

B. VAN VLIET—LANOË*
Gent

TRACES DE SÉGRÉGATION DE GLACE EN LENTILLES ASSOCIÉES AUX SOLS ET PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES FOSSILES

INTRODUCTION

Au cours de notre doctorat, nous avons été amené à étudier les paléosols en différents sites belges, français et polonais afin d'en reconstituer les séquences climatiques. Cette étude a englobé aussi bien des pédogénèses fossiles tempérées que des cryosols ou même des phénomènes sédimentaires.

La fréquence d'apparition de structures lamellaires dans les limons du Pléistocène Supérieur est remarquable. Elle nous a poussé à étudier plus en détail l'action du gel et plus particulièrement celle de la glace de ségrégation sur les microstructures sédimentaires et sur les pédogénèses.

Grâce aux méthodes microstratigraphiques, micropédologiques et physico-chimiques, nous avons pu définir certains phénomènes et délimiter leur paléo-environnement. Les phénomènes ainsi observés ont été comparés avec des observations expérimentales et surtout avec la répartition et les caractéristiques des sols et phénomènes périglaciaires actuels.

Il est apparu au cours du travail de comparaison que les caractéristiques microstructurales de certains phénomènes périglaciaires sont mieux exprimées à état fossile aux latitudes tempérées que présentement dans le Grand Nord (travaux de J. DUMANSKI, 1964; J. DUMANSKI, *et al.*, 1974; N. FEDOROVA, *et al.*, 1972; B. BUNTING, *et al.*, 1974). Ceci semble résulter du fait qu'aux latitudes tempérées, l'action des alternances de gel—dégel était beaucoup plus grande pendant les glaciations que dans les régions polaires actuelles.

D'autre part, les cryosols fossiles sont des auxiliaires particulièrement précieux pour la compréhension de certains phénomènes périglaciaires. En effet, ils se sont développés pendant des laps de temps beaucoup plus courts que l'Holocène (environ 1000 ans) et ont bien souvent été préservés de la surimposition d'autres phénomènes par une intense sédimentation limoneuse. Ceci réduit fortement pour ces sols la probabilité de développement polygénétique alors que ce dernier est fréquent pour les sols arctiques récents.

Nous tâcherons de différencier: 1° les structures créées par la dessiccation de celles formées par la ségrégation de glace, 2° les structures liées à l'alternance de

* Aspirant F.N.R.S., Pédologie, Rijksuniversiteit Gent, Belgique.

ségrégation de glace et du dégel, 3° quelques structures connexes. Ensuite, nous appliquerons nos observations à un type de sol particulièrement fréquent à l'état fossile: les *Nassböden* ou *Gleys de toundra*. Enfin, nous discuterons des interactions possibles entre le gel et les pédogénèses.

INDENTIFICATION DES STRUCTURES CRÉÉES PAR LA SÉGRÉGATION DE GLACE ET LEUR DIFFÉRENCIATION D'AVEC CELLES CRÉÉES PAR LA DÉSSICATION

INTRODUCTION

Au sein d'une roche meuble, de texture limoneuse, des lentilles de glace peuvent apparaître lors d'un gel lent et progressif à condition que le sédiment contienne une quantité suffisante d'eau. Ces lentilles se forment de préférence parallèlement aux isothermes, c'est-à-dire plus ou moins parallèlement à la surface du sol et, jalonnent les positions successives du front de gel (P. A. SHUMSKII, 1964). Ces lentilles se forment au détriment de l'eau du sol en le déshydratant bien au-delà du *Permanent Wilting Point*; la tension de la vapeur de la glace est en effet beaucoup plus faible que celle de l'eau (pF de la glace: 6.2).

L'influence de la granulométrie est prépondérante, les sédiments de texture limoneuse sont de loin les plus favorables. Une trop forte rétention de l'eau comme dans les argiles freine le phénomène mais ne le rend pas impossible; par contre, une trop grande macro-porosité favorise l'exsudation d'eau (*cf.* graviers et sables).

Si des hétérogénéités, des inclusions, des discontinuités sont préalablement présentes au sein de la masse sédimentaire, elles vont favoriser la nucléation des cristaux de glace et déterminer l'apparition de lentilles selon une ou plusieurs directions secondaires. Ces lentilles vont débiter le sédiment en lamelles ou agrégats extrêmement stables, vues la compaction et l'ultra-déssication du sédiment (A. PISART, 1970).

Dans le cas de la déssication, il n'y a pas de débitage mécanique du sédiment: une série de fentes de retrait apparaissent parallèlement à la surface de déssication par rétraction volumique de la fraction colloïdale du sédiment; la nature lithologique du sédiment semble jouer un moins grand rôle que dans le cas de la ségrégation de glace. Quelques fractures pénètrent la surface du sol (W. CZERATZKI, 1956).

CARACTÉRISTIQUES MICROSTRUCTURALES

Les fentes de retrait créées par la déssication sont caractérisées microscopiquement par leur tracé irrégulier voire discontinu; les parois des fentes sont superposables et particulièrement rugueuses.

Par contre, les fentes produites par la ségrégation de lentilles de glace sont, après fusion de la glace, assez régulières, ondulantes ou parfois anastomosées; leur tracé est de plus assez continu. Leur parois sont rarement superposables mais,

