

## Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation: Leurs conséquences

BRIGITTE VAN VLIET-LANOË

Centre de Pédologie du C.N.R.S., 54300 Vandoeuvre rattachée au Laboratoire de Géographie Physique, LA 141 C.N.R.S., Paris, France

The study of micromorphological structures created by freezing and ice segregation enables identification of periglacial processes responsible for their formation. In the most simple case, where segregated ice acts alone, the aggregates are subangular blocky. Following melt, the pores separating the aggregates form a network of cracks which contribute to discrete porosity. With repeated freeze-thaw, silt and clay fractions form a capping and aggregates become lenticular. On gentle slopes, microstructure remains close to the former. On steeper slopes or with higher speed of displacement, gelifluction allows rotation of aggregates. Gelifluction must be considered as accelerated frostcreep. Granular structure of cryoturbation results from irregularly distributed needles and blades of segregated ice.

L'étude micromorphologique des structures créées par le gel et plus particulièrement par la glace de ségrégation permet d'identifier le processus périglaciaire responsable de leur formation. Dans le cas le plus simple où la glace de ségrégation agit seule, les agrégats sont polyédriques subangulaires et lissés par la glace. Après fusion de celle-ci, les pores séparant les agrégats forment un réseau discontinu de fentes. Sous l'action répétée d'un gel-dégel profond, l'agrégat est petit à petit érodé à sa base et doté progressivement d'une coiffe constituée de silts et argiles. Sa forme devient lenticulaire. Sur pentes faibles, la microstructure observée est très voisine de celle caractérisant le gel-dégel. Si les pentes s'accroissent ou si le mouvement s'accélère, la gelifluxion apparaît et les agrégats s'arrondissent complètement par rotation. La gelifluxion doit être considérée comme une cryoreptation accélérée. La structure granulaire de cryoturbation résulte du débit du sédiment par un réseau irrégulier d'aiguilles et de lames de glace de ségrégation.

Proc. 4th Can. Permafrost Conf. (1982)

### Introduction

Dans la plupart des roches meubles contenant une proportion suffisante de limons et de sables fins, la glace de ségrégation est susceptible de se développer sous forme de lentilles plus ou moins épaisses lors d'un gel lent et progressif. D'une manière générale, ces dernières seront parallèles aux isothermes du sol, c'est-à-dire subparallèles à la surface topographique (Shumskiy 1964), avec cependant interférence de toutes les structures préexistantes (stratification, orientation du sédiment, inclusions lithiques, etc. . .).

Une conséquence directe de ce processus sera le débitage du sédiment en polyèdres ou agrégats par la glace. A granulométrie égale, l'intensité de la ségrégation sera proportionnelle à la réserve en eau du substrat et donc fonction du drainage local et de la microtopographie, ce qui aura une influence sur les caractéristiques morphologiques des agrégats formés (Van Vliet-Lanoë 1976, 1980) (taille, forme, etc. . .).

Dans les sols sur pergélisol comme dans les sols gelés saisonnièrement, l'épaisseur du "Tjåle" sera fonction de la conductivité thermique du substrat, de sa teneur en glace et de sa couverture végétale (albédo), ce pour des conditions climatiques égales (Tarnocai 1973). Dans les sols saisonnièrement gelés, la structure formée sera graduellement plus grossière vers la profondeur, par suite de l'amortissement de l'onde de gel. Par contre, dans les sols sur pergélisol (jeunes ou paléolsols enterrés dans les loess), le som-

met du pergélisol constitue une discontinuité nette dans le gradient structural (Figure 1) (Van Vliet-Lanoë 1980; Van Vliet and Langohr 1981).

Les agrégats formés par la ségrégation de glace sont particulièrement stables parce qu'ils ont été ultradesséchés (plus d'eau adsorbée) en raison de la tension de vapeur particulièrement faible de la glace (Pissart 1970). D'autre part, les contraintes et la pression exercées par la glace en cours de croissance sont à la fois suffisantes pour compacter le sédiment en détruisant la majorité des pores de drainage (> 2 mm) au sein des agrégats, c'est-à-dire en augmentant leur densité apparente et, pour lisser ("stress cutan"; Brewer 1964) leur surface, ce qui freinera la réhumectation du matériel. Un tel agrégat réhumecté par dif-

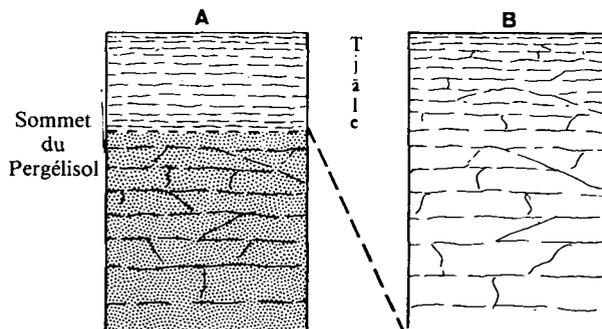


FIGURE 1. Répartition structurale dans un sol sur pergélisol (A) et dans un sol gelé saisonnièrement (B).

fusion gazeuse ne se détruira pas s'il est plongé dans l'eau. Par contre, s'il est séché à nouveau, la tension superficielle de l'eau le démantèlera (Van Vliet-Lanoë 1976). Ce sont ces propriétés que l'on peut observer dans de nombreux fragipans qui, comme nous le pensons (Langohr and Van Vliet-Lanoë 1981; Van Vliet-Lanoë 1980; Van Vliet and Langohr 1981) doivent correspondre à l'horizon supérieur d'un ancien pergélisol (fossil permafrost table) du moins dans les limons de l'Europe de l'Ouest.

