

Processus de formation des sols tardiglaciaires et holocènes sur les terrasses alluviales du Rhin aux Pays-Bas.

R. MIEDEMA (*)

RÉSUMÉ

Dans la partie est des Pays-Bas, affleurent les sédiments tardiglaciaires (Weichsélien) du Rhin déposés par un fleuve à système anastomosé. Ces sédiments ne contiennent que des traces de matière organique. La pente de la paléo-surface alluviale est d'environ 30 cm/km. Durant l'Holocène, après la remontée du niveau de la Mer du Nord, le Rhin a déposé des sédiments en régime calme. Ces sédiments contiennent un peu plus de matière organique. La pente de surface est d'environ 10 cm/km.

Dans la partie est des Pays-Bas, les deux systèmes se croisent : les sédiments tardiglaciaires sont couverts par des sédiments holocènes progressivement plus épais vers l'ouest. La géomorphologie du terrain est nettement différente : dans la zone des sédiments anciens, on peut distinguer des ondulations en relation avec la sédimentation ; au contraire, la surface des sédiments holocènes est plate.

Les processus pédologiques tardiglaciaires inscrits dans les nappes alluviales du même âge sont les suivants par ordre chronologique : décarbonatation totale, fragipan, lessivage d'argiles fines (sols bien ou imparfaitement drainés), hydromorphie, aluminisation. La surimposition holocène de processus consiste uniquement en une hydromorphie de nappe, un brassage biologique et une illuviation agricole.

Dans les sols holocènes, la succession est la suivante : décarbonatation, brassage biologique, hydromorphie (drainages imparfaits), très légère illuviation agricole.

MOTS-CLÉS : pédogenèse - Tardiglaciaire - Holocène - sols alluviaux - Rhin - Pays-Bas.

LATE WEICHSELIAN AND HOLOCENE SOIL FORMATION ON FLUVIAL RHINE TERRACE DEPOSITS IN THE NETHERLANDS

Late Weichselian braided river sediments of the Rhine occur at the surface in the eastern part of the Netherlands. These sediments are almost devoid of organic matter. The gradient of the Late Weichselian surface is about 30 cm/km. Following the rise of the level of the North Sea to its present position, Holocene meandering river sediments of the Rhine were deposited. These sediments contain somewhat more organic matter. The gradient of the Holocene surface is about 10 cm/km. In the eastern part of the Netherlands, the terrace crossing of these two systems occurs : Late Weichselian deposits are covered by progressively thicker Holocene deposits west of the terrace crossing.

(*) Université Agricole de Wageningen, Département de Science du Sol et Géologie, B.P. 37 - 6700 AA - Wageningen, Pays-Bas

In the field, the different microtopography is clearly visible : the undulations of the gravel/sand bars and frequent gullies in the Late Weichselian deposits contrast with the flat microtopography of the Holocene deposits with gradual changes in altitude between levees and backswamps.

Late Weichselian soil forming processes distinguished in the Late Weichselian deposits in order of succession :

rapid and complete carbonate leaching ; compaction of the groundmass with reorientation features of clay domains (fragipan character) associated with periglacial cycles of freezing/thawing ; fine clay illuviation in well drained and presently imperfectly drained soils. No fine clay illuviation in poorly drained soils ; redoximorphic features in the upper horizons of presently imperfectly drained soils following compaction and clay illuviation not counteracted by biological activity ; beginning aluminisation ; biological activity in the well drained soils during and following clay illuviation ; redoximorphic features due to groundwater in the poorly drained soils.

Superimposed Holocene soil forming processes distinguished in the Late Weichselian deposits : redoximorphic features due to groundwater in the deeper subsoil of well drained soils and the middle subsoil of presently imperfectly drained soils ; continuing biological activity in the well drained soils ; in all soils some illuviation of mixtures of coarse clay, silt and fine sand.

Holocene soil forming processes distinguished in the Holocene deposits : Partial to complete carbonate leaching of levees due to the Holocene climate, complete synsedimentary carbonate leaching in backswamps ; Biological activity in the well drained soils ; Redoximorphic features due to groundwater in poorly drained and imperfectly drained soils ; In all soils, some illuviation of mixtures of coarse clay, silt and fine sand.