Différenciation des microstructures liées au gel et à la dessiccation

	DESSICATION	GEL				
FORMES	<ul style="list-style-type: none"> - fentes irrégulières , sub-horizontales , à parois rugueuses - agrégats lamellaires allongés ($L/l > 4$); instables 	<ul style="list-style-type: none"> - fentes régulières à ondulantes , à dominance sub-horizontale ; à parois lisses (sub-verticales dans le cas de glace de palsas) - agrégats lamellaires à polyédriques trapus ($L/l < 3$) très stables 				
CARACTERISTIQUES		<table border="0" style="width: 100%;"> <tr> <td style="text-align: center;"><u>GEL DISCONTINU</u></td> <td style="text-align: center;"><u>GEL CONTINU</u></td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">Texture favorable</td> <td style="text-align: center;">Texture défavorable</td> </tr> </table> <div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <div style="width: 30%;"> <p>"Fentes de gel" →</p> <p>Couche active →</p> <p>Sols gelés saisonnièrement →</p> </div> <div style="width: 60%; border: 1px solid black; padding: 5px;"> <p style="text-align: center;">Fentes sub-verticales avec minéraux orientés selon la surface des parois</p> <hr/> <p style="text-align: center;">Ségrégation et tri des grains de squelette</p> <hr/> <p style="text-align: center;">Fentes sub-horizontales avec minéraux orientés selon la surface des parois</p> <hr/> <p style="text-align: center;">Pores inter-agrégats concaves</p> <hr/> <p style="text-align: center;">Illuviation de plasma ou de silt</p> <hr/> <p style="text-align: center;">Précipitation de calcite.</p> </div> <div style="width: 30%;"> <p>Coins de glace ou de sable</p> <p>Palsas</p> <p>Permafrost "humide"</p> </div> </div>	<u>GEL DISCONTINU</u>	<u>GEL CONTINU</u>	Texture favorable	Texture défavorable
	<u>GEL DISCONTINU</u>	<u>GEL CONTINU</u>				
Texture favorable	Texture défavorable					

Traces de ségrégation de glace ... et phénomènes périglaciaires fossiles

par contre, très lisses voire polies. Les arrêtes des agrégats ainsi délimités sont toujours arrondies, émoussées; ce caractère peut être expliqué par la pression et la friction exercées par les lentilles de glace au cours de leur croissance (Photo 1a).

Les agrégats formés par la dessiccation sont en général discontinus et présentent en lame mince un rapport longueur /épaisseur égal ou supérieur à 4¹. Par contre, les agrégats formés par ségrégation de glace sont en général très bien délimités, de format variable selon la profondeur, le substrat et l'humidité (voir tableau III), mais le rapport longueur /épaisseur n'est jamais supérieur à 3¹. De plus, les pores inter-agrégats ont une forme caractéristique en coupe: triangle ou rectangle concave; ils apparaissent consécutivement à la coalescence de différentes lentilles de glace (Photo 1a).

Ces différences nous permettent de séparer les structures créées par la glace de ségrégation de celles dues à la dessiccation simple, ce que nous avons représenté sur tableau I. Des phénomènes de redistribution des composants du sédiment apparaissent lors de l'alternance répétée de ségrégation de glace en lentilles et de dégel, ceci aussi bien en sédiment calcaire que non-calcaire. Nous discuterons de ces problèmes dans le paragraphe suivant.

ALTERNANCE DE GEL-DÉGEL ET LES STRUCTURES LAMELLAIRES TRIÉES

Ces structures sont bien connues en pédologie boréale (J. DUMANSKI, *et al.*, 1974; N. FEDOROVA, *et al.*, 1972). Elles apparaissent macroscopiquement comme formées d'agrégats de taille variable en fonction de la profondeur, revêtus à leur face supérieure d'un enduit poudreux blanchâtre exclusivement constitué de grains lavés de quartz (squeletane — R. BREWER, 1964). J. DUMANSKI a pu démontrer expérimentalement (1964) que ce revêtement apparaissait à la suite d'alternances répétées de la ségrégation de glace en lentille et du dégel.

Ces structures sont assez sensibles aux conditions de substrat et à l'environnement climatique (voir tableau II), ce qui veut dire qu'en de nombreux cas, elles peuvent ne pas être exprimées. Le plus souvent, elles présentent un développement optimum à plus de 50 cm de profondeur.

DESCRIPTION

Dans les conditions les plus favorables, la séquence suivante peut être observée microscopiquement (Fig. 1a, Photo 1b-c):

— L'agrégat n'est plus franchement lamellaire comme dans le cas simple (p. 42) mais devient lenticulaire; il est recouvert d'un revêtement de matériel fin (silt et argiles: le plasma — R. BREWER, 1964) à sa face supérieure, auquel se superpose

¹ Déterminé sur plus de 30 lames minces dans chaque cas.

Tableau II

Conditions de formation de structures lamellaires triées

INFLUENCE	FAVORABLE	SANS INFLUENCE		DEFAVORABLE
a) Structure et texture sédimentaire	litage (+) inclusions lithiques (o+) sédiments glaciaires ou proglaciaires (non-argileux et non-calcaire) (+=)	limons (+)	limons calcaires (o)	sables et argiles purs (+)
b) Minéralogie	argiles 2/1 (o+)	argiles 1/1 (=o)	-	argiles 2/1 (=) argiles fines(=) calcite (+=)
c) Autres facteurs	altitude (+=) gel saisonnier (+=o) (nombreuses alternances) horizon argilique en profondeur (+=) végétation boisée (=)	- - - -	- - - activité biologique (+=) matières humiques fossiles	latitude (+=) - permafrost(+=) grandes cryoturbations (+=) mor < mull(=) bitume (o)
d) Type de pédogénèse	podzols > sols à gley (=+) sols bruns lessivés (+=) solonetz (=) sols bruns arctiques (=)	régosols (=)	gytja (=)	tourbes < tchernozem (+=)

+ Observations sur matériel fossile
= Observations sur sols actuels
o Observations expérimentales

une accumulation épaisse de grains lavés de quartz (le squelette — *ibidem*), correspondant à l'enduit blanchâtre observé macroscopiquement.

— Le revêtement présente fréquemment une légère stratification et, montre souvent une extinction optique striée (striated extinction pattern — *ibidem*) comme certaines argiles d'illuviation. Ce revêtement peut inclure quelques fragments fins de squelette, sédimentés à plat en même temps que la masse plasmique.

— Par contre, l'accumulation de grains de squelette présente un grano-classement vertical (graded bedding): les particules les plus fines apparaissent à la base de l'accumulation, au contact du revêtement plasmique.