Depuis plusieurs années, l'étude micromorphologique des structures créées par le gel et plus particulièrement par la glace de ségrégation ont été étudiées d'abord par les pédologues, ensuite par les géomorphologues. Le but de cette communication est d'en faire la synthèse. Pour simplifier, nous travaillerons exclusivement en milieu non-carbonaté.

### Glace de Ségrégation Seule

Dans le cas le plus simple (théoriquement une seule phase de ségrégation et un seul dégel) que l'on peut observer dans les sols fossiles sur pergélisol des loess de l'Europe de l'Ouest (Haesaerts et Van Vliet-Lanoë

1973; Van Vliet-Lanoë 1976) ou dans des sols jeunes du Spitzberg (Fitzpatrick 1956), les agrégats formés sont caractérisés par une forme trappue ( $L / l \leq 3$ ), plus ou moins parallélipédique dont les arêtes et les faces sont lissées et émoussées par la glace (Van Vliet-Lanoë 1976) (structure polyédrique subangulaire à lamellaire).

Après fusion de la glace, les pores séparant les agrégats forment un réseau de fentes à parois lisses non-correspondantes, définissant une porosité discontinue alignée (localement formée par des triangles ou des rectangles à parois lisses et convexes, à la jonction de deux ou plusieurs fentes, ou au contact d'une inclusion lithique). Cette porosité peut parfois atteindre dans les paléofonnations une dimension de plusieurs centimètres. Une autre forme de porosité discontinue caractéristique de ce processus est représentée par les vésicules de dégazage. Nous n'en parlerons pas ici (Bunting 1977; Chandler 1972; Fitzpatrick 1956; Van Vliet-Lanoë 1976).

C'est cette structure simple qui sera le point de départ de toutes les séquences structurales qui ont été observées ou que nous avons reconstituées. Elle cor-