KEY-WORDS : *Late Weichselian/Holocene pedogenesis - alluvial soil - Rhine - The Netherlands.*

INTRODUCTION

Dans la partie est des Pays-Bas, la présence de sédiments fluviaux tardiglaciaires (fin du Weichsélien) du Rhin a été mentionnée (KOENIGS, 1949 ; SCHELLING, 1951 ; PONS, 1957). Il s'agit de sédiments d'un fleuve caractérisé par un régime intermittent (chenaux anastomosés) et par une pente de surface d'environ 30 cm/km. Cette pente est en relation avec un niveau encore bas de la Mer du Nord situé, à cette période, environ 60 mètres plus bas qu'aujourd'hui (Bölling). L'âge tardiglaciaire (pré-Alleröd et, partiellement, pré-Bölling) dans les plaines abandonnées du Rhin a été déterminé par la palynologie. La présence de minéraux d'origine volcanique de l'Eiffel, caractéristique de la période Alleröd (minéral guide : hauyine) uniquement dans l'horizon A, prouve que ces plaines abandonnées n'ont plus été alimentées en sédiments depuis cette période (MIEDEMA, 1987). Dans la partie ouest de la plaine du Rhin actuel, il existe une couche organique d'âge Alleröd recouverte par des sédiments holocènes (VERBRAECK, 1970).

Pendant la période holocène, le niveau de la mer est remonté, et le régime du Rhin est devenu plus calme (cours à méandres). La surface des sédiments montre une pente d'environ 10 cm/km. Les deux systèmes de terrasses du Rhin se recoupent dans l'est des Pays-Bas ; vers l'ouest, les sédiments tardiglaciaires sont enfouis sous des dépôts

holocènes de plus en plus importants. Les sédiments holocènes étudiés sont pré-Romains (environ 2000 ans). Une période de hiatus sédimentaire de quelques milliers d'années a été mise en évidence par la palynologie (PONS, 1957 ; TEUNISSEN & VAN OORSCHOT, 1967 ; MIEDEMA, 1987) grâce aux couches de tourbe colmatant d'anciens chenaux de la plaine abandonnée du Rhin.

L'étude de la formation des sols développés dans ces alluvions a montré que les sédiments tardiglaciaires ont subi des processus tardiglaciaires et holocènes et que, de façon évidente, les sédiments holocènes sont uniquement affectés par les processus contemporains de cette période (SCHRÖDER, 1979 ; MIEDEMA, 1987). Cet article a pour but une discussion de l'âge des processus pédogénétiques et la confrontation de ces résultats avec ceux obtenus par d'autres auteurs, dans des sédiments fluviaux tempérés et contemporains appartenant à d'autres systèmes fluviaux (SCHRÖDER, 1979 ; CHRÉTIEN, 1986 ; CHITTLEBOROUGH *et al.*, 1984 ; JONGMANS *et al.*, 1991). L'âge de certains processus pédogénétiques dans des sédiments d'autres origines a été discuté, par exemple, par VAN VLIET-LANOË (1985 ; 1988 ; 1990), LANGOHR & PAJARES (1983), HOFFMANN & BLUME (1977), FEDOROFF (1972), MÛCHER (1986) et Mc KEAGUE (1983).

La figure 1 montre la situation des sols étudiés.

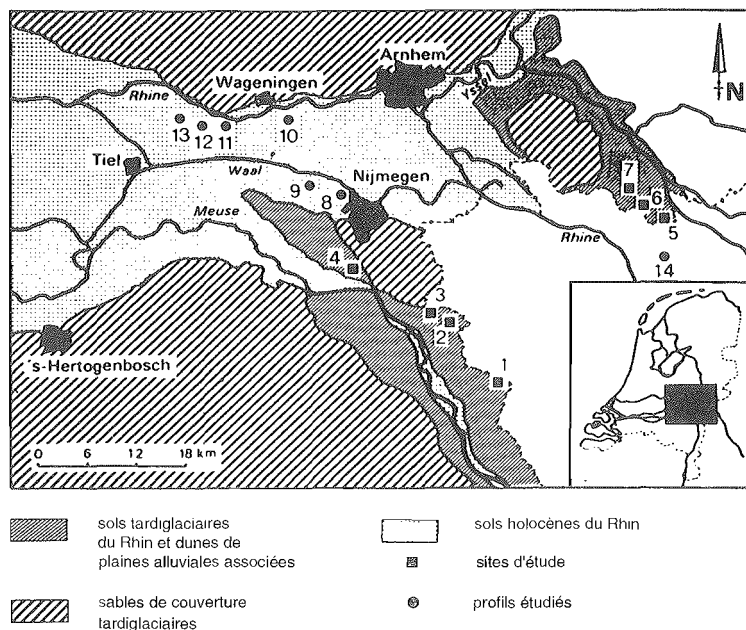


Figure 1 : Situation des sols tardiglaciaires et holocènes du Rhin aux Pays-Bas.
Occurrence of Late Weichselian and Holocene soils of the Rhine in the Netherlands