Si le développement de la microstructure est peu marqué, l'accumulation de squelette est souvent imparfaite et le revêtement plasmique mince et discontinu. Mais

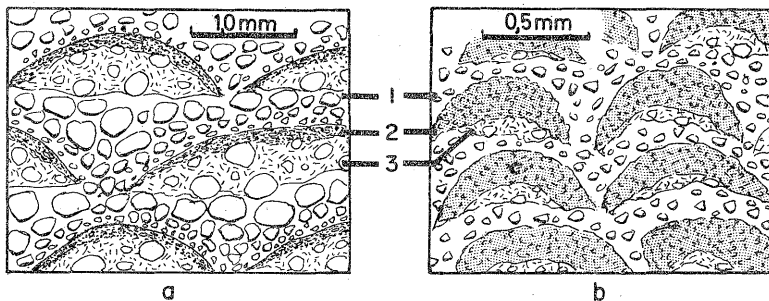


Fig. 1. a — structure lamellaire triée sur sable limoneux; b — structure lamellaire triée sur limon calcaire;

1. accumulation triée de squelette; 2. revêtement plasmique; 3. agrégat; c. calcite micro-cristaline

quelque soit la texture et donc l'échelle du phénomène, la séquence „agrégat — revêtement plasmique — accumulation de squelette” reste inchangée.

En fait un horizon sédimentaire ou pédologique ne présente jamais un seul stade de développement microstructural, mais bien toutes les étapes entre l'agrégat simple (p. 42) jusqu'au développement optimum caractéristique de cet horizon.

D'autre part, les agrégats lamellaires peuvent être remplacés des boulettes de sédiment, des nodules organo-ferrugineux ou encore des graviers (E. A. FITZPATRICK, 1956; J. C. ROMANS, *et al.* 1974).

MÉCANISMES DE FORMATION

La formation du revêtement plasmique et l'accumulation de squelette peuvent être expliquées de diverses manières.

L'accumulation de plasma en surface des agrégats peut s'expliquer partiellement par la migration thermo-phorétique et gélifuge des colloïdes en avant du front de gel (H. BERTOUILLE, 1972). L'accumulation du squelette peut s'expliquer par la prise en charge sélective des particules selon leur dimension et leur surface spécifique (A. E. CORTE, 1966; D. ROWELL, *et al.*, 1972) au cours de la croissance

des cristaux de glace; cette prise en charge aurait pour conséquences, après fusion de la glace, d'une part, le gradient granulométrique observé et, d'autre part, l'accumulation plasmique.

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 augmenté, ce qui aboutit à une stabilisation de la fraction colloïdale du sol. Au dégel, par contre, la dilution des solutions lors de la fusion des lentilles de glace facilite la peptisation des colloïdes en surface des agrégats et donc leur mobilisation dans les eaux de fonte.

Tous ces processus nécessitent un gel et un dégel lent, ce qui explique d'une part, leur profondeur d'apparition et, d'autre part, la relativement bonne orientation optique du revêtement plasmique. Il est fort vraisemblable qu'au cours des différentes phases de gel et dégel, chacun des processus cités ci-dessus joue successivement un rôle important, expliquant ainsi le peu de cycles gel—dégel nécessaires à l'apparition d'une telle microstructure (35 cycles — J. DUMANSKI, 1964).

MILIEU CALCAIRE

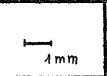

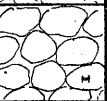
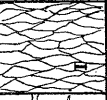





En milieu calcaire (limons, loess, etc.), ces phénomènes existent également mais n'ont pas encore été décrits. Ce manque d'observation peut être expliquée par le comportement de la calcite vis-à-vis de la prise en charge par la glace (A. E. CORTE, 1966) et par sa solubilité, mais aussi, par la dimension réduite des agrégats, contrôlée par la granulométrie des limons. En plus de la migration sélective des particules comme dans les cas précédents un phénomène propre à la calcite perturbe la séquence microstructurale: lors de la cristallisation de la glace, se produit un dégazage des eaux avec comme conséquences une élévation locale du pH et une précipitation des carbonates solubles principalement à la base des lentilles de glace. Il se forme donc un revêtement plasmique très épais constitué presque exclusivement de calcite micro-grenue et d'argiles. Nous devons encore ajouter que cette microstructure apparaît déjà après un nombre très restreint de cycles gel—dégel (7 cycles). Il est de plus curieux de constater que dans les limons récents, les micro-géodes de calcite (cristal chambers — R. BREWER, 1964) n'apparaissent que dans des sédiments calcaires montrant des traces manifestes de l'action du gel. Ces micro-géodes peuvent être considérées comme les fossiles de bulles de dégazage apparues lors du gel du sédiment, telles qu'on les observe dans les sols arctiques actuels ou lors d'expériences en laboratoire.

QUELQUES STRUCTURES CONNEXES ET CONCLUSIONS

Avant de conclure, nous devons encore parler de deux types des structures assez fréquents qui semblent dériver du type précédent. Souvent, nous avons pu observer microscopiquement des fissures verticales presque toujours soulignées par des figures de *stress* (pression) et plus ou moins colmatées de grains lavés de squelette. Ces