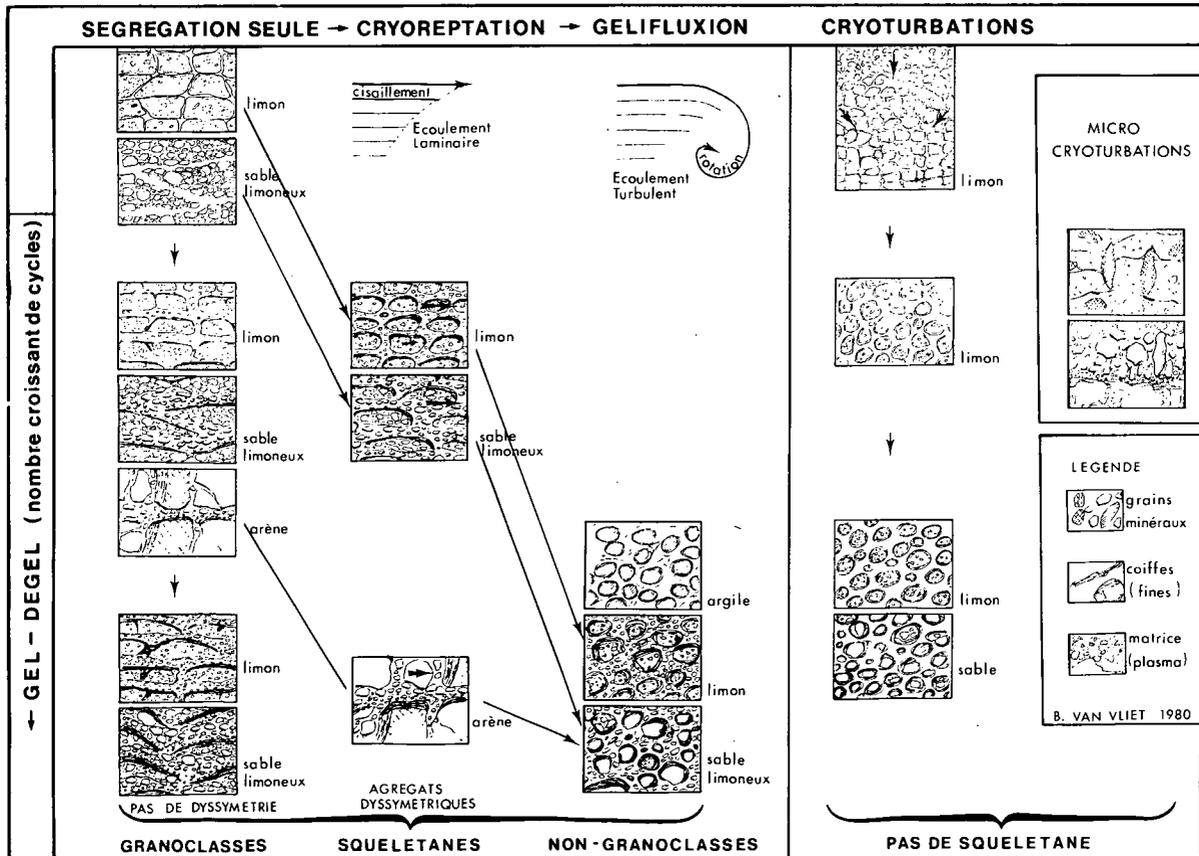


FIGURE 2. Évolution de l'organisation micromorphologique en fonction des processus cryogénétiques.

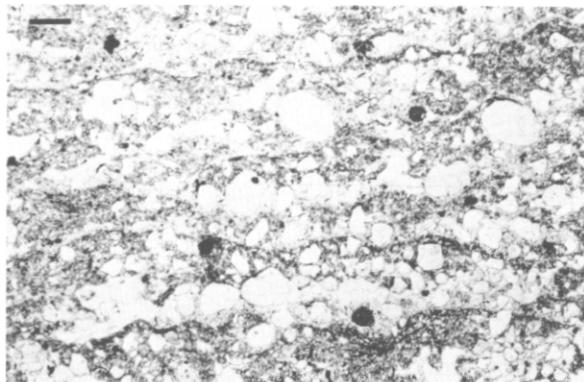


FIGURE 3. Microstructure de type gel-dégel sur sable limoneux, Piekary, (Pologne). Horizon fossile. Échelle: 1 mm.

respond à l' "Isoband Fabric" de Dumanski (1964). Elle est caractéristique d'un gel simple, sans ou avec très peu d'interaction du dégel et s'obtient assez facilement en laboratoire (Bertouille 1972; Journaux et Coutard 1972; Pissart 1970).

#### Gel-Dégel Profond

Dans ce cas, la structure subit une évolution progressive sous l'action des différents processus liés à l'engel et au dégel: l'agrégat se voit petit à petit à la fois érodé à sa base et doté d'une coiffe. Il acquiert une forme lenticulaire. Cette coiffe de matériel fin se forme progressivement à la suite des alternances de gel-dégel à la partie supérieure de l'agrégat et est constituée de silts et argiles incorporant parfois des paillettes minérales de la taille des limons, sédimentées à plat. Cette coiffe présente fréquemment une légère stratification et montre une extinction optique striée ("striated extinction pattern"; Brewer 1964) comme certaines argiles d'illuviation (Fedorova and Yarilova 1972; Van Vliet-Lanoë 1976). Notons que cette coiffe se développe aussi bien à la face supérieure de l'agrégat que sur celle de fragments lithiques ou autres microstructures (polyséquences). Elle correspond aux "silt droplets" ou "silt cappings" (Fitzpatrick 1956, 1974; Romans *et al.* 1966) et peut atteindre des dimensions centimétriques (Van Vliet et Flageollet 1981).

Sur cette coiffe et apparemment plus ou moins en relation directe avec elle, apparaît progressivement un second revêtement constitué de grains minéraux lavés ("squeletanes"; Brewer 1964) granoclassés (Curmi 1979 "structure triée"; Van Vliet-Lanoë 1976), les éléments les plus grossiers étant en général situés à la base de l'agrégat supérieur, les plus fins en contact avec la coiffe. Les grains peuvent être parfois orientés verticalement (Figure 2). Cette microstructure est inverse de celle obtenue par lessivage brutal simple.

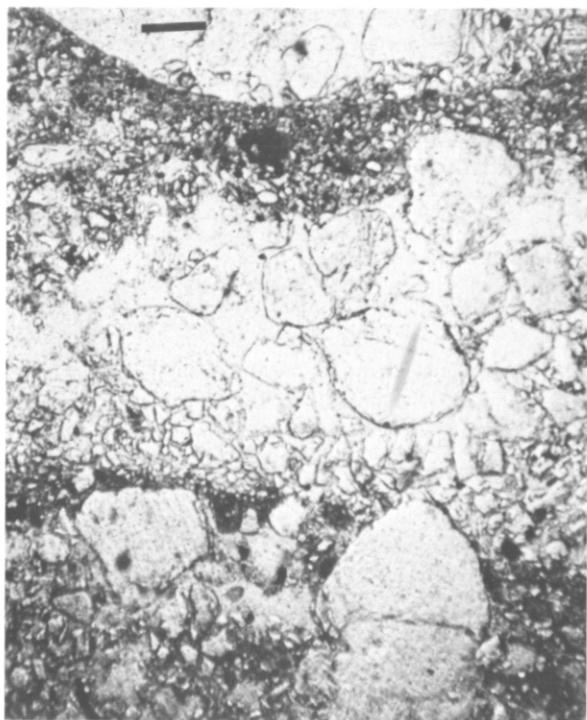


FIGURE 4. Détail de la Figure 3. Granoclassement du squeletane. Échelle: 0.4 mm.

