wedging. *Geological Society of America Bulletin*, 99; p. 94 – 102.
- THOMSON, J., 1862 – On the disintegration of stones exposed in buildings and otherwise to atmospheric influence. *Report of the 32<sup>nd</sup> Meeting, British Association for the Advancement of Science*, Notices and Abstracts; p. 35.
- TRICART, J., 1956 a – Rapport de la Commission de Morphologie Périglaciaire de l'U.G.I.: France. *Biuletyn Peryglacjalny*, 4; p. 117–136.
- TRICART, J., 1956b – Etude expérimentale du problème de la gélivation. *Biuletyn Peryglacjalny*, 4; p. 285–318.
- VAN VLIET-LANOË, B., 1988 – Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages. Thèse d'Etat, Editec, Caen; 854 pp.
- VAN VLIET-LANOË, B., COUTARD, J.-P., PISSART, A., 1984 – Structures caused by freezing and thawing in various loamy sediments: a comparison of active, fossil and experimental data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9; p. 553–565.
- VAN VLIET-LANOË, B., COUTARD, J.-P., 1986 – Observations à propos de la genèse des sols cryoturbés en gouttes par gonflement cryogénique différentiel. *Biuletyn Peryglacjalny*, 31; p. 190–198.
- WALDER, J., HALLET, B., 1985 – A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin*, 96; p. 336–346.
- WALDER, J., HALLET, B., 1986 – The physical basis of frost weathering: toward a more fundamental and unified perspective. *Arctic and Alpine Research*, 18; p. 27–32.

- WASHBURN, A., BURROUS, C., REIN, R., 1978 – Soil deformation resulting from some laboratory freeze-thaw experiments. *Proceedings of the Third International Conference on Permafrost*, Edmonton, Canada; p. 757–762.
- WATSON, E., WATSON, S., 1970 – The coastal periglacial slope deposits of the Cotentin peninsula. *The Institute of British Geographers Transactions and Papers*, 49; p. 125–144.
- WEISS, G., 1992 – Die Eis- und Salzkristallisation im Porenraum von Sandsteinen und ihre Auswirkungen auf das Gefüge unter besonderer Berücksichtigung gesteinspezifischer Parameter. *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen*, B, 9; 118 pp.
- WHITE, S. E., 1976 – Is frost action really only hydration shattering ? A review. *Arctic and Alpine Research*, 8; p. 1–6.
- WILLIAMS, R. B. G., ROBINSON, D. A., 1991 – Frost weathering of rocks in the presence of salts, a review. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2; p. 347–353.
- WILLIAMS, R. G. B., 1987 – Weathering and soil. Frost weathered mantles on the chalk. In: *"Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland"*, J. BOARDMAN edit.; p. 127–133.