

Jean Tricart
Strasbourg

ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DU PROBLÈME DE LA GÉLIVATION *

Sommaire

L'expérimentation est possible dès maintenant dans certains domaines limités de la géomorphologie. Elle est applicable aux processus de détail, principalement au moyen de la réduction des temps morts qui existent dans la dynamique naturelle. Grâce à cette méthode, il a été possible de géliver expérimentalement diverses roches et même de réussir une solifluxion artificielle.

La gélivation des roches est sous l'influence prépondérante du milieu. En milieu sec, elle est pratiquement inefficace. En milieu terreux, elle est plus lente et détache surtout du limon. C'est pour des échantillons à demi immergés dans l'eau qu'elle est le plus rapide. Avec des alternances climatiques de faible amplitude (climat de type islandais), la libération de fragments de taille supérieure à 0,2 cm est beaucoup plus faible qu'avec des alternances à forte amplitude (climat de type sibérien). La différence entre l'intensité de la gélivation en milieu aqueux et en milieu limoneux est environ trois fois plus grande sous climat à forte amplitude thermique.

La gélivité des roches varie énormément en fonction de leur texture, de leurs propriétés mécaniques et de l'évolution géomorphologique qu'elles ont subie. De très grandes différences s'observent à l'intérieur d'un même groupe de roches comme les calcaires, dont la gélivité globale varie dans la proportion de 1 à 400. Il y a d'ailleurs lieu de distinguer plusieurs types de gélivation.

La macrogélivation qui exploite la texture de la roche et la fragmente en utilisant diaclases et joints de stratification. Elle est plus rarement réalisable en laboratoire. On peut la subdiviser en macrogélivation par quartiers, guidée par les joints et diaclases, et en macrogélivation granulaire guidée par la texture fine de la roche, qui libère les grains de sable d'un grès ou les cristaux d'un granite. Elle se réalise fort bien expérimentalement.

La microgélivation, sans lien visible avec la texture, qui fragmente la roche en recoupant joints et diaclases.

Il y a également lieu d'étudier la granulométrie des débris fournis. Deux roches qui se délitent à la même vitesse peuvent donner des débris de granulométrie fort différente, par exemple un grès libère des sables, une craie des limons.

Or, la granulométrie des produits de gélivation commande le coefficient interne de friction des débris lors de leur transport sur les versants par solifluxion périglaciaire. De la sorte, lorsque l'évolution géomorphologique dispose d'un temps suffisant, elle tend vers la réalisation de versants dont la forme est analogue mais dont la pente moyenne se rapproche d'une certaine valeur — limite, justement commandée par la granulométrie de la fraction fine des débris. Morphométriquement, ce stade d'évolution se traduit par une très faible dispersion des valeurs de pentes moyennes. Les valeurs numériques obtenues peuvent être mises en corrélation avec les caractères des débris de gélivation obtenus expérimentalement. Une nouvelle voie s'ouvre ainsi en direction d'une géomorphologie quantitative.

La gélivation est, avec la cryoturbation, le processus déterminant du système morphogénétique périglaciaire. C'est elle qui réduit les roches cohérentes en débris meubles et permet ainsi leur érosion. Suivant la granulométrie des fragments qu'elle libère, les processus de transport sur les versants varient. Les travaux classiques de Casa-

* Ces recherches, facilitées par une subvention du CNRS, ont été poursuivies avec l'aide de Mme R. Rochefort, puis de Mme. R. Galloway, J. P. Schwobthaler et J. P. Schneider. Qu'ils veuillent bien trouver ici l'expression de notre reconnaissance.

grande ont montré qu'une proportion de 2% de particules inférieures à 50 microns (limons) suffisait pour engendrer d'importantes variations de volumes lors des alternances gel-dégel, donc pour déclancher la cryoturbation. Par contre, des débris uniquement sableux et graveleux ne peuvent solifluer et ne migrent sur les versants que sous la forme d'éboulis de gravité ou sous l'effet du ruissellement, du glissement sur névé ou sur verglas.

Or, ce sont les modes de transport des débris sur les versants qui commandent la pente-limite jusqu'à laquelle leur profil peut s'abaisser. Sous l'effet de la gravité pure, une paroi rocheuse s'adoucit jusqu'à environ 45°, tandis que le glacis d'éboulis situé à son pied prend, dans sa partie moyenne, une inclinaison de 30—35°. Si le verglas ou les névés interviennent en donnant une surface bien glissante, les débris peuvent cheminer, sous l'effet de la gravité seule, sur des pentes bien inférieures. Les éboulis ordonnés, mis en place dans ces conditions, ont des pentes qui s'abaissent jusqu'à 10—12°, parfois même moins. Quant à la solifluxion, à condition que le limon lubrifiant soit abondant et les gros blocs bien noyés dans la matrice fine, elle peut fonctionner sur des pentes encore plus faibles. En Champagne, dans des conditions lithologiques exceptionnellement favorables, il est vrai, les versants s'abaissent à 2° seulement. Généralement, des pentes de 4—6° peuvent encore se façonner sous l'effet d'une solifluxion périglaciaire généralisée. Tel est notamment le cas dans les calcaires de Muschelkalk de l'Est du Bassin Parisien et de l'Allemagne méridionale.

Enfin, la gélivation commande également le rythme de fragmentation des débris qui forment les nappes alluviales, la vitesse de leur amenuisement vers l'aval. Par là, elle influe sur la mise en place des remblaiements périglaciaires et sur les modalités du travail géomorphologique des cours d'eau. Les limons qu'elle libère, lavés par les eaux, contribuent à accroître la densité du fluide, et, par là, à augmenter sa compétence. Inversement, la fragmentation des débris grossiers diminue leur calibre et, toutes choses égales par ailleurs, rend leur prise en charge par les eaux plus aisée. Si les lois hydrodynamiques sont les mêmes en zone froide et en zone tempérée ou chaude, les conditions de leur application diffèrent. L'intervention de la gélivation est à l'origine d'une moindre stabilité du matériel en cours de transport: les débris s'amenuisent beaucoup plus vite vers l'aval que sous les climats tempérés.

Point n'est besoin d'insister: en tant que processus de fragmentation, la gélivation joue un rôle primordial dans la morphogenèse. Elle constitue l'acte initial de l'érosion et modifie ensuite les caractéristiques du

matériel en cours de transport. Dans le système morphogénétique périglaciaire, son importance est sans commune mesure avec celle des autres processus de fragmentation. De la sorte, la connaissance de ses lois peut nous permettre de comprendre une grande partie des caractères originaux de la morphogenèse périglaciaire.

C'est pourquoi, rompant avec les méthodes idéalistes de la géomorphologie davisienne, nous avons abordé ce problème crucial avec celles du matérialisme dialectique. Notre effort a porté sur l'analyse du processus lui-même. Il a consisté à confronter observations de terrain et expériences de laboratoire.

LES CONDITIONS DE L'EXPÉRIMENTATION

Un problème préjudiciel de méthode se pose: dans quelle mesure l'expérimentation est-elle susceptible d'apporter en géomorphologie des résultats valables?

Cela revient, en fait, à se demander si les mécanismes étudiés à l'échelle du laboratoire peuvent se retrouver, sans trop de changements, dans la nature elle-même. Autrement dit, il faut préalablement poser le problème de l'échelle.

Le problème de l'échelle et de la transposition des résultats

L'expérience considérable acquise par les hydrauliciens dans l'utilisation des modèles réduits montre qu'il est impossible de réduire proportionnellement tous les éléments d'un ensemble naturel. Ainsi, pour l'étude au laboratoire d'une maquette de fleuve, si l'on désire respecter les lois de la similitude pour les dimensions du lit et pour le temps, il est indispensable de changer complètement la nature du matériel dont on veut étudier la migration. Dans tel laboratoire, on utilise de la sciure de bois préalablement traitée, dans tel autre des débris concassés de matière plastique. Aucun de ces produits n'a les caractéristiques du matériau naturel. Leur densité est fort éloignée — beaucoup plus faible — que celle des alluvions véritables. La dimension des particules est beaucoup trop grande par rapport à l'échelle du modèle réduit. En effet, sur un modèle réduit au 1/100, des alluvions naturelles sableuses possédant un diamètre moyen de 300 microns devraient être remplacées par un limon très fin, presque une argile, formé de particules de 3 microns seulement de diamètre. Or, un tel matériau est un précolloïde qui se comporte vis-à-vis de l'eau d'une manière totalement différente de celle d'un sable. Il faut donc renoncer à réduire proportionnellement tous les éléments et introduire des

distorsions dans le modèle expérimental. Habituellement, les hydrauliciens font porter ces distorsions sur le matériel alluvial et utilisent dans leurs modèles réduits des corps totalement différents des matériaux naturels.

De la sorte, si les processus hydrologiques sont reproduits d'une manière acceptable, l'étude du facteur lithologique est totalement exclue. C'est pourquoi, par exemple, aucune formule concernant la compétence n'est actuellement satisfaisante. Ici, les caractéristiques de l'alluvion interviennent directement et les changements qualitatifs de nature du matériel transporté sur les modèles ne permet pas une approche quantitative correcte de la question. Il faudrait adopter d'autres techniques et conserver la similitude pour les alluvions en faisant jouer la distorsion sur d'autres facteurs. Mais encore, cela ne peut se concevoir que pour une réduction d'échelle suffisamment petite. Il ne faut pas qu'elle fasse passer d'une grande classe granulométrique de matériaux à une autre, caractérisée par des propriétés mécaniques différentes. On peut, par exemple, remplacer des blocs de 1 m. par des graviers de 1 cm. mais non des sables de 300 microns par des limons précolloïdaux de 3 microns et encore moins des sables fins de 100 microns par des précolloïdes de 1 micron.

Les principales difficultés dans la construction des modèles réduits proviennent donc du matériel utilisé et sont d'autant plus grandes que la réduction d'échelle est plus considérable.

Or, l'expérimentation géomorphologique peut difficilement admettre le remplacement du matériel naturel par un matériau artificiel plus conforme aux exigences des lois de la similitude. Les processus morphogénétiques s'exercent sur un matériel bien déterminé. En le changeant complètement on risque d'aboutir à de simples analogies, à de simples phénomènes de convergence, donnant des résultats semblables, mais qui sont l'aboutissement de processus entièrement différents. C'est ce qui semble s'être produit avec les expériences de Bernard, appliquées aux sols polygonaux par Romanovsky. En chauffant par en bas un mélange de sucre et de sable, il est bien apparu des cellules polygonales, produites par des courants de convection. Mais il s'agit, à notre avis, d'une simple convergence: les propriétés mécaniques du mélange de sable et de sucre fondu ne sont pas du tout celles de la terre et des pierres: le chauffage par dessous ne correspond en rien aux conditions de gisement des polygones, qui reposent en général sur un pergélisol et qui, de ce fait, reçoivent, en été la chaleur du haut et non du bas. Il y a analogie, sans plus. On ne peut transposer, et l'étude de terrain le démontre. De nombreux faits observés sont en

contradiction avec l'hypothèse de courants de convection. Il se peut également que les expériences de Corbel sur le même sujet ne soient pas plus démonstratives et reposent seulement, elles aussi, sur une convergence: la liaison entre les polygones et les secousses sismiques reste à démontrer.