Tableau III

Différents types de structures „pédologiques” créées par le gel

TYPES STRUCTURAUX	DIMENSIONS APPROXIMATIVES (mm)		OBSERVATIONS EXPERIMENTALES (laboratoire)	OBSERVATIONS FOSSILES	OBSERVATIONS ACTUELLES	CONDITIONS DE FORMATION
S.Granulaire fine	1.5 - 3.0 diam.		A.JOURNAUX et J.P.COUTARD 1972 (Caen)	Limons fluviatiles en milieu périglaciaire (La Ferme des Coutures , Somme , France)	-	Gel rapide en milieu saturé ? Texture limoneuse
S.Granulaire moyenne à grossière	5.0 -10.0 diam.		-	Horizon de transition entre la couche active et le permafrost en milieu très argileux	-	? Texture limono-argileuse
S.Feuilletée	l = 0.2 L = 0.5		A.JOURNAUX et Al. 1972 . H.BERTOUILLE 1972	Couche active des sols supra-permafrost et sols saisonnièrement gelés (voir tableau II)	Couche active des sols supra-permafrost et saisonnièrement gelés(B.BUNTING 1974;R.ALLAN et Al. 1969)	Gel assez lent, près de la surface du sol (< 50 cm) Texture limoneuse à limono-sableuse
S.Polyédrique sub-angulaire à lamellaire	l = 3.0-10.0 L = 8.0-30.0		A.PISSART 1970 (Liège)	Permafrost et horizons profonds des sols saisonnièrement gelés (Belgique , N. de la France)	Permafrost et horizons profonds des sols saisonnièrement gelés. (B.BUNTING 1974 ;N.FEDOROVA et Al. 1972)	Gel très lent (ségrégation lenticulaire de glace) Texture limoneuse à sablo- ou argilo-limoneuse
S.Polyédrique angulaire à prismatique	10.0-- 50.0 diam.		-	Argiles glaciaires d'Ecosse (E.A.FITZPATRICK 1956) "Pingo" de la Brackven (Belgique)	Argiles alluviales de Sibérie (T.KUZNECOVA 1973) Palsas à noyau sédimentaire (H.SVENSON 1975)	Gel très lent Texture argileuse à limono-argileuse
S.Lamellaire triées (non-calcaire)	variable en fonction de profondeur substrat		J.DUMANSKI 1964	Sols de montagne (îles britanniques (J.C.ROMANS et Al. 1974). Horiz.éluviaux,sols isohumiques (Belgique,N.France,Pologne)	Sols de taïga(B.BJORKHEM et Al. 1974;N.FEDOROVA et Al.1972; J.DUMANSKI et Al. 1974) (voir § 2)	Alternance de ségrégation de glace et dégel ,en milieu proche de la saturation Voir tableau II
S.Lamellaire triée (calcaire)	l = 0.2 L = 1.0		B.VAN VLIET (Liège)	Gleys de toundra,sols à buttes (Belgique , S.Pologne)	-	Alternance de ségrégation de glace et dégel Limons (loess.) calcaires
S.Granulaire moyenne triée	5.0 - 10.0 diam.		-	"Sol de Warneton " (Belgique) Horizon illuvial tronqué et déplacé par creep (S.Pologne) Matériel cryoturbé(J.C.ROMANS 74)	-	Creep et cryoturbations Texture argilo-limoneuse

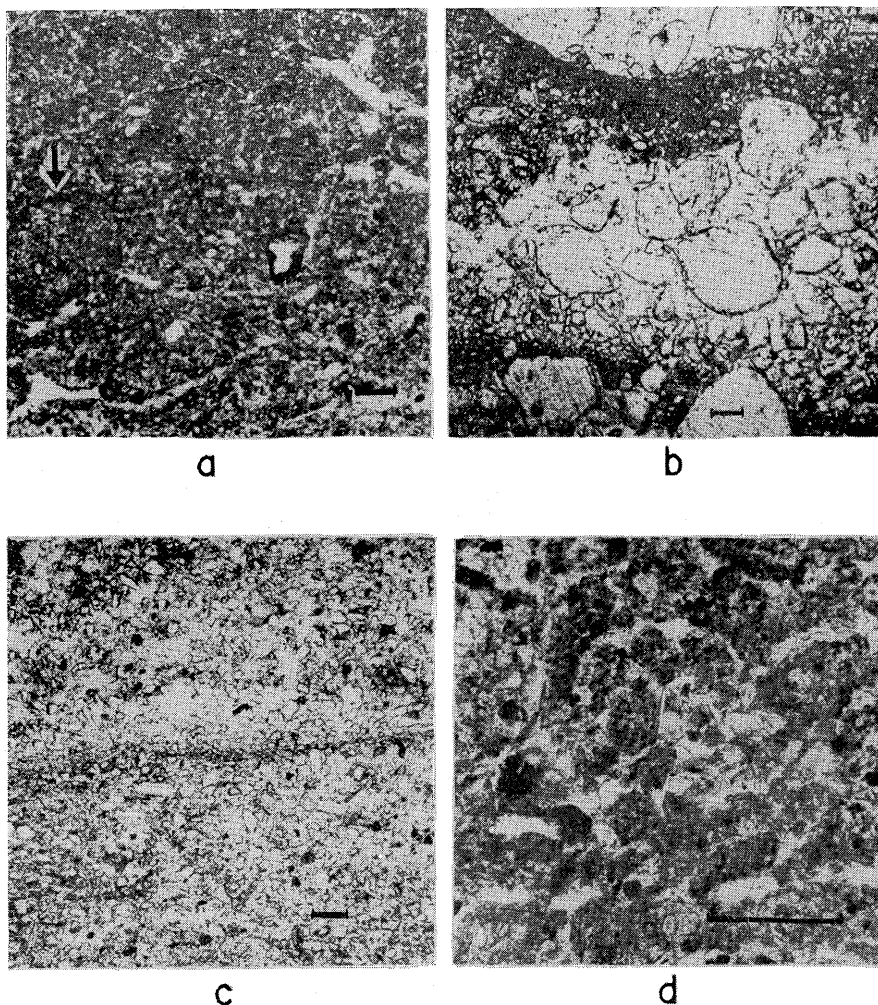
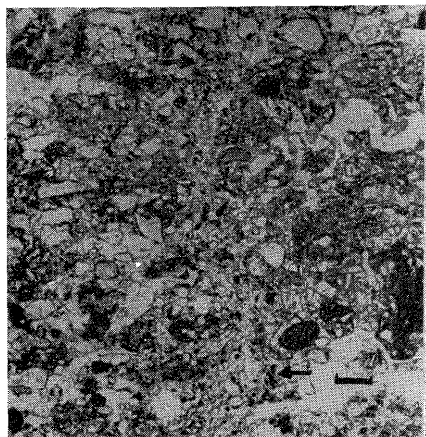
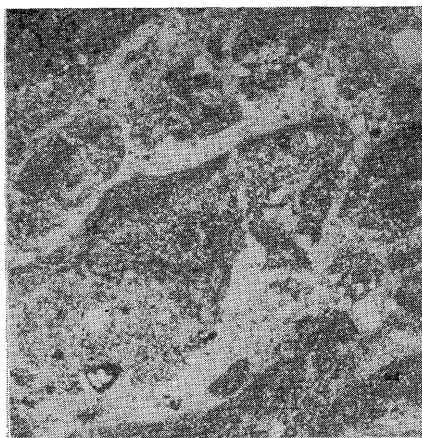