I. GÉOMORPHOLOGIE ET STRATIGRAPHIE

Le système de sédimentation du fleuve à régime intermittent est encore nettement visible dans le paysage : pendant de courtes périodes, ce fleuve, en équilibre avec un

niveau de la Mer du Nord plus bas, transportait de grandes charges de sédiments de taille grossière. Des graviers ont été déposés sous la forme d'flots entre les chenaux. La plaine inondée est vaste et présente une pente longitudinale d'environ 30 cm/km, et les chenaux ont une forme allongée. Quand le climat, pendant cette période tardiglaciaire, s'améliore (lors des phases interstadias), les épisodes de sédimentation ont une durée plus longue et le sédiment transporté est plus sableux (sable grossier et sable fin). Finalement, la couche superficielle est constituée par un sédiment argilo-sableux qui repose généralement en discordance abrupte sur la couche sableuse. La figure 2 A montre cette stratigraphie (coupe longitudinale). Il est aujourd'hui encore possible de voir dans le paysage la microtopographie ondulée de ces alluvions (Figure 3) dans des parties de la plaine tardiglaciaire abandonnée par le Rhin. La sédimentation s'est achevée avant l'Alleröd, comme indiqué dans l'introduction. Dans la plaine actuelle du Rhin, les sédiments tardiglaciaires sont partiellement érodés et partiellement couverts par des sédiments plus récents. Le recoupement des deux systèmes de terrasses est donc situé plus à l'est (en Allemagne) ; les sédiments tardiglaciaires se distinguent nettement sous forme de basses terrasses, quelques mètres au-dessus de la plaine fluviale récente du Rhin.