La conservation des lois de la similitude pour le facteur lithologique s'avère donc une très grosse difficulté en géomorphologie expérimentale. C'est même la seule grosse difficulté.

Le seul moyen d'échapper à cette difficulté encore non résolue consiste à adopter, pour le facteur lithologique, l'échelle 1/1, non réduite. C'est la solution qu'a adoptée, par exemple, P. Birot pour l'étude de la pénétration de l'eau dans les granites. Mais elle suppose cependant deux conditions qui l'éloignent du réel:

a) Une réduction des durées, qui ne peut être obtenue qu'au moyen d'artifices. Cette difficulté peut être assez aisément résolue cependant. En effet, dans la nature, il existe de très nombreux temps morts dans le fonctionnement des processus géomorphogénétiques. Les actions sont essentiellement discontinues. Le ruissellement semi-aride, par exemple, s'exerce uniquement lors des averses. Il ne travaille effectivement que quelques dizaines d'heures par an. Il en est de même du gel. Deux courts moments sont particulièrement efficaces: la prise de l'eau en glace et le dégel. Ils durent peu: quelques heures, au maximum quelques jours, pour un horizon géologique déterminé épais de quelques cm. Que l'état gelé dure ensuite des semaines sans interruption, que l'état dégelé, de son côté, se perpétue pendant des mois, cela n'a que des conséquences peu importantes, que l'on peut négliger dans des études préliminaires. La réduction indispensable des durées dans les expériences géomorphologiques peut être obtenue par la suppression des temps morts, réduits seulement à une marge de sécurité destinée à laisser le temps au phénomène étudié de se produire effectivement dans tout l'échantillon étudié.

b) Un isolement de l'échantillon par rapport au milieu ambiant qui, en supprimant justement les interactions du milieu naturel, est à la base même de la méthode expérimentale. Comme dans toutes les autres sciences expérimentales, cette difficulté se résout en faisant varier les conditions de l'expérience afin de préciser les divers facteurs et en comparant sans cesse les résultats du laboratoire avec la nature. Cette difficulté n'a donc rien de spécifique. Si elle apparaît parfois plus grande en géomorphologie qu'en biologie ou en physique, c'est parce que notre discipline est moins avancée et que la connaissance des facteurs et des mécanismes est encore embryonnaire. La vitesse

de l'assimilation chlorophyllienne, par exemple, a été calculée depuis longtemps alors que celle de l'évolution d'un versant sous l'effet de la solifluxion nous est à peu près inconnue.

Le problème de l'expérimentation géomorphologique n'est donc pas insoluble. Il est cependant difficile et, au stade où nous en sommes, les plus grandes précautions doivent être prises.

Il importe de se borner momentanément à l'étude des processus les plus élémentaires possibles afin de ne pas avoir à tenir compte d'interactions trop complexes et encore trop mal connues.

Il semble préférable de travailler sur matériau naturel et de se contenter de réduire la durée en éliminant les temps morts de l'évolution naturelle.

Il faut contrôler très soigneusement les données expérimentales au moyen de l'étude minutieuse du terrain. Faute de cette précaution indispensable, on risque de tomber dans un idéalisme de laboratoire, fondé sur des analogies pures et simples, sur des convergences si fréquentes dans notre domaine propre.

Telles sont les règles que nous nous sommes efforcés de respecter dans nos expériences sur la gélivation.

L'organisation des expériences

En exposant en détail les conditions réalisées dans nos expériences, il nous sera possible de montrer comment et dans quelle mesure nous y sommes arrivés.

Le matériel est constitué par une armoire frigorifique de 0,75 m³ construite spécialement pour nous par la maison Roalde de Strasbourg, sous brevets Frigeco. La réfrigération, par compression, permet d'atteindre en une vingtaine d'heures la température de -32° et de maintenir à volonté une température de -30 à -32° . Un double réglage automatique rend possible d'une part le maintien constant de n'importe quelle température comprise entre $+10$ et -30° et, de l'autre, le choix d'une amplitude variant entre 0 et 10° à partir de l'une quelconque des températures comprises entre $+10$ et -30° . Il est ainsi possible de faire automatiquement des alternances gel—dégel de faible amplitude, par exemple entre $+5$ et -5° ou n'importe quel autre groupe de deux températures dont l'écart ne dépasse pas 10° . En réglage automatique, les cycles gel—dégel de 10° d'amplitude durent une vingtaine d'heures, soit 7 à 9 heures pour le gel et 11 à 13 heures pour le dégel. Cette périodicité est donc sensiblement la même que celle des phénomènes diurnes dans la nature. Il est également possible de soumettre les échantillons à un gel plus intense et plus durable en réalisant soit une température

constante, soit de faibles variations de température. Pour descendre de $+10$ à -30° , l'appareil exige environ 24 h. En réglant la température minima, il est possible d'obtenir à volonté une pénétration du gel plus ou moins rapide dans les échantillons. Inversement, la vitesse de dégel peut être obtenue à volonté puisqu'on peut maintenir dans l'armoire n'importe quelle température entre $+10$ et -30° , avec une amplitude minima de $1-2^{\circ}$. Sans être très coûteux, ce matériel permet donc de réaliser presque toutes les conditions climatiques réalisées dans la nature, à l'exclusion des froids très rigoureux, en dessous de -30° . Un ventilateur, qui fonctionne en même temps que le compresseur, permet d'homogénéiser la température dans l'armoire tandis que la disposition verticale des éléments réfrigérants empêche la formation d'une stratification thermique horizontale.

Conditions climatiques des expériences. Dans la très grande variété des climats naturels, nous avons retenu provisoirement deux types: Islande et Sibérie, que nous nous sommes efforcés de réaliser avec le maximum de fidélité.

Pour le type Islande, nous avons introduit des alternances journalières de gel et de dégel en utilisant le réglage automatique. Les durées moyennes de chaque cycle sont de 20 h 30 avec des extrêmes de 19 h

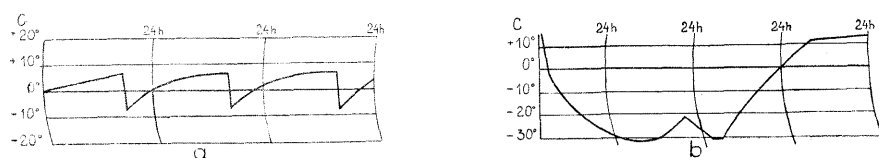


Fig. 1. Extraits de bandes du thermomètre enregistreur:
expérience: a. type Islande; b. type Sibérie

45 et 21 h. Les températures extrêmes réalisées à chaque cycle ont été voisines de -7 et $+6^{\circ}$, avec de légères différences suivant les points de l'appareil. Les températures minima n'ont été réalisées qu'au cours de pointes très courtes. Les températures maxima, au contraire, l'ont été beaucoup plus longtemps. Les graphiques du thermomètre enregistreur placé au milieu de l'armoire montrent (fig. 1) une baisse rapide pendant la période de fonctionnement du moteur, puis une remontée lente due à l'inertie thermique de l'appareil. Les différences avec les conditions naturelles les plus généralement réalisées dans le type climatique correspondant restent minimales. Elles consistent en une durée légèrement moindre des cycles gel—dégel et en une baisse des températures plus rapide.

Pour le type Sibérie, nous nous sommes attachés à réaliser l'équivalent des oscillations saisonnières et non pas des variations diurnes, importantes seulement au cours de courtes saisons de transition. Nous avons fait jouer en conséquence le principe de la réduction des temps morts. La durée des alternances gel—dégel a été calculée de telle manière que l'onde thermique ait chaque fois le temps de pénétrer au cœur des échantillons. Il a été tenu compte d'une marge de sécurité d'environ 30%. A chaque cycle, la totalité de la masse des échantillons a donc subi le gel puis le dégel. Elle est restée quelques heures aux températures maxima et minima réalisées, en équilibre thermique avec l'extérieur. Ce qui a été supprimé, ce sont les longues périodes de gel continu hivernal et, dans le mollisol, de dégel continu estival, qu'on peut considérer comme des temps morts du point de vue de la gélivation. De la sorte, nous avons fait alterner des périodes de gel de 20 à 40 heures, avec légères oscillations thermiques (entre -20 et -30°), et des périodes de dégel de 20 à 30 heures avec température de $+10$ à $+15^{\circ}$. Les oscillations entre -20 et -30° réalisées en période de gel l'ont été afin de figurer, dans la mesure du possible, les variations de température hivernales de ces climats, qui provoquent des phénomènes de dilatation et de rétraction de la glace. La principale différence avec les conditions naturelles est la rapidité beaucoup plus grande de la prise du gel (20 heures pour passer de $+10$ à -30°).

Les conditions de milieu. Une série d'expériences préliminaires permet de déterminer les conditions de milieu les plus favorables à une gélivation intense. Elles ont été ensuite réalisées au cours de toutes les expériences suivantes afin de réduire leur durée.

Nous avons été ainsi amené à comparer la vitesse de gélivation dans trois types de milieux:

1. en milieu sec, en opérant sur des fragments de roche entrecroisés depuis plusieurs mois au laboratoire et placés directement sur des claies en bois dans l'armoire;
2. en milieu terreux: les échantillons ont été noyés dans une matrice de loess et de lehm maintenue humide lors des phases de dégel par des morceaux de glace placés à la surface du limon et fondant lentement;
3. en milieu aqueux: les échantillons ont été placés jusqu'à mi-hauteur dans de l'eau ordinaire contenue dans des récipients en aluminium. De la sorte, l'eau a pu monter par capillarité dans la moitié supérieure des fragments étudiés.

Ces expériences préliminaires ont montré une très grande différence de vitesse de la gélivation en fonction du milieu. Pour des fragments

des mêmes blocs placés dans les diverses conditions de milieu, les différences sont de l'ordre de 1 à 5 entre gélivation dans le limon humide et gélivation dans l'eau. Enfin le gel sec est inefficace.

C'est pourquoi nous avons choisi pour nos expériences suivantes la gélivation mi-immersée dans l'eau. Beaucoup plus rapide, elle permet d'abréger les expériences, de réduire l'échelle temporelle sans modifier sensiblement les résultats. La comparaison entre le degré de gélivité des diverses roches est ainsi facilitée. Il n'en reste pas moins que, lors de la comparaison des résultats expérimentaux et des phénomènes naturels, la plus grande attention doit être accordée à ces conditions de milieu.

De plus la gélivation dans l'eau rend beaucoup plus facile l'étude des produits de désagrégation.

Conduite des expériences. Nos expériences ont porté, sauf indication contraire, sur des fragments de roche saine, prélevée en carrière. Chaque bloc initial a été cassé au marteau en échantillons de 100—500 gr. qui ont été gélivés séparément. Les données numériques fournies dans cet article sont des moyennes portant sur 4—6 fragments différents d'un même échantillon. L'expérience a révélé, en effet, des variations sensibles d'un fragment à l'autre. Des moyennes portant sur un plus grand nombre de fragments seraient souhaitables. Nous avons préféré cependant traiter un plus grand nombre de roches avec une précision moindre afin d'avoir dès que possible une vue d'ensemble de la question. Il importe donc de considérer les valeurs données comme des ordres de grandeur, à 30—50% près, ce qui n'est pas grave puisque les écarts entre les extrêmes de notre série d'expériences sont de l'ordre de 1 à 1000.