Ce type de microstructure (Figures 3, 4) est très connu des pédologues des régions boréales et arctiques (Bjorkhem and Jongerius 1974; Brewer and Pawluk 1975; Bunting and Fedoroff 1974; De Kimpe *et al.* 1976; Dumanski 1964; Dumanski *et al.* 1974; Fedorova and Yarilova 1972; Fitzpatrick 1956, 1974; Romans *et al.* 1966); elle correspond à la "banded fabric" de Dumanski (1964) qui l'a d'ailleurs reproduite expérimentalement après 35 cycles de gel-dégel en milieu saturé. Il faut cependant noter qu'en milieu boréal actuel (Scandinavie), ce type de microstructure semble fossilisé par la podzolisation.

Si le développement de la microstructure est peu marqué, l'accumulation de squelette est souvent imparfaite et la coiffe mince et discontinue; mais quelle que soit la texture et donc, l'échelle du phénomène, la séquence agrégat-coiffe-squeletane trié reste inchangée.

La formation de la coiffe et du squeletane peut être expliquée de diverses manières. L'accumulation de matériaux fins pourrait se concevoir par migration thermophorétique et gélifuge des colloïdes (Bertouille 1972), mais cette hypothèse nécessiterait une saturation en eau improbable sous le front d'engel. Selon Romans *et al.* (1966), Harris and Ellis (1980) et nos observations personnelles, la coiffe correspondrait plutôt à un revêtement d'illuviation.

D'autre part, l'accumulation granoclassée du squeletane s'explique très bien par la prise en charge sélective des particules (Van Vliet-Lanoë 1976) au cours de la croissance des cristaux de glace selon les dimensions et la surface spécifique des grains minéraux (Corte 1966; Rowell and Dillon 1972). Ce phénomène pourrait être confirmé par le redressement des particules allongées du squeletane (voir Figures 2, 4).

De cette prise en charge résulte le granoclassement des grains minéraux (après disparition de la glace), la partie supérieure de la coiffe étant en position logique dans le gradient observé.

Un dernier phénomène semble devoir jouer un rôle important: lors de la cristallisation de la glace, les eaux capillaires et adsorbées voient leur contenu cationique augmenter particulièrement à l'interface minéral/glace; ceci aboutit à une stabilisation de la fraction colloïdale du sol. Au dégel, par contre, la dilution des solutions facilite la dispersion des colloïdes en surface des agrégats et des coiffes et permet donc leur mobilisation dans les eaux de fonte (effet pH) ainsi qu'une certaine illuviation.

Tous ces processus nécessitent un gel-dégel lent, qui permet d'expliquer d'une part la profondeur d'apparition du phénomène (sur plus d'un mètre) et, d'autre part l'orientation des coiffes (pression et sédimentation). Néanmoins, il existe également une phase de drainage brutal bien visible dans les matériaux grossiers (arènes), certaines coiffes étant associées à des revêtements de pores à stratification entrecroisées. Ceci est particulièrement net si une fonte de neige y additionne son effet par drainage latéral. En montagne de moyenne altitude (Europe de l'Ouest), les coiffes peuvent atteindre une épaisseur de plusieurs millimètres alors qu'à basse altitude, elles sont plus discrètes pour des formations similaires. Il est fort vraisemblable qu'au cours des différentes phases du gel-dégel, chacun des processus cités ci-dessus jouent successivement un rôle important.

### Déplacement sur Pente

En présence de déplacement de faible amplitude lié à la cryoreptation ou "frost creep", le type de microstructure observé reste très voisin de celui caractérisant le gel-dégel. Macroscopiquement, le matériel présente toujours une structure lamellaire de type gel saisonnier profond mais le déplacement ou fauchage se manifeste par des cisaillements provoquant le décrochement progressif et successif des plans lamellaires: il s'agit d'un écoulement ralenti de type laminaire. Deux remarques s'imposent en ce qui concerne la microstructure: (1) plus le déplacement latéral est important, moins le granoclassement du squeletane sera observable; (2) les agrégats coiffés présentent une

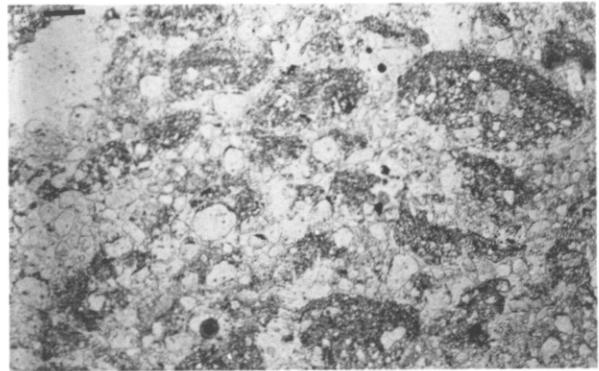


FIGURE 5. Microstructure de cryoreptation sur sable limoneux. Agrégat dissymétrique. Piekary (Pologne). Horizon fossile. Échelle: 1 mm.

forme dissymétrique avec épaissement de la coiffe du côté aval (Harris and Ellis 1980; Van Vliet-Lanoë 1976) (Figure 5).