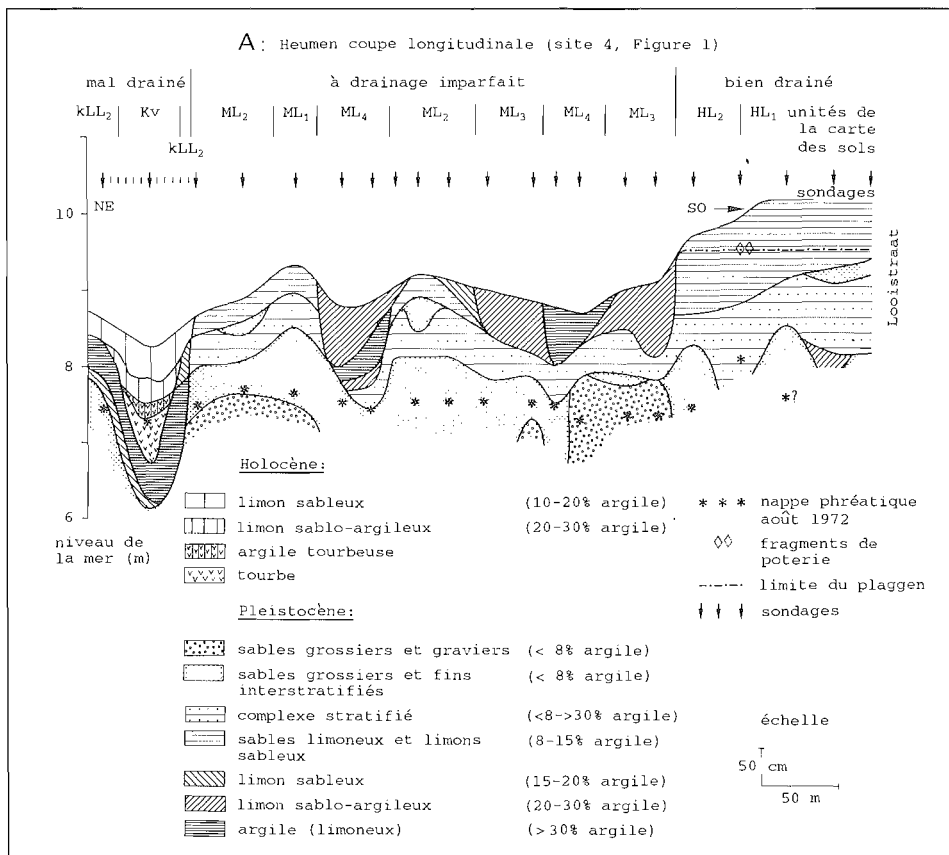


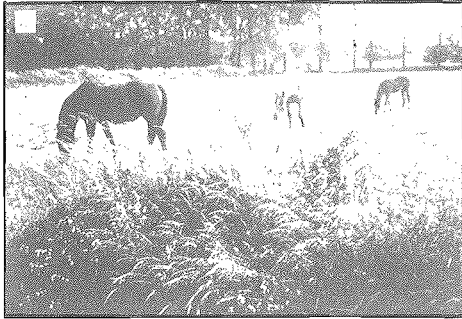
Figure 2 A : Coupe longitudinale dans les sédiments tardiglaciaires.

Cross section through Late Weichselian sediments.

division basée sur la texture. Rappelons que l'hydrologie globale de la plaine tardiglaciaire s'est détériorée pendant l'Holocène, à la suite de la remontée du niveau de la Mer du Nord et de l'accumulation sédimentaire holocène.

II. PROCESSUS DE FORMATION DES SOLS

La formation des sols a été étudiée macro- et micromorphologiquement en



- A1 : ancien chenal avec tourbe holocène
 A2 : sol tardiglaciaire mal drainé
 C1 : sol bien drainé
 C2 : ancien chenal avec sol tardiglaciaire à drainage imparfait.

Figure 3 : Microtopographie dans le paysage des sols tardiglaciaires

Microtopography in the landscape of Late Weichselian soils

combinant analyses chimiques, analyses physiques et minéralogiques. Le tableau I présente des données analytiques d'une séquence topographique/hydrologique avec la même teneur en argile (dans le paysage, le sol bien drainé s'avère souvent le plus sableux - figure 2A). Les résultats et les phénomènes observés sont attribués aux processus pédogénétiques suivants : décarbonatation, altération minéralogique, compaction, lessivage d'une part d'argiles fines et d'autre part d'argiles grossières mêlées de limon et de sable fin, hydromorphie, brassage biologique (lombrics) et activité humaine (agriculture).

1. Décarbonatation

Les sédiments étaient carbonatés, comme tous les sédiments du Rhin. Les sols tardiglaciaires sont maintenant dépourvus de CaCO_3 , sauf dans quelques sites localisés près d'anciens chenaux. JONGMANS et MIEDEMA (1986) ont étudié un site avec des sols tardiglaciaires calcaires. La figure 4 montre la macromorphologie de ces carbonates qui sont à la fois primaires et secondaires. Occasionnellement, dans le sous-sol de quelques profils, on note des accumulations de carbonates secondaires en présence de carbonates primaires localisées actuellement au-dessous du niveau de la nappe phréatique. Les sols holocènes, situés près du fleuve, sont

PROCESSUS DE FORMATION DES SOLS TARDIGLACIAIRES ET HOLOCENES

carbonatés ; la teneur en carbonates dans l'horizon A diminue en fonction de l'âge. Dans les dépressions éloignées du fleuve, les sols holocènes ne contiennent plus de carbonates.

Tableau 1 : Données analytiques d'une toposéquence de sols tardiglaciaires.

Analytical data of a toposequence of Late Weichselian soils.