Toutes les expériences ont été conduites dans des conditions standard afin de faciliter les comparaisons d'une roche à l'autre.

Chaque échantillon a été préalablement séché et brossé puis pesé. La proportion de fragments a été calculée en fonction du poids initial. Il a ensuite subi les cycles gel—dégel dans des conditions données (à demi émergé dans l'eau, alternances du type Sibérie pour la série d'expériences systématiques). A la fin de l'expérience, il a été séché à nouveau puis pesé. Les débris ont été recueillis dans chaque récipient puis tamisés, séchés et pesés. L'étude granulométrique reste sommaire: nous avons distingué les fragments de plus de 16 mm, de 8 à 4 mm, de 4 à 2 mm, ceux compris entre 2 mm et le tamis 300 (sables) et, enfin, ceux qui traversent le tamis 300 (inférieurs à environ 50 microns), qui forment les limons et argiles. La gélivation dans le limon n'a permis que l'étude de la perte globale de fragments. Pour déterminer la granu-

lométrie des débris, il aurait fallu utiliser des limons préalablement passés au tamis 300 et pesés. L'aide dont nous avons disposé ne nous a pas permis de recourir à des manipulations aussi longues.

RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX

Toutes frustes qu'elles soient, ces expériences ont permis de préciser certaines modalités du processus de la gélivation et de comparer son action dans diverses roches françaises.

Influence des conditions de milieu

Il y a lieu de distinguer entre les conditions de gisement des échantillons et le milieu climatique.

Conditions de gisement. Comme nous l'avons indiqué, cette question a été examinée au cours des expériences préliminaires. Sous des conditions climatiques des types Islande et Sibérie, nous avons fait géliver des fragments de roche de même provenance, les uns à l'état sec, les autres dans du limon humide, d'autres, enfin à demi-immergés dans l'eau. Le tableau I résume les données numériques de ces expériences. Il conduit aux conclusions suivantes.

Le gel sec est inefficace. Des fragments de Muschelkalk, cependant fort gélifs, ont subi toutes les expériences sans aucune fragmentation alors que des débris apparaissent dès le premier cycle gel-dégel en milieu aqueux. Nos expériences ne font que confirmer une idée exprimée depuis fort longtemps: ce ne sont pas les variations de température elles-mêmes qui sont le plus efficaces, mais le gonflement de l'eau sous l'effet du gel, agissant à la manière d'un coin dans les interstices des roches. Ce principe, cependant, n'a pas toujours été suffisamment pris en considération par les spécialistes de géomorphologie climatique. Il nous montre que le gel est le plus puissant de tous les processus de fragmentation des roches cohérentes. Les oscillations thermiques simples, sans intervention de la glace, comme celles que nous avons réalisées en milieu sec, fragmentent les roches beaucoup plus lentement que la gélivation. Tel est le cas aussi bien pour le Muschelkalk que pour le gaize ou le grès bigarré. Ces roches sont beaucoup plus résistantes en milieu aride chaud (gélivation nulle ou négligeable) qu'en milieu périglaciaire. Par contre, il semble en être différent des granites. Leur fort coefficient de dilatation les rend sensibles à la désagrégation granulaire par thermoclastisme, tandis que leur gélivité est faible.

Gel en milieu aqueux et gel en milieu limoneux présentent d'importantes différences d'intensité et de modalités. En milieu aqueux,

la gélivation est plus rapide et plus intense. Elle détache des éclats et donne du limon. Certains fragments sont complètement morcelés. En milieu limoneux, par contre, elle libère surtout du limon et de petits éclats de 1—5 mm, fournis seulement par la pellicule superficielle de l'échantillon: on observe une sorte de desquamation. La quantité de débris fournie est beaucoup plus élevée en milieu aqueux: en moyenne pour les diverses expériences et les diverses roches 8,6% contre 1,45%. Si l'on considère ces chiffres comme un simple ordre de grandeur, on peut donc dire que la gélivation en milieu aqueux est environ 5 fois plus rapide. C'est pourquoi nous l'avons choisie pour les expériences ultérieures, destinées avant tout à comparer le comportement des diverses roches.

Conditions climatiques. Nous avons réalisé 3 fois plus de cycles gel—dégel au cours de l'expérience type Islande qu'au cours de celle type Sibérie. De la sorte, nous avons voulu tenir compte du nombre beaucoup plus élevé de cycles qui se produit annuellement sous les climats maritimes.

Malgré le nombre de cycles beaucoup plus réduit, l'expérience type Sibérie a libéré une quantité de débris bien supérieure. Le pourcentage moyen de débris pour les trois roches dans les milieux B et C est de 5,5 pour l'expérience type Sibérie et de 3,1 seulement pour celle de type Islande. De la sorte, on peut admettre que la fréquence plus grande des alternances gel—dégel en climat maritime ne provoque pas une plus grande efficacité de la gélivation, le gel plus intense des climats continentaux libérant davantage de débris. Dans la nature, un autre facteur intervient dans le même sens: l'épaisseur de la couche soumise aux alternances gel—dégel, beaucoup plus grande sous les climats continentaux. Le gel bref et peu intense détache d'ailleurs des débris plus fins. Ainsi, pour le Muschelkalk, particulièrement gélif, la différence entre les quantités de débris libérées lors des expériences de type Islande et de type Sibérie est particulièrement grande pour les éléments les plus grossiers, supérieurs à 16 mm: 21,5% contre 2,1%. Elle diminue fortement pour les petites esquilles et les éléments fins: 7,5% contre 6%. La quantité de limon fournie est la même: 0,6 et 0,58%. En somme, il semble que sous les deux types de climats, la gélivation libère des quantités comparables de limon dans des roches analogues, mais que sous les climats rudes, elle détache de plus une quantité appréciable de gros fragments, pierraille et esquilles. Il serait intéressant de comparer dans la nature la granulométrie des produits de gélivation sous les climats maritimes et continentaux pour voir si cette donnée est confirmée.

Les différences climatiques se retrouvent dans l'intensité respective de la gélivation en milieu aqueux et en milieu limoneux. Au cours des expériences type Sibérie, la libération de débris a été respectivement de 13,5 et de 0,8% seulement. L'écart dépasse 1 à 15. Il est au contraire beaucoup plus faible dans les expériences type Islande: 4,4 et 2% de débris respectivement, soit un écart de 1 à 2. Ces différences sont trop accusées pour être fortuites et semblent correspondre à des faits généralisables. Elles incitent à penser que la gélivation en milieu limoneux est plus efficace sous les climats maritimes. Elle libère davantage de débris, ce qui devrait avoir pour conséquence de nourrir plus facilement les coulées de solifluxion. En retour, dans ces coulées de solifluxion limoneuses, la gélivation est facilitée par la présence du limon, ce qui provoque un phénomène d'autocatalyse. De la sorte, la particulière abondance des dépôts de solifluxion riches en matrice limoneuse qui caractérisent les régions maritimes de l'Europe occidentale résulterait moins d'une plus grande humidité du climat que des modalités particulières de la gélivation liée au régime des températures.

Ces expériences confirment les modalités intimes de la gélivation. Les simples variations de température sont, en elles-mêmes, peu efficaces. Le facteur essentiel est le gonflement de l'eau lors du gel, qui se traduit par la formation de cristaux qui jouent le rôle d'autant de coins. Les modalités de cet effet de coin dépendent d'une part de la lithologie de l'autre des conditions même de l'occurrence de l'eau dans la roche (qu'on ne peut d'ailleurs séparer des propriétés lithologiques que pour la commodité de l'exposé). Un gel lent permet la formation de ségrégation de glace par succion, dans la mesure où la porosité de la roche autorise une migration suffisante de l'eau. L'eau pénètre dans les pores les plus fins de la roche. Dans les expériences en milieu limoneux, la fourniture d'eau est lente, car il faut qu'elle soit extraite par capillarité du limon humide. De la sorte, seule la partie superficielle de l'échantillon est bien alimentée et gélive. Il semble que les fissures ou discontinuités de la roche les plus larges soient insuffisamment nourries en eau pour fournir des lignes d'éclatement. Dans les conditions climatiques Islande, la pénétration très lente du gel favorise la ségrégation de glace dans les pores les plus fins de la partie superficielle, tandis que dans les conditions Groënland, seuls les pores plus grands ont le temps de devenir le siège de ségrégations de glace. De la sorte, les éclatements sont plus localisés et la fourniture de débris grossiers plus grande. En milieu aqueux, l'eau est abondante, toujours en excès à la surface de l'échantillon. Seuls jouent les facteurs lithologiques (porosité) et la vitesse de pénétration de l'onde de gel dans l'échantillon.

Les grandes fissures ouvertes sur la surface sont toujours suffisamment bien alimentées en eau pour donner naissance à des coins de glace, ce qui favorise la libération de fragments plus grossiers. Par contre, dans le coeur de l'échantillon, la formation des ségrégations de glace cesse dès que les grandes fissures qui amènent l'eau sont bouchées par la glace à la surface de l'échantillon. La brusquerie du gel y freine la gélivation sans gêner au même degré la gélivation superficielle. Ainsi s'explique le mélange noté de fragments de taille variée et de limon dans la gélivation en milieu aqueux. Les gros fragments sont rendus plus rares en milieu limoneux par l'insuffisance de l'alimentation en eau qui gêne les ségrégations de glace dans les grandes fissures. Cette gêne est d'ailleurs d'autant moindre que le gel se fait plus lentement, ce qui explique que les conditions climatiques type Islande soient plus favorables à la gélivation en milieu limoneux que les conditions type Groënland. En milieu naturel, toutefois, il y aurait jeu de noter que le gel est d'autant moins brusque que la couche considérée est plus profonde, ce qui atténue, en profondeur, les différences entre types climatiques.

Influence des facteurs lithologiques

Notre désir de confronter les résultats de l'étude au laboratoire avec les observations de terrain nous a amené à traiter surtout des échantillons en provenance du Bassin Parisien, région que nous connaissons bien. Néanmoins, nous les avons complétés par quelques autres, récoltés dans le Jura, le Sillon Rhodanien, les Alpes du Sud, les Vosges. Les roches calcaires, qui offrent les exemples les plus nets de modelé périglaciaire typique, sont particulièrement nombreuses.