Dans des matériaux très grossiers comme les arènes fauchées (Godard 1975; Curmi 1979) des décrochements latéraux cisailants s'observent en correspondance avec le sommet de la coiffe (Figure 6). Dans ce matériel non plastique, c'est la lubrification par les eaux de fusion de la lentille de glace et de la coiffe qui favorise un déplacement très lent, plus lent que dans les textures plus fines. En effet, dans ce cas, le classement du squeletane n'est quasiment pas perturbé (Curmi 1979).

Ce phénomène est également observable macroscopiquement dans certaines coupes où le granite débité en dalles est déplacé latéralement (Figure 7) (Van Vliet-Lanoë, Coque-Delhuille & Valadas 1981). De plus, ce type de déplacement n'implique pas nécessairement la présence d'un pergélisol. En effet, le plan de déplacement nul, à la base d'un tel fauchage est, pour des conditions stationnelles identiques, plus proche de la surface en exposition Sud qu'en exposition Nord-Est (Figure 8), ce qui devrait logiquement être le contraire si ce plan correspondait au sommet du pergélisol. Il semble que ce soit surtout la teneur en eau et le nombre de cycles de gel-dégel épidermiques qui contrôlent l'amplitude du mouvement de masse.

Si la pente s'accroît ou si le mouvement s'accélère, la gélifluxion apparaît. Les agrégats émoussés et dissymétriques s'arrondissent complètement par rotation (Figure 9) (Flageollet 1977; Harris and Ellis, 1980; Van Vliet-Lanoë 1976) mais le squeletane subsiste à l'état non classé. Il s'agit cette fois d'un écoulement à tendance turbulente bien que des plans de cisaillements puissent encore sembler fonctionner dans certains cas. Les coiffes sont en position hétéroclites, parfois tronquées, fréquemment en générations successives par suite de la rotation de l'agrégat selon



FIGURE 6. Organisation micromorphologique à la base d'une arène fauchée; cisaillement et squelette granoclassé. (D'après Curmi, 1979).

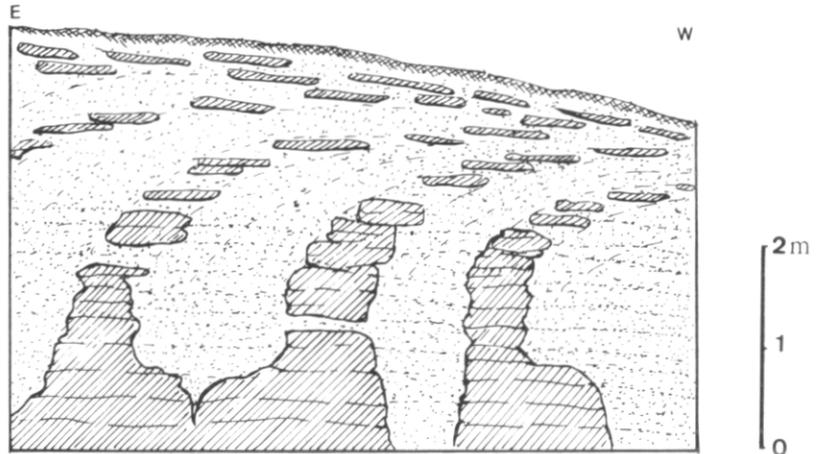


FIGURE 7. Déplacement latéral de dalle de granite, Ste Colombe-de-Peyre, Margeride, France.

le fluage. Dans les processus actifs, cette coiffe peut se former très rapidement (Harris and Ellis 1980) particulièrement dans la partie aval du lobe de solifluxion, en conséquence du drainage oblique. Sur le terrain, ce caractère s'observe très bien en présence de petites pierres. La présence de revêtements limoneux sur plusieurs faces témoigne des positions successives du cailloux par rapport à la verticale.

Notons que l'on peut rencontrer dans une même formation fluée le passage progressif de la microstructure de cryoptation à celle de gélifluxion. Le

passage sera d'autant plus rapide que la texture sera riche en fines. Il arrive même que les deux types de microstructures cohabitent à faible distance l'une de l'autre. Dans les textures grossières, le drainage oblique, importateur de limons fins à l'aval accentuera et facilitera la transition vers la forme arrondie.