Photo 1: a — structure lamellaire créée par ségrégation de glace; base de l'horizon C_{23} d'un gley de toundra. Noter les traces de bioturbation (flèche) et les pores concaves (Harmignies, Belgique); b — microstructure lamellaire triée sur sable limoneux. Noter le granoclassement du squelette (Piekary, Pologne); c — structure lamellaire triée sur limon fin (Kraków, Pologne); d — structure lamellaire triée sur limon fin très calcaire; partie supérieure de l'horizon C_{23} d'un gley de toundra, (Harmignies, Belgique)

Echelle: le trait représente 1 mm



a



b

Photo 2: a — fente de gel? Structure verticale à colmatage de grains lavés de squelette (Harmignies, Belgique); b — structure de creep. Noter la forme arrondie des agrégats et l'épaisseur du revêtement plasmique (Piekary, Pologne)

structures (Photo 2a) sont fréquentes dans les sédiments affectés par des microstructures triées et des fentes de gel. Ces fissures verticales semblent correspondre à ces dernières. La présence de grains de squelette peut être expliquée par un apport éolien, mais aussi par une expulsion, une ségrégation de grain de squelette comme dans le cas de structures lamellaires triées. Il serait fort possible que ces fentes soient à l'origine formées par la dessiccation et, par la suite, déformées par une ségrégation de glace.

D'autre part, dans des matériaux déformés par le creep, nous avons pu constater macro- et microscopiquement l'apparition non plus d'agrégats lamellaires, mais bien d'agrégats polyédriques sub-angulaires à granulaires, ennoyés dans une masse amorphe de grains lavés de squelette. Ces agrégats (Photo 2b) présentent des revêtements plasmiques très épais et bien stratifiés, toujours situés à leur sommet dans les horizons peu perturbés, manifestement déplacés par rotation dans les horizons fortement déplacés par le creep.

Cette dernière structure est fort semblable aux structures triées créées par le gel-dégel; les mécanismes de formation sont vraisemblablement identiques si l'on ne tient pas compte de la reptation lente du sédiment. Nous n'avons pu constater ce phénomène que dans des sédiments limoneux contenant plus de 15% d'argiles (inférieures à 2 microns). Notons également qu'une telle structure peut apparaître très localement dans les matériaux cryoturbés.

Pour conclure, nous avons pu répertorier dans les sols et sédiments actuels, dans la littérature expérimentale et dans des matériaux fossiles, huit types principaux de (micro) structures créées par la ségrégation de glace en lentille, dont cinq types simples et trois types triés, Dans le tableau III, nous exposons succinctement l'état des observations et connaissances concernant chaque type structural. Nous n'avons cependant pas pu y inclure les observations de V. KONIŠČEV, *et. al.* (1973), pour raison du manque de données.

APPLICATION DES OBSERVATIONS: LES GLEYS DE TOUNDRA FOSSILES

GÉNÉRALITÉS

En étudiant micromorphologiquement et chimiquement un certain nombre de gleys de toundra fossiles en Belgique et en Pologne, nous avons pu constater que la *couche active* de ces sols n'était pas uniquement constituée par l'horizon *réduit* ou *Nassböden* des anciennes descriptions (*cf.* F. GULLENTOPS, 1954). A l'heure actuelle, les gleys de toundra sont à l'état réduit jusqu'au sommet du permafrost. Or, dans la majorité des sols fossiles, un changement net de couleur et de texture apparaît à 30—40 cm sous la limite inférieure de l'horizon *réduit*.

Afin de mieux expliquer ceci, nous allons étudier en détail deux gleys de toundra fossiles, associés à de grandes fentes en coin et situés respectivement à Harmignies (près de Mons, Belgique) et à Kesselt (près de Liège, Belgique). Le gley de toundra d'Harmignies se développe dans les limons du Pléniglaciaire Supérieur (P. HAES-

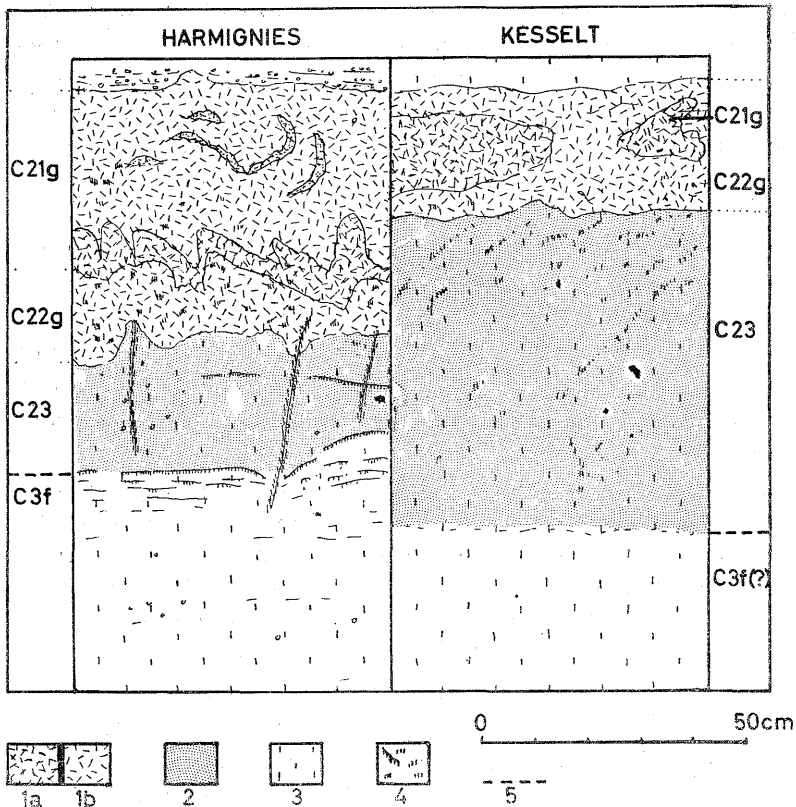


Fig. 2. Gleys de toundra fossiles (Belgique)