Les résultats de nos expériences sont consignés au tableau II. Leur examen suggère les conclusions suivantes :

1° L'extrême variabilité de comportement des roches vis-à-vis du gel. Placés dans des conditions strictement analogues, certaines échantillons se pulvérisent littéralement, sont entièrement réduits en débris de toutes les tailles. Tel est le cas de la craie et des calcaires crayeux, de certains calcaires oolitiques, de certains calcaires marneux (n° 1, 2, 3, 6, 18, 20 du tableau II). Le fragment initial disparaît totalement sous l'effet de l'éclatement et se résout en esquilles de tailles diverses, en granules, en sable, en limon. Parmi ces roches ultragélives, il y a lieu d'ailleurs de distinguer des variétés en fonction de la granulométrie des débris. Nous reviendrons sur ce point particulier. D'autres échantillons, au contraire, se comportent fort bien vis-à-vis du gel. Ils restent presque intacts et ne libèrent qu'une très faible quantité de fragments

Expériences préliminaires (1952)

Type climatique	Islande									Sibérie								
Durée Nombre de cycles	21 jours 25 cycles									36 jours 8 cycles								
Milieu	A			B			C			A			B			C		
	Mus.	Ga.	Gr.	Mus.	Ga.	Gr.	Mus.	Ga.	Gr.	Mus.	Ga.	Gr.	Mus.	Ga.	Gr.	Mus.	Ga.	Gr.
Perte totale	—	—	—	5,0%	1,5%	E	8,1%	3,8%	0,17%	—	—	—	1,3%	1,0%	E	29,0%	11,3%	0,25%
sup. à 16 mm	—	—	—	5,0	1,5	E	6,0	3,8	0,17	—	—	—	1,3	1,0	E	7,5	5,0	0,25
16 mm — 2mm	—	—	—	?	0,5	E	5,0	2,0	E	—	—	—	?	?	E	6,1	2,0	—
2 mm — 50 μ	—	—	—	?	?	E	0,47	1,7	0,15	—	—	—	?	?	E	0,8	3,0	0,25
inf. à 50 μ	—	—	—	?	?	E	0,58	0,1	E	—	—	—	?	?	E	0,6	0,1	E

Gélivation: A — à sec, B — dans limon, C — en milieu aqueux, E — négligeable, ? — mesure non faite; Mus. — Muschelkalk, Ga. — Gaize, Gr. — Grès bigarré

de petite dimension. Ainsi le calcaire du Bajocien inférieur des environs de Metz (7b et 7c), celui de St. Christol (12), qui donnent seulement 0,2 à 0,24% de débris, c'est-à-dire environ 500 fois moins que les calcaires ultragélifs dont il vient d'être question. Egalement fort résistants sont les calcaires de Souspierre et de Rousset (14, 15) qui libèrent seulement 0,6—0,7% de débris, ou l'un des calcaires de St. Claude (21 b). Ces deux types de roches forment chacun un groupe aux extrémités de la série étudiée. Un autre groupe apparaît dans une position intermédiaire. Il est formé par les roches médiocrement gélives, qui libèrent de 1 à 10% de débris. On y trouve des calcaires très variés: oolitiques, marneux, coquilliers (molasse lumachellique des Baux), dolomitiques ou compacts et des roches non-calcaires: gaize, grès bigarré, porphyre des Maures. Une conclusion essentielle se dégage de ces expériences: l'absence de corrélation systématique entre le faciès et la gélivité. Certains calcaires sont très gélifs, d'autres très peu. La série des roches calcaires se comporte vis-à-vis de la gélivation d'une manière extrêmement variable.

2° Les rapports entre la gélivité et la texture des roches sont également variables. Un certain nombre de relations se dégagent cependant.

Dans certaines roches, la texture est exploitée par le gel et guide la fragmentation. Le plus bel exemple nous en a été donné par le calcaire de Douaumont (6). Il s'agit de calcaires marneux du Séquanien formés de minces lits alternés (1—3 mm d'épaisseur) de calcaire marneux et d'oolithes. L'aspect d'ensemble est varvé. Lorsqu'on en casse des blocs au marteau, la roche ne se clive pas selon sa microstratification. On obtient des fragments épais de 5—10 cm et longs de 10 à 20 cm. Il faut le gel pour exploiter la texture très particulière de ce calcaire. Les fragments originels, de forme massive, polyhédrique, ont été débités en fines lamelles de 2—5 mm d'épaisseur, dont la surface descendait rarement en dessous du 1/3 de celle du fragment originel. Tous ces débris ont été retenus par le tamis 16 mm. Leurs faces correspondaient exactement avec le contact entre des lits d'oolithes et des lits de calcaire marneux. Le calcaire oolithique de Réville (20) nous a également montré un exemple d'exploitation de la texture par le gel. Les oolithes ont été en grande partie libérées de leur ciment, ce qui explique les particularités granulométriques des débris obtenus. Les $\frac{3}{4}$ d'entre eux se rangent entre 0,5 et 4 mm, ce qui correspond à la dimension des oolithes qui le composent. Les esquilles de plus de 8 mm sont très rares et la fraction limoneuse a été fournie par le ciment et non par des oolithes fragmentées. En somme, le gel a presque permis de reconstituer le sable oolithique originel.

Mais ces deux cas sont des exceptions. Le règle de beaucoup la plus générale est l'indifférence du gel vis-à-vis de la texture originelle de la roche. Les fragments qu'il libère sont généralement curvilignes, avec des cupules et des faces concaves qui se recoupent (voir fig. 2). Les ruptures qui leur donnent naissance sont presque toujours obliques par rapport à la stratification ou même aux systèmes de diaclases qui recoupent les bancs de roche en place. Quelques

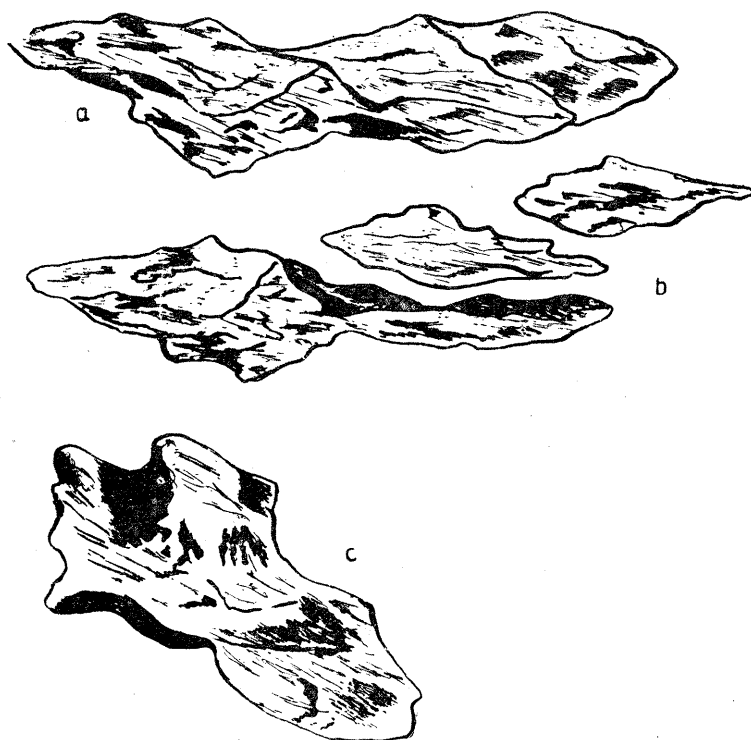


Fig. 2. Types de fragments de microgélivation (calcaire des Gorges du Verdon, 18
a. fragment vu de profil; b. position de divers fragments contigus; c. vue en perspective; noter le
surfaces courbes, cupulées, l'absence de rapports avec la texture

échantillons, dont la position en carrière avait été repérée avant gélivation nous l'ont prouvé. Il reste à déterminer l'origine de ces lignes de faiblesse, qui sont de plus souvent obliques par rapport aux faces de l'échantillon et, de la sorte, ne peuvent résulter d'un simple gradient thermique entre la surface et le coeur du fragment étudié.

3° Le spectre granulométrique des produits de gélivation est des plus variables. Le calcaire gréseux de Souspierre, les calcaires compacts

de St. Christol et du Sautet fournissent 1600 fois moins de limon que la craie de Camiers, près de 700 fois moins que celle de Vitry-le-François, 1200 fois moins que le calcaire oolithique de Réville. La molasse coquillière des Baux en fournit à peine plus. Or, on sait quelle est l'importance des limons dans la solifluxion et la cryoturbation. En fonction de la quantité de limons libérée et des proportions respectives des diverses classes granulométriques de débris, il est possible de classer les roches étudiées dans les catégories suivantes.

Les roches qui libèrent beaucoup de limons (plus de 2% par exemple). Elles sont peu nombreuses: la craie et le calcaire oolithique de Réville, à ciment crayeux. Ces roches sont très fortement gélives et libèrent de fortes quantités de débris. Elles se pulvérisent au gel en peu de temps et fournissent un matériel idéal à la solifluxion.

Les roches qui libèrent de grandes quantités de débris mais de débris relativement grossiers, pauvres en limon. Tel est le cas du calcaire de Douaumont (6) ou des Gorges du Verdon (18), des porphyres du Mont Vinaigre dans les Maures (23). Ces roches se pulvérisent en éclats sous l'effet du gel, mais les limons forment moins de 0,5% des débris. Suivant les roches, ce sont des esquilles, des granules, voire même un peu de sable qui se forment, mais guère de limon. La résistance au gel est faible mais les produits de désagrégation sont peu favorables à la solifluxion. A ce groupe, on peut rattacher les calcaires du Bajocien supérieur de Nancy (9) et la dolomie de Merry-sur-Yonne (10), dans les débris desquels on ne trouve que moins de 3% de limon. Encore devons-nous indiquer que l'échantillon de dolomie a été pris à la surface d'une paroi rocheuse naturelle, altérée, et que cela a provoqué très probablement la libération d'un pourcentage de limon anormalement élevé.

Les roches qui libèrent peu de débris mais dont les débris comprennent une proportion assez élevée de limon, supérieure à 2%. Tel est, par exemple, le calcaire marneux du Barrois (4), ou le limon forme 10% des débris de gélivation, le Bajocien inférieur de Gravelotte (7a), l'Hauterivien de Barbentane (17), les calcaires de St. Claude (21). Ces débris sont suffisamment riches en limon pour solifluer aisément mais la lenteur de la gélivation ne permet qu'une fourniture restreinte de matériel détritique.

Enfin, une dernière catégorie est formée par les roches qui gélivent mal et ne fournissent que très peu de limon. Ce sont naturellement les plus défavorables à la solifluxion et à toutes les actions périglaciaires. Parmi elles, nous pouvons ranger les calcaires gréseux de Souspierre

(14), la molasse coquillière des Baux (16), les calcaires compacts du Sautet (11).

A quoi correspondent ces différences de comportement des roches vis-à-vis de la gélivation? En l'état actuel de nos expériences, il est possible d'avancer les règles suivantes, qui concernent essentiellement les calcaires.