En raison de l'apparition de ces deux types de microstructures sur des pentes très faibles (dès deux pour cent) et du passage progressif de l'une à l'autre, nous pensons comme Carson et Kirkby (1972) que la gélifluxion doit être considérée comme une cryopta-

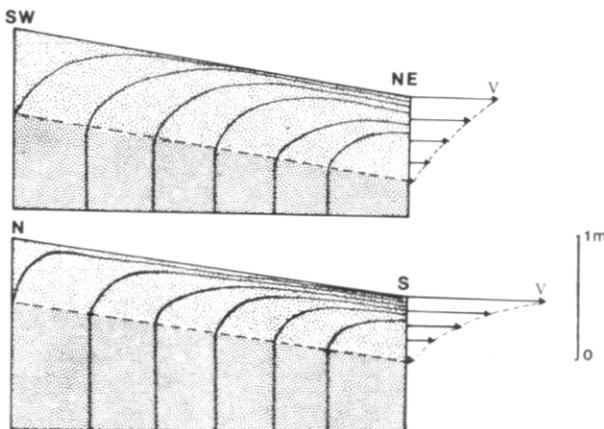


FIGURE 8. Variation de l'amplitude du mouvement de masse par cryoptation selon l'orientation du versant (Le Ferluquet-Margeride, France).

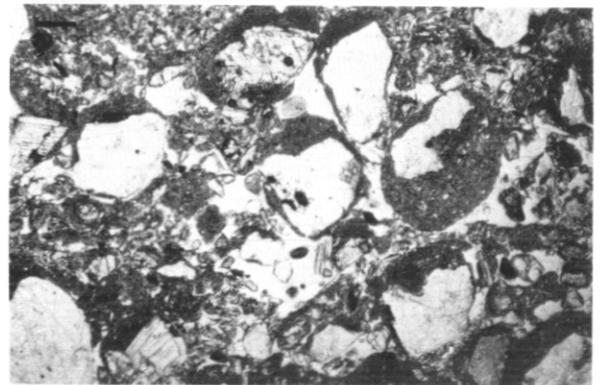


FIGURE 9. Microstructure de gélifluxion sur arène limoneuse. Rotation des agrégats. Limousin, France. Horizon fossile. Échelle: 1 mm.

tion accélérée, soit par la pente, soit par une teneur en eau accrue. Cette lubrification par l'eau interstitielle est évidemment contrôlée par la teneur en glace, la texture, la présence d'un pergélisol et la présence de névés; de plus, cette lubrification facilitera l'écoulement laminaire en grand et la rotation des agrégats, voire des petites pierres, par la réduction des frictions internes (Williams 1959). Si la teneur en eau devient trop importante, la limite de liquidité est atteinte et c'est le départ brutal de coulées thixotropiques, généralement qualifiées de "boueuses" (mudflow), caractérisées par une absence d'organisation interne.

### Cryoturbation

Dans le cas de cryoturbations, le refroidissement et surtout la pénétration de l'onde de gel sont perturbés par des hétérogénéités texturales ou hydriques. La ségrégation se développe selon un réseau irrégulier de lames et d'aiguilles de glace (Pissart 1979) débitant parfois le sédiment en petits agrégats émoussés (Morozova 1965). Lorsque le nombre de cycles de gel-dégel s'accroît, les agrégats sont de plus en plus arrondis et une zone de stress ("stress cutan"; Brewer 1964) enveloppe entièrement l'agrégat; il ne s'agit pas à proprement parler d'un revêtement. Ce caractère et l'absence de squeletane semblent différencier nettement les agrégats de cryoturbation de ceux obtenus par gélifluxion. Cette structure peut cependant être aussi associée à une illuviation de silts et d'argiles. Elle correspond à la structure "ovoïde" de Fédoroff (1966) et est assez caractéristique dans les paléofor-mations de l'Europe de l'Ouest. Néanmoins, il faut noter une convergence de forme entre structures de cryoturbation, de gélifluxion et celles d'origine biologique.

De plus, la situation n'est pas toujours aussi simple; c'est ce qui semble ressortir du travail de Fox et Protz (1981) consacré aux sols cryoturbés de la vallée du Yukon.

Dans tous les cas, en plus de la structure ovoïde, et quand la texture le permet la présence de paillettes et de fragments minéraux redressés s'observent dans le "tjåle"; c'est ce que nous avons appelé "microcryoturbation" et qui correspond aux cailloux redressés à l'échelle macroscopique (Figures 2, 10, 11).

### Conclusion

Dans ce travail, nous avons essayé de faire la synthèse de la dynamique structurale dans les sols et phénomènes sujets à la ségrégation de glace. Le schéma proposé ne correspond pas toujours à la réalité observée pour de multiples raisons: les polyséquences structurales liées aux fluctuations climatiques compliquent nettement les observations.

D'autre part, dans certaines conditions minéralogiques ou chimiques, le squeletane peut ne pas s'exprimer en cas de gel-dégel ou de cryoreptation (Van Vliet-Lanoë 1976). Mais malgré tout, nous pensons que ce schéma, basé sur des exemples simples et courants, permet dans une majorité de cas de décrypter le processus périglaciaire actif ou, au moins, son histoire, complémentaiement aux observations de terrain.