| | horizon prof. (cm) | % arg. | % lim. | % sab. | % M. org. | pH- KCl | % CaCO ₃ | mmol/kg CEC-arg. | % S/T |
|-----------------------|-------------------------|-----------|-----------|-----------|--------------|------------|------------------------|---------------------|----------|
| Bien drainé | Ap (0-27 cm) | 18 | 39 | 43 | 1,7 | 4,8 | - | 326 | 100 |
| | E (27-40 cm) | 30 | 42 | 28 | 0,4 | 4,0 | - | 246 | 93 |
| | Bt 1 (40-50 cm) | 45 | 43 | 12 | 0,0 | 3,8 | - | 274 | 83 |
| | Bt 2 (50-64 cm) | 41 | 49 | 10 | 0,2 | 3,8 | - | 397 | 85 |
| | Bt 3 (64-90 cm) | 36 | 44 | 20 | 0,1 | 3,8 | - | 399 | 100 |
| | 2 Bt 4 (90-120 cm) | 14 | 14 | 72 | 0,2 | 4,0 | - | 507 | 87 |
| | 2 CB (120-150 cm) | 1 | 1 | 98 | 0,3 | 4,8 | - | 455 | 100 |
| Drainage Imparfait | Ap (0-25 cm) | 27 | 30 | 43 | 4,1 | 4,9 | - | 336 | 100 |
| | Eg (25-40 cm) | 21 | 27 | 52 | 0,3 | 3,9 | - | 374 | 61 |
| | Btg 1 (40-50 cm) | 23 | 28 | 49 | 0,0 | 3,7 | - | 363 | 62 |
| | Btg 2 (50-70 cm) | 32 | 29 | 39 | 0,1 | 3,7 | - | 390 | 58 |
| | Btg 2 (70-90 cm) | 32 | 26 | 42 | 0,0 | 3,6 | - | 456 | 57 |
| | Btg 3 (90-115 cm) | 18 | 17 | 65 | 0,0 | 4,1 | - | 464 | 72 |
| | 2 Btg 4 (115-130 cm) | 6 | 6 | 88 | 0,3 | 4,1 | - | 484 | 65 |
| Mal drainé | *Ahg (0-8 cm) | 39 | 36 | 25 | 8,1 | 5,0 | - | 411 | 100 |
| | *ABg (8-22 cm) | 39 | 33 | 28 | 3,6 | 4,3 | - | 387 | 77 |
| | 2 Ahg (22-46 cm) | 37 | 35 | 28 | 1,7 | 3,9 | - | 354 | 58 |
| | 2 Bwg (46-70 cm) | 38 | 29 | 33 | 0,0 | 3,8 | - | 353 | 58 |
| | 2 Cg (70-90 cm) | 28 | 33 | 39 | 0,1 | 3,8 | - | 389 | 62 |
| | 3 Cr (90-120 cm) | 4 | 2 | 94 | 0,6 | 4,7 | - | 610 | 88 |

* sédiment holocène d'origine tardiglaciaire remanié



Figure 4 :
Accumulations de carbonates dans
les sols tardiglaciaires.
*Carbonate accumulations in Late
Weichselian soils.*

2. Altération minéralogique

Les grains des minéraux primaires sont légèrement plus altérés dans des sédiments tardiglaciaires que dans les sédiments holocènes. Toutefois, la composition minérale globale est identique.

L'étude minéralogique des sols tardiglaciaires, en particulier des sols bien drainés, et de l'horizon A des sols à drainage imparfait montre la présence de minéraux argileux dont l'espace interfoliaire est occupé par de l'aluminium (minéraux intergrades). Ce phénomène explique une diminution des capacités de gonflement des sols et une réduction de la CEC. Au contraire, les minéraux argileux des sols holocènes ne montrent pas ce caractère intergrade (Figure 5).

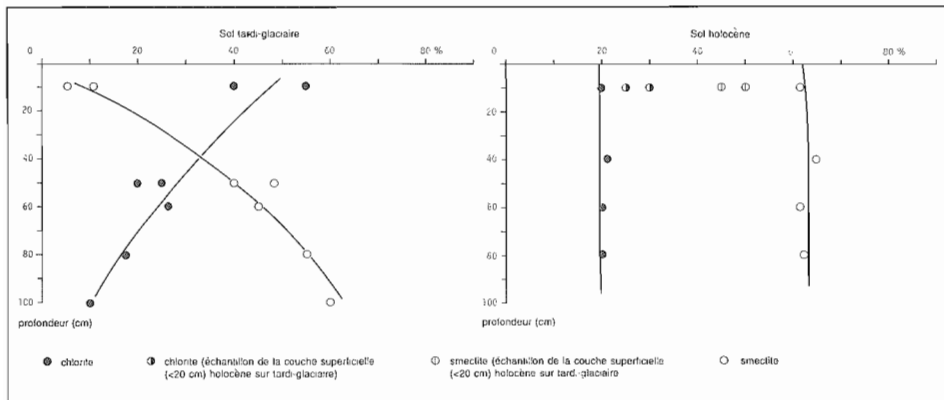


Figure 5 : Minéralogie des argiles dans les sols tardiglaciaires et holocènes.
Clay mineralogy of Late Weichselian and Holocene soils.