1° Les roches faiblement consolidées, poreuses et friables, sont particulièrement gélives. Elles se pulvérisent sous l'effet de la gélivation. Tel est notamment le cas de la craie, de certains calcaires oolithiques, crayeux ou marneux. Le faciès initial joue un rôle, mais l'évolution ultérieure, au cours de la lithification semble beaucoup plus importante. Ces roches contiennent en général une fraction argileuse ou un ciment marneux, voire des particules calcaires de taille suffisamment faible (êtres unicellulaires de la craie), qui fournissent la fraction limoneuse des débris. Le grès bigarré, dans ses bancs mal cimentés, se comporte de la même manière. Il se fragmente, sous l'effet du gel, par libération des grains de sable qui le composent. Le sable initial étant très bien trié, la fraction limoneuse est des plus réduites. Celle qui apparaît semble provenir en partie de la fragmentation de grains de sable, rendus fragiles par la pénétration d'oxyde de fer dans certaines de leurs fissures. Si ces observations sont confirmées, le loess pourrait résulter, en partie de la fragmentation de grains de sable par le gel (sédiments anciens ou nappes alluviales). Mais, dans les grès, l'extrême irrégularité de la consolidation entraîne de grandes différences dans le comportement vis-à-vis du gel d'un banc à l'autre et même latéralement le long d'un même banc. Ainsi, nos 7 échantillons en provenance de Lutzelbourg, pris dans la même carrière, ont libéré des pourcentages de débris qui varient entre 0,15 et 15%. La fraction limoneuse, cependant est toujours restée inférieure à 0,09% (minimum 0,01). Ce qui a varié, c'est la quantité de sable et de granules (agglomérats de grains de sable). Les fragments les plus gélifs sont ceux qui sont le moins bien cimentés et le plus poreux. Deux conditions particulièrement favorables y sont en effet réalisées conjointement: une pénétration aisée de l'eau et une faible résistance à l'effet de coin de la glace.

2° Il n'y a cependant pas identité entre la porosité et la gélivité. Une roche peut, en effet, être poreuse sans être gélive. Le plus bel exemple que nous en connaissions est celui de la molasse calcaire des Baux (16), lumachelle très poreuse, assez consolidée pour servir de pierre de taille, mais dont la résistance au gel est remarquable. Certains calcaires du Bajocien inférieur (7b et 7c) se rapprochent de ce cas.

Cependant, dans les roches cristallines à texture compacte, comme les porphyres ou certains granites actuellement en cours d'étude, la porosité est associée à la gélivité. Il s'agit alors de roches altérées et non de roches saines. Les porphyres du Mont Vinaigre en offrent un bon exemple. L'échantillon a été recueilli en surface sur des rochers élevés, exposés à la météorisation depuis longtemps, car les éboulis sont fort rares à leur pied. Dans ce cas, la météorisation diminue la résistance de la roche tout en la rendant poreuse. On retombe en quelque sorte sur le cas des roches faiblement consolidées et poreuses, mais par suite d'une évolution subaérienne. Nous retrouvons là l'importance primordiale des vicissitudes subies par le matériel depuis sa mise en place. L'altération, quelle que soit son origine, fraie la voie à la gélivation.

3° Les roches compactes, denses, bien cimentées, dures au marteau sont généralement médiocrement gélives. Tel est le cas des calcaires gréseux, des calcaires lumachelliques bien cimentés, comme le Bajocien inférieur de Lorraine, de certains calcaires coquilliers (21b), des dolomies à texture cristalline lorsqu'elles ne sont pas altérées. D'une manière générale, les roches qui ont subi des efforts tectoniques prolongés sont résistantes à la gélivation. Les pressions considérables auxquelles elles ont été soumises les ont en quelque sorte „compactées.” Elles y ont gagné un grain fin, avec souvent des recristallisations, qui les rend peu poreuses et leur donne une cohésion plus grande que celle qu'avaient à l'origine les particules résultant de la seule sédimentation. De bons exemples nous sont fournis par l'Hauterivien de la Montagne, à Barbantane (17), qui est normalement un calcaire marneux gélif, mais qui a été prélevé ici dans un pli en genou montrant de nombreuses traces de frictions et d'importantes recristallisations. Même chose pour le calcaire barrémien de St. Christol, normalement assez gélif, mais qui a été soumis ici à une tectonique superposée qui s'échelonne du Crétacé supérieur à nos jours. Les échantillons de Souspierre, de Rousset, de Monteynaud, du Sautet, tous provenant de régions alpines, montrent le jeu du même facteur: tous sont beaucoup moins gélifs que des échantillons des mêmes roches soumises à de moindres efforts tectoniques. Le calcaire des gorges du Verdon, recueilli dans une région tabulaire, en un endroit peu affecté par la tectonique, nous offre la contre-épreuve.

Ayant ainsi éclairé le mécanisme de la gélivation en confrontant les données expérimentales et les faits géologiques, il importe maintenant de faire de même avec les observations géomorphologiques de terrain.

Tableau II

Expériences de gélivation, type Sibérie, milieu aqueux, 10 cycles

No	Localités, formation	N	Total	sup. 16 mm	16—2 mm	2 mm— -50 μ	inf. 50 μ
Calcaires							
1	Vitry-le-Fr. (Marne), craie	3	100%	—	78,95%	14,22%	6,83%
2	Camiers (P. de C.), craie	4	100	1,42	75,70	6,18	16,15
3	Chatel-Censoir, calc. crayeux	3	100	72,87	26,52	1,08	1,11
4	Ligny-en-Barrois, Calc. marneux	4	4,50	—	2,75	1,33	0,42
5	Lay-St.-Rémy, Calc. rognoneux	4	4,80	—	3,48	0,35	0,95
6	Douaumont, Calc. marneux oolith.	4	100	88,46	2,59	0,24	0,41
7	Gravelotte, Bajocien inf. a	3	1,81	—	0,96	0,79	0,16
	b	3	1,20	—	0,05	0,06	0,10
	c	3	0,24	—	0,06	0,14	0,04
9	Nancy, Bajocien supérieur	3	10,57	—	10,43	0,07	0,07
10	Merry-sur-Yonne, Dolomie altérée	1	10,22	—	9,59	0,64	0,30
11	Le Sautet (Isère), Calc. compacts	4	1,21	—	1,13	0,07	0,01*
12	St. Christol (Vaucluse), „ „	4	0,21	—	0,10	0,10	0,01
13	Monteynaud (Var), Lias	4	1,65	—	1,41	0,18	0,06
14	Souspierre (Drôme), Calc. gréseux	4	0,69	—	0,20	0,48	0,01
15	Rousset (B. Alpes)	4	0,61	—	0,44	0,15	0,02
16	Les Baux (B. du Rh.), Molasse	3	2,25	—	1,26	0,87	0,12
17	Barbentane (B. du Rh.), hauterilen	3	4,05	—	3,11	0,84	0,10
18	Gorges du Verdon	4	100	61,93	33,00	4,72	0,35
19	Baalons (Meuse), Calc. oolith.	3	6,63	—	4,24	1,87	0,52
20	Réville (Meuse), „ „	3	100	1,64	45,76	40,65	11,94
21	St. Claude (Jura), Calc. coquiller a	4	5,83	—	4,48	0,46	0,89
	b	3	0,74	—	0,26	0,10	0,38
Roches diverses							
22	Lutzelbourg, Grès bigarré	7	3,40	0,55	1,77	1,04	0,04
23	Mont Vinaigre, Porphyre	4	9,26	—	8,46	0,82	0,04
24	Frejus, Porphyre des Maures	4	2,17	—	1,84	0,30	0,03

CONFRONTATION AVEC LES OBSERVATIONS DE TERRAIN

Nos expériences portent seulement, par la force des choses, sur des fragments de roche artificiellement détachés. Il importe donc de les rapprocher du comportement d'ensembles plus vastes, de couches de terrain entières. Nous retrouvons là le problème de l'échelle. Une fois ce point résolu, nous comparerons les résultats de la gélivation

expérimentale et les types de formations de pentes périglaciaires, puis nous discuterons, à leur lumière, quelques problèmes d'évolution géomorphologique.

L'échelle de la gélivation

Nos expériences nous ont amené à considérer deux types de fragmentation par le gel. L'un est indépendant de la texture de la roche et résulte de la formation de fissures d'orientation quelconque. Il donne des fragments curvilignes à surface cupulée. C'est celui que nous avons le plus fréquemment observé. L'autre, particulièrement bien représenté par les échantillons de Douaumont (6) et de Réville (20), utilise au contraire la texture de la roche à laquelle il s'adapte étroitement. Il la clive suivant les plans de microstratification ou libère des éléments constitutifs.

Il importe de fixer cette différence au moyen d'une terminologie adéquate. Nous désignons du nom de microgélivation la gélivation qui ne tient pas compte des textures et qui provoque une désagrégation de la roche en tranchant net au travers des éléments hétérogènes qui la constituent. Cette microgélivation est apte à libérer des éléments très fins. C'est elle, par exemple, qui grignotant le bord des blocs de calcaire coquiller résistant de St. Claude (21b) ou du Bajocien inférieur (7b), leur arrache quelques particules très fines, de la classe des limons. C'est elle encore qui réduit en fines esquilles, en granules et en limons les blocs de craie dans lesquels aucune stratification n'est visible. Cependant, cette microgélivation n'est pas nécessairement grande productrice de limon. Elle peut ne donner que des éclats de 16—30 mm, des granules et des sables, comme dans le cas du calcaire des gorges du Verdon ou des porphyres des Maures. La granulométrie des produits de gélivation fait intervenir d'une part les modalités propres de l'action du gel, de l'autre les caractéristiques lithologiques du matériel. Il ne peut donc y avoir identité complète entre les formes de gélivation et la granulométrie de leurs produits.

Nous désignons du nom de macrogélivation la forme de gélivation qui exploite au contraire la texture des roches. C'est elle, par exemple, qui clive les calcaires de Douaumont en plaquettes correspondant aux minces strates successives dont ils sont formés. C'est elle qui libère les grains de sable mal cimentés dont sont formés certains bancs de grès bigarré des Vosges. C'est elle, encore, qui sépare les oolithes du calcaire de Réville. Si nous l'avons peu rencontrée au cours de nos expériences, c'est qu'elle rencontre des conditions plus favorables à une échelle différente que celle de la couche géologique et non plus

celle du fragment. En effet, on l'observe souvent dans les carrières. Les discontinuités des couches constituent des lieux favorisés pour la circulation des eaux. Elles permettent la formation de ségrégation de glace qui jouent ensuite le rôle de coin. En somme, le travail de la macrogélivation se rapproche beaucoup de celui des carrières qui exploitent les bancs de pierre en profitant de leurs faiblesses, joints et diaclases, même lorsqu'ils ne sont pas béants et, de ce fait, difficiles à discerner à l'œil. La macrogélivation tend à libérer des quartiers de roche en profitant de ces faiblesses que l'infiltration des eaux révèle et accentue peu à peu. Le délitage en plaquettes du calcaire de Douaumont nous en offre un excellent exemple à l'échelle du laboratoire par suite de sa texture exceptionnellement fine. La macrogélivation, ainsi définie, libère avant tout des blocs et de la pierraille. Ce n'est que dans certaines roches (grès, calcaires oolithiques) qu'elle peut fournir du sable et des granules.

Les deux formes de gélivation revêtent leurs modalités propres et leur distinction nous aide à comprendre la complexité du phénomène étudié. Elles se combinent en effet souvent entre elles.