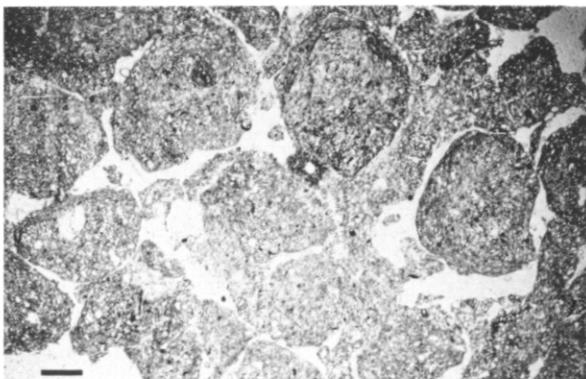


FIGURE 10. Microstructure de cryoturbation dans paléosol lessivé sur limon. Piekary (Pologne). Horizon fossile. Échelle: 1 mm.

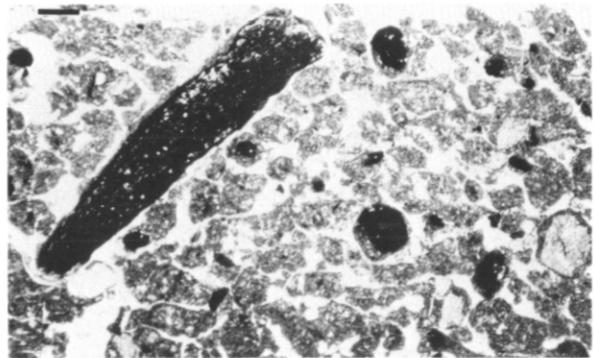


FIGURE 11. Microstructure de cryoturbation, sols à buttes actifs. Profondeur - 52 cm. Massif de Chambeyron, France. Échelle: 1 mm. Paillette de schiste redressée.