1a. limon très „réduit”; 1b. limon „réduit”; 2. limon ocre; 3. limon non-altéré; 4. précipitations d'hydroxydes de fer; 5. limite supérieure du permafrost

AERTS, *et al.*, 1973; P. HAESAERTS, 1974) au sommet d'une cuesta de craie (Maastrichtien); la teneur des limons en carbonates est fortement contrôlée par un saupoudrage éolien en provenance de la craie gélivée au front de cuesta. Le gley de Kesselt se développe dans les limons du Pléniglaciaire Inférieur en dépôt de plateau; la texture du limon est plus fine et la teneur en carbonates plus faible qu'à Harmignies.

Macroscopiquement, ces sols fossiles présentent des caractères communs, entre autres, la présence de l'horizon *réduit*. Différents horizons pédologiques peuvent être délimités:

- A_{1g} — limon humifère, discontinu ou érodé, *réduit*, massif, avec quelques taches de rouilles et petits nodules organo-ferrugineux,
- C_{21g} — limon *réduit*, épais de 20 à 40 cm; massif, souvent cryoturbé; pores répartis par taches; limite inférieure graduelle à distincte,
- C_{22g} — limon *réduit*, épais de 20 à 30 cm; massif à très finement feuilleté, peu ou pas cryoturbé; peu poreux; nombreuses taches de rouilles; limite inférieure ondulante, distincte à nette,

- C₂₃ — limon non-réduit, assez ocre, épais de 20 à 60 cm; massif à finement feuilleté avec parfois une macrostructure prismatique grossière; très peu poreux; nombreuses taches de rouilles, quelques linéoles ferrugineuses sub-horizontales; limite inférieure distincte, sub-horizontale à ondulante,
- C_{3f} — limon brun-jaune clair; massif ou à structure prismatique grossière et polyédrique sub-angulaire à lamellaire fine, très bien développées, souvent enduite d'hydroxydes de fer; pores absents à l'intérieur des agrégats. Les précipitations d'hydroxydes s'estompent vers le bas; la structure peut persister sur plus d'un mètre de profondeur.

ANALYSES CHIMIQUES

Horizon	% Ca CO ₃	% C Organique	% Fer Libre Total*
Harmignies			
A _{1g}	22.0	0.56	0.36
C _{21g}	15.5	0.16	0.22
C _{22g}	14.5	0.20	0.70
C ₂₃	15.0	—	0.95
C _{3f}	14.0	—	0.65
Kesselt			
C _{21g}	2.5	0.32	0.00
C _{22g}	7.0	0.24	0.09
C ₂₃	7.5	—	0.70
C _{3f} (?)	6.2	—	0.40

* — % humus: déterminé par oxydation en milieu liquide (mélange sulfo-chromique).

— % CaCO₃: déterminé par méthode pressiométrique.

— % Fer Libre Total: déterminé par colorimétrie après extraction au dithionite de sodium.

En ne tenant pas compte des propriétés fixantes de l'humus et ni du saupoudrage carbonaté éolien à Harmignies, nous pouvons observer une déferrification très nette des horizons réduits (C_{2g}) ainsi qu'une accumulation de fer dans l'horizon (C₂₃). Le carbonate de calcium suit la même évolution quoique moins prononcée. L'horizon C_{3f} présente uniquement les caractères d'un limon non-altéré.

En fait, les horizons déferrifiés et décarbonatés ne sont plus à l'état réduit depuis leur fossilisation; leur couleur gris-bleuâtre est, comme dans un bon nombre de sols à gley actuels, due à un départ du fer. Cette migration s'est effectuée soit par mobilisation bactérienne soit par chélation. Nous avons pu observer que lorsque de tels sols étaient développés dans un matériel non-calcaire, les teneurs en fer et la coloration des différents horizons étaient beaucoup plus contrastées qu'en milieu calcaire, ce qui correspond bien aux propriétés physico-chimiques des ions ferreux.

Ces résultats analytiques correspondent assez bien à ceux recueillis sur les sols de l'Arctique Canadien (TEDROW, 1966, 1968) où les horizons supérieurs de la

couche active sont réduits et déferrifiés, tandis que les horizons inférieurs sont réduits et enrichis en fer ferreux et ferrique (nodules). Notons également que la matière organique de ces sols provient principalement d'algues et de mousses (*ibidem*).

MICROSCOPIE

Microscopiquement, ces 2 gleys fossiles présentent les mêmes caractères: une microstructure de type triée (p. 47) est particulièrement bien développée dans l'horizon ocre (C_{23}) des 2 profils et, est associée à de nombreuses microgéodes de calcite (Photo 1a, d). Dans les horizons déferrifiés (C_{2g}), cette microstructure est également observable quoique fortement perturbée par la cryoturbation. Des traces d'activité macrozoologique sont observables jusque dans le C_{23} (Photo 1a).

À Harmignies, l'horizon C_{3f} et sa structure polyédrique sub-angulaire à lamellaire présente tous les caractères des traces de ségrégation de glace en lentille. La situation est moins nette à Kesselt où seulement quelques fentes à parois lisses peuvent être observées.

Nous pouvons donc conclure que dans ces deux gleys de toundra, la couche active incluait l'horizon ocre et les horizons déferrifiés comme en attestent la microstructure de gel—dégel et le lessivage du fer et des carbonates. L'apparition brutale de la macrostructure du C_{3f} à Harmignies et la transition brutale entre l'horizon ocre et le limon non-altéré à Kesselt suggèrent la présence d'une limite au lessivage et à l'activité biologique: le sommet d'un *permafrost*: Par contre, il n'est pas prouvé qu'il y ait eu une nappe phréatique permanente perchée au sommet du *permafrost*.