La macrogélivation exige une pénétration profonde du gel. Il faut que l'onde de gel traverse toute l'épaisseur d'au moins un banc de roche. De la sorte, elle est active essentiellement sous les climats rudes, à froid accentué. Des exemples actuels en ont été décrits par M. Boyé au Groënland, sous la forme de délogement de blocs de gneiss de 1—3 m³ sur des surfaces de roches moutonnées. Elle est favorisée par la pénétration progressive du gel, qui est la règle des quelques décimètres de profondeur, car l'onde de gel s'amortit rapidement avec la profondeur et progresse de plus en plus lentement dans le sol. Sous son effet, une succion de l'eau contenue dans la roche se produit en fonction du principe de la paroi froide, qui est à l'origine des ségrégations de glace. Cette eau se concentre dans les diaclases étroites, où elle circule plus facilement et où elle gèle, tendant peu à peu à les élargir. Ainsi sont exploitées les discontinuités initiales de la roche. Il en est naturellement de même avec les joints de stratification, et, à une dimension plus réduite, avec la surface des particules prises dans un ciment. C'est là que joue pleinement la différence entre grès et quartzites. Dans le grès, les grains de sable restent individualisés. Le ciment est collé à leur surface et généralement de nature différente. Une discontinuité existe ainsi, d'autant plus facile à exploiter que la cimentation est incomplète. Le gel transforme le grès en sable par une évolution inverse de celle qui avait donné le grès. Au contraire, dans les quartzites: il y a recristallisation partielle de la matière qui forme les grains de sorte que le contact

entre les particules constituantes est beaucoup plus intime, les discontinuités beaucoup plus réduites et plus difficiles à exploiter. Ce sont des cristaux qu'il faut séparer. Souvent, la gélivation en est incapable et les quartzites ne subissent que très exceptionnellement la désagré-gation granulaire.

La macrogélivation s'exerce elle-même à des échelles différentes. Deux méritent d'être distinguées: celle du bloc, qui résulte de l'exploitation des joints et diaclases: celle du grain, qui résulte de l'exploitation des discontinuités entre éléments constituants de la roche. Nous désignons cette dernière du nom de macrogélivation granulaire.

Dans certaines roches, ces deux formes de la macrogélivation se combinent entre elles. Parmi celles que nous avons étudiées, c'est le cas du grès bigarré des Vosges et du calcaire oolithique de Réville. Lors des périodes froides quaternaires, le gel débitait ces couches en blocs de toutes dimensions par macrogélivation, exploitant les joints et les diaclases. Les fragments étaient plus ou moins gros suivant les bancs dont ils provenaient: plus petits pour ceux des bancs minces, ou, par surcroît, les diaclases sont plus rapprochées; plus gros pour les bancs épais où les diaclases sont rares. De plus, ces fragments, continuant de subir l'action de la gélivation lorsqu'ils étaient incorporés aux formations de pente, ont été réduits partiellement en sable par libération des grains de sable et des oolithes respectivement. Mais les deux formes de macrogélivation ne progressent pas à la même vitesse. La macrogélivation par quartiers dépend des diaclases et des joints, la macrogélivation granulaire de la cimentation de la roche. Elles sont donc commandées par des propriétés différentes. Dans certains bancs de grès bigarré des Vosges, la cimentation du grès est insuffisante pour permettre la macrogélivation par quartiers et la roche se réduit d'emblée en sable par macrogélivation granulaire. Inversement, dans les granites, la macrogélivation par quartiers l'emporte généralement de beaucoup et les produits en sont très grossiers. Cependant, lorsque la roche est légèrement altérée, ou lorsque le gel ne pénètre pas suffisamment pour que la macrogélivation par quartiers puisse se produire, il y a libération d'arènes par macrogélivation granulaire. Arènes de gélivation et blocs peuvent ainsi se mêler en proportions variables dans les produits de désagré-gation, exactement comme les sables et les blocs de grès. Les Vosges en montrent de nombreux exemples dans leurs diverses formations de pentes périglaciaires quaternaires.

La microgélivation se combine également à la macrogélivation. Tandis que les quartiers de roche où les grains sont libérés par élargissement des diaclases et des joints ou par rupture de leur ciment, ils

subissent l'action de la microgélivation qui les attaque sans rapports avec leur texture, leur arrache des esquilles, des granules, du limon. Elle ronge leur surface ou, dans les cas les plus favorables, les fissure dans toute leur masse. Commandée essentiellement par la cohésion interne de la roche, elle dépend de sa lithification tandis que la macrogélivation dépend pour une grande part de son évolution tectonique qui commande les réseaux de diaclases et, pour l'autre, des conditions de sédimentation qui ont provoqué la mise en place des joints de stratification. Macro-gélivation et microgélivation sont, dans une certaine mesure, indépendantes l'une de l'autre. Des granites fortement diaclasés, par exemple, sont très sujets à la macrogélivation par quartiers et peu sensibles à la microgélivation qui n'intervient que dans la mesure où ils sont altérés. Il en est de même des phonolithes, très macrogélives et pratiquement pas microgélives. Cependant, cette indépendance n'est que relative. Les roches très microgélives, comme la craie, sont réduites en fragments, en granules, en sable et en limon avant même que la gélivation par quartiers ait pu se produire. Leur résistance vis-à-vis du gel est insuffisante pour que la macrogélivation ait le temps de fonctionner. Nous retrouvons là un cas analogue à celui de la macrogélivation granulaire de certains grès mal cimentés, trop aisée pour permettre la macrogélivation par quartiers. Comme la microgélivation des grains de sable qui compose ces grès est très difficile, le produit habituel de gélivation qu'ils fournissent est composé de sable, avec des granules formées d'agrégats de grains de sable mieux cimentés, avec un peu de pierraille et très peu de limon.

La macrogélivation semble tendre vers une limite. Les faiblesses qu'elle peut exploiter dans la roche ne sont pas en nombre illimité et il semblerait qu'il existe une sorte de densité maxima des joints et diaclases dans chaque formation, en rapport avec son faciès initial de dépôt et les vicissitudes de l'évolution tectoniques qu'elle a subie. C'est la granulométrie de certains dépôts détritiques périglaciaires qui nous amène à formuler cette idée.

En effet, on constate que les graviers calcaires des grands cônes de piémont périglaciaires de la Champagne Humide sont remarquablement calibrés. Or, il ne s'agit pas d'un triage, car ce calibrage se trouve déjà très légèrement moins poussé seulement, dans les nappes alluviales de fond de vallée situées en amont. Il apparaît, dans les roches homogènes, même dans des vallons de quelques km de long seulement. En même temps que ce calibrage s'établit, la forme des fragments se modifie. Les débris de gélivation des calcaires des formations de pentes sont médiocrement aplatis (2 à 2,5) tandis que ceux des nappes de fond

de vallon, calibrés, le sont beaucoup plus (3 à 5). Expérimentalement, on peut montrer que la gélivation en milieu aqueux, qui permet une exploitation beaucoup plus facile des faiblesses de la roche, donne des fragments beaucoup plus aplatis que la gélivation en milieu limoneux. L'explication de ce changement de caractéristiques morphoscopiques des fragments calcaires peut donc être considérée comme acquise. Sa coïncidence avec l'acquisition rapide d'une dimension optima qui reste ensuite très stable et qu'on peut, de ce fait, considérer comme proche à une dimension limite, semble indiquer qu'une macrogélivation accélérée est à l'origine des deux phénomènes. Dans le milieu aqueux des fonds de vallons où le transport, effectué par glissement sur la glace lors des crues de dégel était nécessairement lent, la macrogélivation trouvait des conditions très favorables et exploitait les dernières faiblesses qui restaient dans les fragments qui lui étaient soumis. Elle aboutissait ainsi à leur donner une sorte de dimension d'équilibre qui ne pouvait être réduite que par l'usure fluviale ou la microgélivation. Cette dernière jouait assez peu car, justement, ces fragments n'avaient pu arriver là que parce qu'ils lui avaient bien résisté. Le matériel qui constitue les nappes alluviales périglaciaires résulte, en effet, d'une sorte de sélection vis-à-vis de la gélivation. C'est ce que nous montre la comparaison du comportement vis-à-vis du gel en laboratoire de fragments de grès bigarré recueillis directement en carrière (22) et de galets de grès prélevés dans une nappe alluviale périglaciaire quaternaire, juste au sortir des Vosges gréseuses (tableau I). Dans les expériences type Sibérie, la libération totale de débris a été respectivement de 3,40 et de 0,25%. Or, les galets étaient altérés, ce qui a facilité leur gélivation. Ils ont été ramassés dans des carrières situées à l'issue du bassin dans lequel a été prélevée la roche en place, à 15 km environ à l'aval. Les galets de grès n'ont présenté, au laboratoire, que la macrogélivation granulaire, ce qui confirme notre interprétation: leur texture est telle que la macrogélivation par quartiers ne pouvait plus s'exercer sur eux. Elle a, au contraire, affecté certains des échantillons provenant de Lutzelbourg (roche en place).

Gélivation, formations de pentes et évolution du relief

Principal agent de fragmentation du milieu périglaciaire, la gélivation commande non seulement l'érosion des roches cohérentes, mais les modalités de cheminement de leurs débris. De la granulométrie des produits de gélivation dépend, en effet, le mode de leur évacuation sur les versants. La granulométrie initiale joue, certes, un rôle déterminant. Elle n'est cependant pas seule à prendre en consi-

dération, car la gélivation continue de s'exercer sur les débris en cours de transport et en modifie jusqu'à un certain point la granulométrie.

Les précisions que l'expérimentation nous a fournies sur les modalités de la gélivation nous permettent d'interpréter d'une manière plus satisfaisante un certain nombre de types d'évolutin de versants.

Versants en roches macrogélives. Ces roches ne fournissent que des débris de gélivation grossiers, pratiquement sans limon. Ils sont donc peu aptes à solifluer. Nous analyserons deux exemples: celui des Vosges Gréseuses et celui des sucx phonolithiques du Velay.

Dans les Vosges gréseuses, le grès bigarré est très macrogélif et peu microgélif. De la sorte, l'évolution des versants est commandée par leur pente initiale. Dans les vallées fortement encaissées du versant alsacien, où les rivières se sont rapidement entaillées à la suite d'un important soulèvement plio-quadernaire, les pentes initiales des versants étaient très raides. Dans les bancs résistants, des corniches abruptes s'étaient sculptées. La pente moyenne des versants est actuellement de 28—30° pour des vallées entières. Elle ne pouvait qu'être plus forte au début de la dernière période froide. De la sorte, macrogélif, le grès a subi une intense fragmentation, libérant un mélange de pierraille et de sable avec quelques très gros blocs (2 à 10 m³). Ceux-ci provenaient de la mise en porte-à-faux des bancs les plus consolidés, résistants à la macrogélivation, par le délitage des bancs sous-jacents. Il se produisait de temps à autre des éboulements délimités par les diaclases. Les produits de fragmentation, très pauvres en limon, ne pouvaient solifluer. Ils descendaient sur les versants raides par éboulis de gravité. La présence, à certains moments, de flaques de névés et de verglas, facilitait le glissement et rendait leur progression plus facile. De la sorte, les pentes sont légèrement inférieures aux pentes d'équilibre des éboulis de gravité. Dans la mesure où le ruissellement de dégel, d'ailleurs puissant dans une région accidentée et humide, le permettait, ces débris étaient évacués. L'intense gélivation, en milieu humide, des fonds de vallée facilitait d'ailleurs beaucoup cette évacuation en réduisant les fragments. De la sorte, les versants pouvaient reculer rapidement, grâce à la grande macrogélivité de la roche, tout en conservant une pente raide (voisine de 30°). Ainsi se sont formées des vallées larges, à fond plat, mais à versants raides.