## Bibliographie

- BENEDICT, J.B. 1966. Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, process and climatic significance. *Arct. Alp. Res.*, vol. 2, pp. 165-226.
- BERTOUILLE, H. 1972. Effet du gel sur les sols fins. *Rév. Géomorphol. Dynamique*, vol. 2, pp. 71-84.
- BJORKHEM, U. AND JONGERIUS, A. 1974. Micromorphological observations in some podzolised soils of Central Sweden. *In: Soil Microscopy, Proc. 4th Intl. Meet. Soil Micromorphol. Rutherford, G.K., (ed.)*, Kingston, Ontario, Canada, pp. 320-332.
- BREWER, R. 1964. Fabric and mineral analysis of soils. J. Wiley and Sons, New York, 470 p.
- BREWER, R. AND PAWLUK, S. 1975. Investigations of some soils developed in hummocks of the Canadian subarctic and southern Arctic regions: 1) Morphology and Micromorphology. *Can. J. Soil Sci.*, vol. 55, pp. 301-319.
- BUNTING, B. 1977. The occurrence of vesicular structures in arctic and subarctic soils. *Z. Geomorphol.*, vol. 21, pp. 87-95.
- BUNTING, B. AND FEDOROFF, N. 1974. Micromorphological aspects of soil development in the Canadian High Arctic. *In: Soil Microscopy, Proc. 4th Intl. Meet. Soil Micromorphol. Rutherford, G.K., (ed.)*, Kingston, Ontario, Canada, pp. 350-365.
- CARSON, M.A. AND KIRKBY, M.J. 1972. Hill slope form and process. Cambridge Univ. Press, 475 p.
- CHANDLER, R. 1972. Periglacial mudslides in Vestspitzbergen and their bearing on the origin of "fossil" solifluction shears in low angled clay slopes. *Q. J. Eng. Geol.*, vol. 5, pp. 223-241.
- CORTE, A. 1966. Particle sorting by repeated freezing and thawing. *Biul. Peryglacjalny*, vol. 15, pp. 176-240.
- CURMI, P. 1979. Genèse d'une structure litée à granulométrie hétérogène dans une arène granitique. *C.R. Acad. Sci. de Paris, série D*, 288, pp. 731-733.
- DE KIMPE, C., BOURBEAU, G., AND BARIL, R. 1976. Pedological aspects of till deposits in the province of Québec. *In: Glacial Till (Legget, R.F. ed.)*, Ottawa, Ontario, pp. 156-169.
- DUMANSKI, J. 1964. A micropedological study of eluviated horizons. Unpubl. M.Sc. Thesis, Univ. Saskatchewan, 124 p.
- DUMANSKI, J., MCKEAGUE, J.A., AND ACTON, C. 1974. Studies in soil micromorphology in Canada. *In: Soil Microscopy, Proc. 4th Intl. Meet. Soil Micromorphol. Rutherford, G.K. (ed.)*, Kingston, Ontario, Canada, pp. 84-100.
- FEDOROFF, N. 1966. Les cryosols. *Bull. Assoc. Fr. pour l'Étude du Sol*, vol. 2, pp. 77-109.
- FEDOROVA, N.N. AND YARILOVA, T. 1972. Micromorphology and genesis of prolonged seasonally frozen soils in Western Siberia. *Geoderma*, vol. 7, pp. 1-13.
- FITZPATRICK, E.A. 1956. An indurated soil horizon formed by permafrost. *J. Soil Sci.*, vol. 7, pp. 248-254.
- FITZPATRICK, E.A. 1974. Cryons and Isons. *Proc., North Engl. Discuss. Group*, N. 11, Penrith 1974, pp. 31-43.
- FLAGEOLLET, J.C. 1977. Origine des reliefs, altérations et formations superficielles: contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. *Sci. de la Terre, Mémoire* 35, 461 p.
- FOX, C.A. AND PROTZ, R. 1981. Definition of fabric distributions to characterize the rearrangement of soil particles in Turbic Cryosols. *Can. J. Soil Sci.*, vol. 61, pp. 29-34.
- GODARD, A. 1975. Arènes litées et convois limoneux à blocs sur les versants cristallins des massifs anciens. *Étud. Géogr., Univ. Toulouse-le-Mirail, Mélanges*, pp. 283-298.
- HAESAERTS, P. ET VAN VLIET-LANOË, B. 1973. Évolution d'un permafrost dans les limons du Dernier Glaciaire à Harmignies. *Bull. Assoc. Fr. Étud. Quaternaire*, vol. 3, pp. 151-164.
- HARRIS, C. AND ELLIS, S. 1980. Micromorphology of soils in soliflucted materials, Okstindan, Northern Norway. *Geoderma*, vol. 23, pp. 11-29.
- JOURNAUX, A. ET COUTARD, J.P. 1972. Étude de simulation de gel sur les grands modèles de sols. *Bull. Centre de Géomorphol. Caen*, 13-14-15, 37-73.
- LANGOHR, R. AND VAN VLIET-LANOË, B. 1981. Properties and distribution of Weischel permafrost in today surface soils of Belgium. *Biul. Peryglacjalny*, vol. 28, pp. 135-145.
- MOROZOVA, T.D. 1965. Micromorphological characteristics of pale yellow permafrost soils in Central Yakutia in relation to cryogenesis. *Sov. Soil Sci.*, vol. 7, pp. 1333-1342.
- PISSART, A. 1970. Les phénomènes physiques essentiels liés au gel, les structures périglaciaires qui en résultent, et leur signification climatique. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 93, 7-49.
- PISSART, A. 1979. Déformation de cylindres de limon entourés de graviers sous l'action d'alternance de gel-dégel. Expériences sur l'origine des cryoturbations. *Biul. Periglacjalny*, vol. 29, (*Sous presse*).
- ROMANS, J.C. AND ROBERTSON, L. 1974. Some aspect of the genesis of alpine and upland soils in the British Isles. *In: Soil Microscopy, Proc. 4th Intl. Meet. Soil Micromorphol. Rutherford, G.K. (ed.)*, Kingston, Ontario, Canada, pp. 498-510.
- ROMANS, J.C., STEVENS, J., AND ROBERTSON, L. 1966. Alpine soils of northeast Scotland. *J. Soil Sci.*, vol. 17, pp. 184-199.
- ROWELL, D. AND DILLON, P. 1972. Migration and aggregation of Na-Ca clays by freezing of dispersed and flocculated suspensions. *J. Soil Sci.*, vol. 23, pp. 442-447.
- SHUMSKIY, P.A. 1964. Principles of structural glaciology. Dover Publ., New York, 497 p.
- SVENSSON, H. 1964. Structural observations on the minerogenic core of a pals. *Svensk Geogr. Årsb.*, vol. 40, pp. 138-142.
- TARNOCAI, C. 1973. Soils of the Mackenzie River Area. Environmental-Social Program Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development, Report 73-26, 136 p.
- VAN VLIET-LANOË, B. 1976. Traces de ségrégation de glace en lentilles associées aux sols et phénomènes périglaciaires fossiles. *Biul. Peryglacjalny*, vol. 26, pp. 41-55.
- VAN VLIET-LANOË, B. 1980. Corrélations entre fragipan et permafrost. Application aux sols lessivés loessiques. *C.R. Groupe de Travail "Régionalisation du Périglaciaire"*, Strasbourg, vol. 5, pp. 9-22.
- VAN VLIET-LANOË, B., COQUE-DELHUILLE, B., AND VALADAS, B. 1981. Les structures dérivées de la formation de glace de ségrégation dans les arènes déplacées. Analyse et application à la Margerie Occidentale. *Physio-Géo.*, vol. 2, pp. 17-38.
- VAN VLIET, B. ET FLAGEOLLET, J.C. 1981. Traces d'activité périglaciaire dans les Vosges Moyennes. *Biul. Peryglacjalny*, vol. 28, pp. 208-216.
- VAN VLIET, B. AND LANGOHR, R. 1981. Correlation between fragipans and permafrost with special reference to Weischel silty deposits in Belgium and northern France. *Catena*, vol. 8, pp. 137-154.
- WILLIAMS, P.J. 1959. Arctic "vegetation arcs". *Geogr. J.*, vol. 125, pp. 144-145.