Dans les deux cas, la profondeur de la *couche active* oscille autour de 75-85 cm. Notons qu'il s'agit là d'une valeur moyenne pour toute la période d'activité des sols; nous avons pu observer notamment à Harmignies, des traces locales de petites fluctuations du sommet du *permafrost*, toujours moins bien exprimées que celles de la position moyenne².

Cette relative stabilité est compréhensible du fait de la brièveté d'activité de ces sols (moins de 1000 ans). D'autre part, la profondeur de la *couche active* ainsi définie peut paraître insuffisante à un bon nombre de chercheurs. Nous devons néanmoins tenir compte de deux facteurs importants limitant la pénétration du dégel estival: d'une part, lors des minima de la Dernière Glaciation, l'insolation était considérablement réduite par rapport à sa valeur actuelle (W. BROECKER, *et al.*, 1970); d'autre part, à nos latitudes tempérées, la profondeur du dégel était limitée par le regel nocturne et l'amplitude thermique réduite.

Les microstructures dues au gel permettent donc dans le cas des gleys de toundra fossiles de définir avec une assez bonne précision la profondeur de la *couche active* à la condition que le sol soit suffisamment exprimé. La portée paléoclimatique de cette information est assez importante.

² Nous avons observé des valeurs comparables dans d'autres profils fossiles en Belgique, France et Pologne.

INTERACTION ENTRE LE GEL ET LES PÉDOGÉNÈSES

Toutes les structures et microstructures que nous avons décrites jusqu' à présent sont très fréquentes dans les sols, même bien plus que ce qui est généralement admis. Pour s'en convaincre, il suffit d'étudier leur processus de fossilisation lors d'une pédogénèse ou encore de quelles diverses manières elles sont susceptibles d'influencer la formation d'un sol.

Que ce soit une macrostructure de type polyédrique-lamellaire ou une microstructure de gel—dégel même sur sable ou limon calcaire, nous avons pu observer la formation de fibres argileuses suivant les agrégats lors d'une illuviation d'argiles. Ces fibres sont identiques à celles couramment observées dans l'horizon B_{3t} ou même parfois C_{1t} des sols bruns lessivés de l'Europe tempérée. Ceci est particulièrement net dans les sols développés sur Limons Anciens de l'Ouest du Bassin de Paris; l'horizon illuvial est caractérisé par une très belle structure polyédrique-lamellaire, fine à moyenne, enduite de revêtements argileux assez épais, qui témoigne d'une ségrégation de glace au cours du Dernier Glaciaire. Dans la plupart des cas, l'interférence d'une illuviation d'argiles sur l'une ou l'autre des microstructures étudiées aboutit toujours à la formation de différents types de fibres argileuses surimposés aux anciens agrégats.

Dans le cas des sols d'Ecosse, du Pays de Galles et des Ardennes Belges, ce sont une illuviation humique et la déferrification qui suivent les témoignages d'un gel saisonnier profond antérieur à l'optimum climatique de l'Holocène quoiqu'encore vraisemblablement actif périodiquement. Ces structures favorisent le lessivage du sol.

Enfin, en ce qui concerne la formation des fragipan, horizons indurés caractérisés par une structure lamellaire, il a été fréquemment constaté que ces horizons étaient associés à des perturbations liées au gel (I. LIBEROTH, 1963). De notre côté, nous avons pu constater, sauf sur sables purs, que ces horizons sont toujours caractérisés par des microstructures non-triées, liées à la ségrégation de glace et qu'ils sont presque toujours associés à une dégradation postérieure du sol ou à une podzolisation.

Il semble donc vraisemblable que les fragipan n'apparaissent que dans un substrat préalablement affecté par la ségrégation de glace lors d'une pédogénèse acide. Ceci reste à démontrer.

De telles observations peuvent également être faites sur les sols podzoliques et podzols des régions tempérées froides et dont la pédogénèse est fortement influencée par le gel saisonnier profond. Même en milieu tempéré océanique, la ségrégation de glace peut laisser des cicatrices assez profondes dans les sols lors des grands hivers périodiques. Ces traces peuvent subsister très longtemps lorsque l'activité biologique de ces sols est réduite, ce qui explique la structure lamellaire de certains horizons éluviaux et illuviaux ou, leur évolution vers un fragipan (les structures lamellaires de dessiccation ou de tassement ne se font pas sentir aussi profondément).

Etant donné que l'action du gel favorise la comminution des particules, même inférieures à un micron (J. MAC DOWAL, 1960), la décarbonatation, la structuration

des sols et par conséquent l'illuviation, il serait vraisemblable que l'illuviation principale des sols de nos régions ait eu lieu beaucoup plus tôt dans l'Holocène que ce qui est généralement admis. D'un part, le climat de l'Atlantique était par trop humide pour favoriser une intense illuviation des sols (extension des tourbières); d'autre part, la végétation du Boréal n'était pas très différente de celle de l'Atlantique. Enfin, les sols bruns lessivés du N. W. du Canada (jusqu'à 62° Lat. N) présentent actuellement sous taïga et en milieu bien drainé, des horizons texturaux montrant jusqu'à 15% d'augmentation de la teneur en argile par rapport aux horizons éluviaux (C. TARNOCAI 1973). Il semblerait plus logique de parler d'un lessivage progressif des sols dès le début de l'Holocène avec vraisemblablement un optimum antérieur à l'humidification du climat à l'Atlantique. Malheureusement, les témoignages archéologiques concernant cette première période de l'Holocène ne nous permettent pas de le démontrer.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Au cours de ces différents paragraphes, il a été fait démonstration des nombreuses possibilités offertes par l'étude microscopique des structures créées par le gel aussi bien dans le domaine de la pédogénétique que dans celui de la stratigraphie.