Sur les versants dont la pente initiale était trop faible pour permettre le déclenchement du mécanisme des éboulis de gravité, l'évolution fut différente. Les débris trop pauvres en limon ne purent être évacués par la solifluxion et s'accumulèrent sur place, protégeant la roche en place de la gélivation et ralentissant l'ablation. Le ruissellement de

dégel sur sol gelé prit un rôle important, lavant d'importantes quantités de sable et de petits fragments. Mais son action fut nécessairement localisée et ne s'exerça que dans les talwegs. Sur les croupes, faute de pouvoir s'évacuer, le matériel subit longtemps l'action de la gélivation. Suffisamment répétée, cette dernière finit par libérer un peu de limon de telle sorte qu'une faible solifluxion s'amorça. Elle permit une médiocre ablation et un léger adoucissement des versants. Parfois, des apports de loess vinrent la faciliter localement. De toutes manières, la difficulté avec laquelle la microgélivation s'exerce dans le grès bigarré des Vosges a eu pour corollaire une évolution des versants doux beaucoup plus lente que celle des versants raides, sur lesquels la rapide évacuation des débris par éboulis permettait une ablation accélérée par macrogélivation. De la sorte, les vallons ou vallées à versants initialement doux ont conservé un profil transversal en V et subi une faible érosion périglaciaire. Le contraste entre parties des Vosges gréseuses atteintes ou non par la reprise d'érosion plio-quaternaire a été accentué. Au contraire, dans des roches très gélives libérant beaucoup de limon, les pentes abruptes jouissent d'une immunité relative: leur dégradation est retardée par une alimentation en eau moins bonne que celle des pentes plus douces.

Dans le Velay, les phonolithes forment des culots volcaniques quaternaires aux formes raides, les „sucs”¹. La phonolithe est surtout sensible à la macrogélivation qui la débite en dalles et en blocs de plusieurs dm. La désagrégation granulaire ne l'affecte pas et la microgélivation a peu d'effet sur elle. La libération de limon, et même de matrice terreuse, ne peut résulter que d'une gélivation très prolongée et reste faible. De la sorte, les pentes les plus raides ont subi une macrogélivation active qui a fourni de la blocaille sans matrice. Leur façonnement s'est prolongé dans la mesure où les débris étaient évacués et la roche fraîche exposée sans cesse de nouveau à la météorisation. Le cheminement des débris sur les pentes raides s'effectua sous la forme de coulées de pierres, formées uniquement de blocs, sans matrice. Leur progression semble avoir été facilitée par la présence de neige, névé ou glace intersticielle, car leur déplacement, comme l'a montré Bout, s'est effectué en masse. Les blocs sont en effet orientés et pressés les uns contre les autres. La proximité de la limite des neiges permanentes (altitude des coulées 1000 m environ, de la limite des neiges permanentes, 1300—1400 m) a facilité la formation des coulées de blocs.

¹ Les faits décrits ici ont été observés au cours d'une excursion guidée par P. Bout, à qui nous tenons à exprimer nos chaleureux remerciements.

Versants à éboulis ordonnés. Ces versants jouent un rôle primordial dans le relief des régions calcaires françaises, où ils ont été découverts. Depuis, ils ont été observés dans l'Arctique par J. Corbel. Ils sont caractérisés, en France, par de puissantes accumulations (plus de 30 m par endroits) de débris de gélivation de quelques cm, presque sans matrice, alternant avec des lits limoneux. La disposition est très nettement stratifiée avec des inclinaisons variant de 30 à quelques degrés, le plus souvent entre 15 et 25°.

Là où les éboulis ordonnés se sont formés, ils étaient dominés par des corniches de roches relativement homogènes, parfois conservées en partie. J. Corbel a souligné que, dans l'Arctique, les couloirs d'éboulis y sont soit très espacés soit totalement absents. L'éboulis ordonné a donc été nourri par une gélivation s'exerçant sans grandes différences d'intensité tout au long de la paroi rocheuse et nourrissant de ce fait une nappe de débris.

C'est l'alternance des lits de pierraille et de matériel limoneux qu'il s'agit d'expliquer.

Tous les éboulis ordonnés que nous avons observés ont été alimentés par des calcaires gélifs ou très gélifs tronqués par un versant initial raide, plus ou moins abrupt (versants de gorges, rives concaves de vallées encaissées, corniches de front de côtes). Ces calcaires sont susceptibles de libérer des quantités appréciables de limon sous l'effet de la microgélivation, mais sont également sensibles à la macrogélivation dans la mesure où la microgélivation ne la devance pas. C'est là que nous semble devoir intervenir la pente initiale. Sur un versant abrupt, l'alimentation en eau est toujours médiocre, de sorte que la gélivation peut en être entravée. Suivant la quantité d'eau qui imbibe la roche, elle prend des formes différentes, toutes autorisées par la nature lithologique du matériel. Par exemple, une condensation superficielle sur la paroi rocheuse, du fait de brouillard ou d'une pluie fine, à laquelle succède le gel, peut provoquer seulement une microgélivation. En effet, seule la surface du rocher est mouillée et gélive: la quantité d'eau est insuffisante pour remplir diaclases et joints et permettre la macrogélivation. Les alternances saisonnières peuvent ainsi provoquer tantôt une microgélivation superficielle, libératrice de matériel limoneux, tantôt une macrogélivation avec fourniture de pierraille en quantités massives lors du dégel succédant à un gel prolongé pendant lequel la roche était suffisamment humide. Les variations combinées de la profondeur de pénétration du gel et de l'imbibition en eau de la roche semblent pouvoir permettre d'expliquer correctement le litage des éboulis ordonnés. De plus, à la surface de l'éboulis lui-même, les

mêmes facteurs peuvent intervenir pour provoquer une réduction plus ou moins poussée de la pierraille en limon.

La localisation des éboulis ordonnés semble confirmer ces vues. Ils ne sont pas liés à un gel particulièrement intense, car ils sont fréquents en région méditerranéenne, à basse altitude. Leur extension dépasse nettement celle des cryoturbations et de la solifluxion généralisée. Mais l'étude du matériel alluvial des régions méditerranéennes nous montre que les périodes froides ont été caractérisées par une torrentialité plus grande qu'à l'heure actuelle. Des pluies devaient revêtir un caractère violent et irrégulier, plus peut-être encore que de nos jours par suite du fort gradient thermique entre la Méditerranée tiède et les glaciers alpins. Les fortes variations d'humidité de la roche, d'un coup de gel intense à l'autre, expliqueraient ainsi d'une manière satisfaisante le grand développement des éboulis ordonnés dans les régions méditerranéennes où le climat était suffisamment rude. Dans le Bassin de Paris ou des Charentes, où le froid était plus rigoureux, comme nous le témoignent cryoturbations et fentes en coin, ce sont les différences d'intensité du gel qui auraient joué le rôle prédominant.

Versants à solifluxion. Ils caractérisent des pentes plus douces, où l'évacuation moins rapide du matériel laissait davantage le temps à la microgélivation de former du limon.

La pente de ces versants, là où leur évolution a été suffisamment poussée, est fonction de la granulométrie des produits de gélivation qui les tapissent et qui les ont façonnés en s'évacuant.

Dans les roches très gélives et libérant beaucoup de limon, comme la craie, la solifluxion est très facile. La vitesse d'ablation de la roche en place dépend directement de celle de l'évacuation des débris. Le façonnement périglaciaire du relief peut ainsi être très rapide. C'est pourquoi la Champagne occidentale a pu être réduite, au Riss et au Wurm seulement, en une véritable pénéplaine de gélivation. L'homogénéité de la roche permet à la fraction limoneuse d'être très également répartie dans les débris. Les versants se façonnent ainsi avec une parfaite régularité, que confirment les études morphométriques: les pentes moyennes sont extraordinairement groupées autour de la valeur médiane. Les schistes non métamorphiques présentent des conditions peu différentes et ont pu être façonnés en glacis de solifluxion dont les pentes, en Vendée, sont voisines de celles de la craie champenoise: 1—3°.

Dans les roches moins gélives, où la quantité de limon libérée est plus faible, la solifluxion est plus malaisée. La fluidité des débris étant moindre, les coulées ne peuvent progresser que sur des pentes plus fortes et le relief s'estompe beaucoup moins. Tel est le cas, par exem-

ple, des plateaux du Muschelkalk de Lorraine, où les pentes limites sont de 5—6° contre 1—3° pour la craie champenoise. Dans le Portlandien du Barrois, moins gélif et fournissant moins de limon encore, elles montent à 7—8°; dans le Bajosien supérieur à 10—12°.

Dans toutes les régions où l'évolution périglaciaire a été suffisante pour modeler entièrement le relief, la comparaison de la gélivité des échantillons du matériel et des pentes moyennes réalisées sur les versants semble ouvrir des voies nouvelles au développement d'une géomorphologie quantitative. Exactement comme dans le cas du grès bigarré vosgien, il ne faut cependant pas confondre, comme le fait trop souvent la géomorphologie classique, vitesse d'ablation et raideur des pentes. Ce sont deux concepts différents et il est simpliste de dire: les pentes sont raides car la région est formée de roches dures et inversement. Des pentes raides peuvent fort bien coexister avec une ablation très rapide. Des pentes très faibles aussi. D'un côté jouent les vitesses de fragmentation et d'évacuation des débris, qui permet le maintien à nu de la roche en place sur le haut des versants. De l'autre intervient le processus d'évacuation, qui commande la raideur des pentes. Chaque processus, dans des conditions données, ne peut fonctionner qu'au dessus d'une certaine pente-limite.

En milieu périglaciaire, la vitesse d'ablation, lorsque la valeur de la pente permet une évacuation suffisamment rapide des débris, est fonction de la gélivité de la roche, quelle que soit la forme que revêt la gélivation. Elle semble avoir été à peu près aussi rapide sur les pentes raides du grès bigarré vosgien que sur les pentes douces de l'Ouest de la Champagne crayeuse, à en juger par le cubage des produits détritiques. La valeur des pentes, par contre, dépend de la granulométrie des produits de gélivation. La microgélivation intervient là d'une manière déterminante. Plus la proportion de limon par rapport à la masse totale de débris est grande, plus les pentes peuvent s'adoucir. A son tour, la présence d'une matrice limoneuse développée favorise la microgélivation et le délitage des blocs transportés dans les coulées de solifluxion, peut-être aussi de la roche en place sous-jacente si les coulées ne sont pas trop puissantes et ne la protègent pas totalement de la gélivation.

De la sorte, la proportion de limon s'accroît progressivement vers le bas du versant dans le cas où les roches sont homogènes. Cela suffit à expliquer la forme généralement concave des pieds de versants façonnés par la solifluxion périglaciaire.

Lorsque le versant tranche des roches hétérogènes, les conditions sont plus complexes. C'est d'ailleurs le cas le plus général, notamment

dans les calcaires jurassiques de l'Est du Bassin de Paris, à plus forte raison dans le Jura et dans les Alpes où interviennent de plus des modifications de texture d'origine tectonique. D'un banc à l'autre, la gélivité peut changer considérablement dans un même étage géologique. Ainsi, à Gravelotte, nous avons prélevé des échantillons dans trois bancs différents d'une même carrière. Le banc le plus bas (7c) fournit trois fois moins de limon que le banc susjacent (7b). Tous deux sont près de 10 fois moins microgélifs que le banc *a*, situé 10 m plus haut dans la série. Tous ces bancs sont affectés surtout par la macrogélivation par quartiers. Ils libèrent trop peu de limon pour permettre une solifluxion facile. Les pentes des versants qui les entaillent se sont maintenues à une vingtaine de degrés là, où une reprise d'érosion a permis aux actions périglaciaires de jouer à plein dans du matériel frais. Le banc de base du Bajocien dans la région de Metz, est très peu gélif. Massif, il est puissant et peu diaclasé, de sorte que la macrogélivation par quartiers n'en extirpe que de très gros blocs. C'est ce qui explique qu'il forme par endroits des escarpements rocheux, comme à la Phraze, seul secteur où les côtes lorraines présentent une corniche abrupte continue. Les deux bancs étudiés de St. Claude (21) montrent également de grandes différences. Ils ont été tranchés par un déblai de route. Le banc *b* se trouve au-dessus de l'autre et forme surplomb. Depuis la construction de la route (une trentaine d'années), le banc *a* s'est suffisamment délité pour se trouver en retrait d'une cinquantaine de cm par rapport au banc *b*. Les expériences de gélivation confirment cette différence de comportement géomorphologique: *a* est beaucoup plus gélif que *b*.

Dans un versant tronquant des couches tabulaires de nature variée, chaque banc a son comportement propre vis-à-vis de la gélivation. Certains bancs sont très gélifs et jouent de ce fait un rôle actif dans l'évolution du versant. Ils libèrent le limon qui permet aux débris venus de plus haut de solifluer rapidement, ce qui dégage les têtes de roches et les soumet à la météorisation. Ils s'excavent sous les bancs plus résistants, les mettant en porte-à-faux comme à St. Claude. Ces derniers jouent, eux, un rôle passif. Ils ne cèdent que par écroulement guidé par les diaclases lorsqu'ils sont suffisamment déchaussés et donnent aux formations de pente des débris grossiers, parfois très volumineux, sans limon, qui ne peuvent être évacués que dans la mesure où du limon est fourni par d'autres bancs. En provoquant une dilution du limon dans les débris grossiers, ces bancs tendent d'ailleurs à élever la pente-limite de la zone de transport de la partie inférieure du versant. En jouant un rôle passif, ils accroissent de même la

pente-limite de la zone de départ de matériel dans la partie haute du versant.

Lorsque l'évolution d'un versant se poursuit assez longtemps en milieu périglaciaire, les processus de transport des débris peuvent changer progressivement. Tel est, notamment, le cas dans les gorges des Causses. Dans cette région, un puissant soulèvement en masse plio-quadernaire a provoqué l'entaille de vallées très encaissées aux versants raides. Leurs versants tranchent des faciès fort variés de calcaires jurassiques. Certains bancs, dolomitiques ou très compacts, ne sont pratiquement pas gélifs et jouent un rôle passif dans l'évolution des versants. Ils donnent des corniches où sont conservées les micro-formes de l'érosion karstique qui a accompagné l'entaille progressive des vallées. Les autres bancs sont généralement moyennement gélifs. Au début de l'évolution périglaciaire récente, le versant étant abrupt, c'est la macrogélivation qui a joué le rôle principal. Les débris ont été évacués en éboulis de gravité. La nature lithologique a permis une évolution très rapide et la plupart des pentes ont été régularisées en versants de départ d'éboulis de gravité, avec des valeurs moyennes voisines de 45°. Les bancs plus résistants qui ont joué un rôle passif, donnent de légers ressauts en marche d'escalier. Ensuite, l'évolution s'est ralentie. La microgélivation s'est mise à jouer un rôle croissant et les versants ont commencé à devenir moins raides. Des coulées de solifluxion et des éboulis ordonnés se sont mis en place là où l'évolution est la plus avancée. Mais le changement de climat postglaciaire l'a interrompue à ses débuts. L'étude de laboratoire permet de déterminer l'ordre de grandeur des pentes-limites, dont les pentes réelles se rapprochent plus ou moins en fonction des modalités particulières de l'évolution géomorphologique.

L'étude des échantillons de Camiers nous en montre un autre exemple. Leur gélivité est très grande, plus grande que celle de la craie blanche inférieure de Vitry-le-François. Or, autour de Vitry-le-François, les pentes sont régularisées par la solifluxion et ne dépassent qu'exceptionnellement 5°. La moyenne est vers 4°. A Camiers, au contraire, la craie forme un versant raide (20°). L'origine ne peut être lithologique, puisque le matériel est au contraire un peu plus gélif que celui de Vitry-le-François. C'est l'évolution géomorphologique qui est différente. A Vitry-le-François, les périodes froides du Riss et du Wurm se sont additionnées pour donner le relief actuel, au surplus à partir d'un relief initial assez doux. A Camiers, le point de départ est une ancienne falaise marine probablement très escarpée, façonnée à l'interglaciaire Riss-Wurm. L'évolution a donc été beau-

coup moins longue. La pente raide initiale a rendu l'adoucissement des formes plus difficile, un beaucoup plus grand cubage de matériaux ayant dû être enlevé pour permettre leur réalisation tandis qu'au début au moins, l'alimentation en eau a été plus réduite que sur un versant plus doux, ce qui a freiné la gélivation pendant quelque temps.

Il semble donc que la méthode expérimentale puisse être utilisée en géomorphologie. Certes, il serait illusoire de vouloir en faire la principale méthode d'investigation de notre discipline. En l'état actuel de nos connaissances, son domaine reste nécessairement limité. Il est constitué par l'étude de phénomènes qui peuvent être reproduits sans trop de distorsion. Les processus de fragmentation des roches cohérentes sont de ceux-là. On peut envisager aussi l'expérimentation sur certains processus de transport, à l'image de ce qu'ont réalisé les hydrauliciens. Nous avons pu, ainsi, reproduire artificiellement des phénomènes de solifluxion.

Mais, en aucun cas, les recherches de laboratoire ne peuvent remplacer les études menées sur le terrain. Elles complètent les observations, c'est tout. Par un cheminement dialectique entre les observations dans la nature et l'analyse de certains processus au laboratoire, la géomorphologie peut entrer dans une phase de progrès rapides. Elle serait compromise si l'idéalisme davisien était remplacé par un idéalisme de laboratoire, reposant sur des expériences sans liens avec les phénomènes naturels et dont les résultats seraient généralisés sans contrôle de terrain.

Si cet écueil est évité, l'expérimentation, contrôlée par l'observation et guidée par elle, peut nous aider dans la connaissance des processus. Par elle, nous pouvons aboutir à l'établissement de données quantitatives: par exemple, comparer numériquement la gélivité de diverses roches. En confrontant ensuite ces données potentielle avec les faits effectivement observés, il est possible de les interpréter d'une manière plus juste. C'est par cette voie, par exemple, que nous avons été amené à distinguer macro- et microgélivation, fourniture globale de débris et libération de limon, à distinguer entre vitesse de l'ablation et valeur des pentes de versants. Nous pensons que ces notions nouvelles, qui permettent de mieux saisir certains aspects des faits naturels que nous étudions, aideront aux progrès de notre discipline, et, cela d'autant plus efficacement qu'elles sont susceptibles d'applications pratiques.

Bibliographie

1. Boyé, M. — Glaciaire et périglaciaire de l'Ata Sund nord-oriental, Groënland. Hermann, Paris 1950.
2. Corbel, J. — Sols striés et éboulis ordonnés. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1954, nr 1.
3. Corbel, J. — Les sols polygonaux: observations, expériences, genèse. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1954, nr 2.
4. Daubrée, A. — Etude synthétique de géologie expérimentale. Paris 1879.
5. Leuzinger, V. R. — Os métodos da geomorfologia. *C. R. Congr. Int. Géogr. Lisbonne 1949*, t. 4, Lisbonne 1952.
6. Tricart, J. — Le modelé périglaciaire. *Cours de géomorphologie*, 2^e partie, fasc. 1, CDU, Paris 1950.
7. Tricart, J. — La géomorphologie et la notion d'échelle. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 1952, nr 5.
8. Velikanov, M. A. — Problema formirovaniya retchnego rusla (La reproduction du lit des rivières). *Akad. Nauk SSSR, gidrologiya*, t. 70, 1950.



Phot. 1. Macro- et microglaciation. Coupe d'une falaise à Luc-sur-mer (Calvados), calcaires du Jurassique moyen

En bas, roche en place attaquée essentiellement par la macroglaciation: fissures en système orthogonal, exploitant les diaclases et les joints; au milieu, réduction des fragments en bouillie par microglaciation. La grande abondance du limon permet le développement de cryoturbations (festons). Des paquets de roche sont moins gélivés (restes d'un banc plus résistant); en haut, loess recouvert d'un lehm



Phot. 2. Produits de gélivation de la craie, matériel peu évolué. Mont Saint-Rémy (Marne),
versant raide d'une vallée asymétrique

Les plus gros fragments ne dépassent pas une dizaine de cm., la matrice limoneuse est abondante. Action
exclusive de la microgélivation



Phot. 3. Produits de gélivation de calcaires jurassiques, Châteaubourg (Ardèche)
Matériel du Quaternaire ancien, consolidé en brèche. Action exclusive de la microgélivation, mais fourniture d'une faible quantité de limon (comparer avec 2)



Phot. 4. Produits de gélivation de granite compact, Tarnac (Haute Vienne). Débitage en parallélépipèdes suivant diaclases et joints par la macrogélivation. Très peu de limon



Phot. 5. Gélivation d'un calcaire Bathonien, Asnières-sous-Bois
(Yonne)

A la base, calcaire compact, macrogélivation selon les joints. Morcellement de plus en plus poussé des débris vers le sommet de la coupe, avec apparition d'une quantité croissante de limon, correspondant à une importance de plus en plus grande de la microgélivation vers le haut



Phot. 6. Gélivation du Grès bigarré, Lutzelbourg (Bas Rhin)
A la base, roche compacte en gros bancs. Au-dessus, éboulis périglaciaires à matrice sableuse et très gros blocs résultant de la macrogélivation



Phot. 7. Modelé de solifluxion dans le Muschelkalk, Eppingen (Bade). Forte libération de limon, formes douces



Phot. 8. Modelé de solifluxion dans les calcaires Séquaniens, Barricourt (Meuse). Libération de limon un peu moins forte, versants plus raides



Phot. 9. Modelé de solifluxion dans le Rauracien, Dommartin la Montagne (Meuse).
Résistance plus grande à la gélivation, faible libération de limon, formes raides



Phot. 10. Relief de gélivation différentielle, Merry-sur-Yonne (Yonne). Un massif corallien dolomitique a été entièrement dégagé des calcaires plus gélifs encaissants. Ce récif corallien garde la trace d'un ancien versant abrupt de rive concave de l'Yonne qui a pivoté sur sa base dans les calcaires gélifs