Il s'est avéré que l'étude microstructurale appliquée en stratigraphie du Quaternaire et plus particulièrement en régions limoneuses permet de reconstituer la séquence paléoclimatique d'un profil avec une précision équivalente aux résultats palynologiques; la seule condition nécessaire est que cette étude soit couplée aux observations pédologiques et morphologiques, c'est à dire qu'elle soit toujours complémentaire aux observations de terrain.

References

- ALLAN, R., BROWN, J. & RIEGER S., 1969 — Poorly drained soils with permafrost in Interior Alaska. *Soil Sc. Soc. Am. Proc.*, 33; p. 599—605.
- BERTOUILLE, H., 1972 — Effet du gel sur les sols fins. *Rev. Géomor. Dyn.*, no 2; p. 71—84.
- BJORKHEM, U. & JONGERIUS, A., 1974 — Micromorphological observations in some podzolized soils from Central Sweden. In: *Soil Microscopy, Proc. of 4th Inter. Meet. on Soil Micromorphology*; ed. G. K. RUTHERFORD; Kingston, Ontario, Canada; p. 320—332.
- BREWER, R., 1964 — *Fabric and mineral analysis of soils*. Wiley & Sons, New York.
- BROECKER, W. S. & VAN DONK, J., 1970 — Insolation changes, ice volumes and the 180 record in deep sea cores. *Rev. Geophys. & Space, Physics*, 8; p. 169—198.
- BUNTING, B. T. & FEODOROFF, N., 1974 — Micromorphological aspects of soil development in the Canadian High Arctic. In: *Soil Microscopy, Proc. of 4th Inter. Meet. on Soil Micromorphology*; ed. G. K. RUTHERFORD; Kingston, Ontario, Canada; p. 350—365.
- CORTE, A. E., 1966 — Particle sorting by repeated freezing and thawing. *Biul. Peryglacjalny*, no. 15; p. 176—240.
- CZERATZKI, W., 1956 — Boden Strukturbiildung bei Wechselnder Befeuchtung und Trocknung (Modell Versuche). *Institut f. Wissenschaftlichen Film*; Göttingen.

- DUMANSKI, J., 1964 — A micropedological study of eluviated horizons (unpublished master thesis).
- DUMANSKI, J. & ST. ARNAUD, R. J., 1966 — A micropedological Study of Eluviated Horizons. *Can. Jour. Soil. Sci.*, 46; p. 287—292.
- DUMANSKI, J., MC. KEAGUE, J. A. & ACTON, C. J., 1974 — Studies in soil micromorphology in Canada. In: *Soil Microscopy. Proc. of the 4th Inter. Meet. on Soil Micromorphology*; ed. G. K. RUTHERFORD; Kingston, Ontario, Canada; p. 84—100.
- FEDOROVA, N. N. & YARILOVA, 1972 — Morphology and genesis of prolonged seasonally frozen soils in Western Siberia. *Geoderma*, 7; p. 1—13.
- FITZPATRICK, E. A., 1956 — An indurated soil horizon formed by permafrost. *Jour. Soil Sci.*, 7; p. 248—254.
- GULLENTOPS, F., 1954 — Contributions à la Chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 18; p. 125—252.
- HAESAERTS, P. & VAN VLIET, B., 1973 — Evolution d'un permafrost dans les limons du Dernier Glaciaire à Harmignies. *Bull. A.F.E.Q.*, 3; p. 151—164.
- HAESAERTS, P., 1974 — Séquence paléoclimatique du Pléistocène Supérieur du Bassin de la Haine. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 97; p. 105—137.
- JOURNAUX, A. & COUTARD, J. P., 1972 — Etude de simulation de gel sur des grands modèles de sols. *Bull. Centre Géomor. Caen*, n° 13, 14, 15; p. 37—73.
- KONIŠČEV, V. N., FAUSTOVA, M. A. & ROGOV, V. V., 1973 — Cryogenic processes as reflected in ground microstructure. *Biul. Peryglacjalny*, no. 22; p. 214—219.
- KUZNECOVA, T. P., 1973 — Special features of cryolithogenesis in the alluvial plains, Central Yakutia. *Biul. Peryglacjalny*, no. 22; p. 221—231.
- LIEBEROTH, I., 1963 — Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. *Geologie*, 12, H. 2; p. 149—187.
- MAC DOWAL, J., 1966 — Particle size reduction of clay mineral by freezing and thawing. *New. Zel. Jour. Geol. & Geophys.*, 3 (3); p. 337—343.
- MOROZOVA, T. D., 1965 — Micromorphological characteristics of pale yellow permafrost soils in Central Yakoutia in relation to cryogenesis. *Sov. Soil. Sci.*, 7 (12); p. 1333—1342.
- PISSART, A., 1970 — Les phénomènes physiques essentiels liées au gel, les structures périglaciaires qui en résultent, et leur signification climatique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 93 (1); p. 7—49.
- ROMANS, J. C., & ROBERTSON, L., 1974 — Some aspect of the genesis of alpine and upland soils in the British Isles. In: *Soil Microscopy. Proc. of the 4th Inter. Meet. on Soil-Micromorphology*; ed. G. K. RUTHERFORD; Kingston, Ontario, Canada; p. 498—510.
- ROWELL, D. & DILLON, P., 1972 — Migration and aggregation of Na—Ca clays by freezing of dispersed and flocculated suspensions. *Jour Soil Sci.*, 23; p. 442—447.
- SHUMSKII, P. A., 1964 — Principles structural glaciology. Trad. Krauss; Dover Publ. Inc.
- TARNOCAL, C., 1973 — Soils of the Mackenzie River Area. Environmental — Social Program Northern Pipelines — Nov. 1973; Report N° 73—26; 136 p.
- TEDROW, J. C. F., 1966 — Polar desert soils. *Soil Sci. Am. Proc.*, 30; p. 381—387.
- TEDROW, J. C. F., 1968 — Pedogenic Gradients in Polar Regions. *Jour. Soil Sci.*, 19; p. 197—204.