3. Compaction

Dans des sols tardiglaciaires, des phénomènes de compaction peuvent être observés à la fois sur le plan micromorphologique et macromorphologique. La masse volumique des agrégats (d'une taille de 3,4 à 4,8 mm) est en moyenne de 1840 kg/m³ ; celle mesurée sur des cylindres de 100 cm³ est en moyenne de 1550 kg/m³. Sur le plan micromorphologique, on observe des microstructures très denses et hétérogènes, avec des réorientations d'argiles (figure 6, photos CDEFGH). Ces phénomènes sont très nets

dans les sols tardiglaciaires à drainage actuellement imparfait. Les sols holocènes, avec des textures semblables et des densités apparentes mesurées sur des agrégats (d'une taille de 3,4 à 4,8 mm) en moyenne de 1690 kg/m³ et sur des cylindres de 100 cm³ en moyenne de 1440 kg/m³, ne montrent pas de tels phénomènes (figure 6, photos AB).

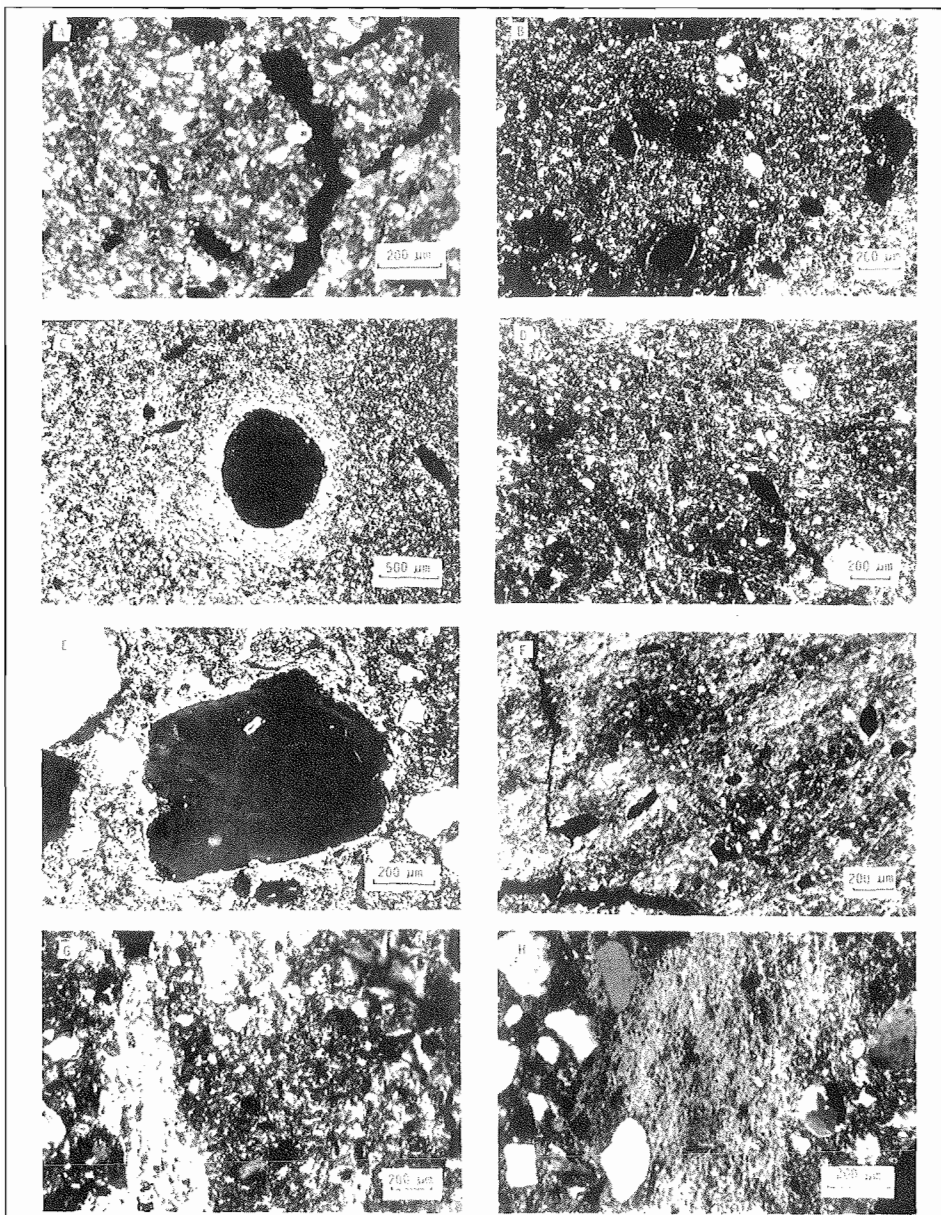


Figure 6 : Microstructure des sols tardiglaciaires (CDEFGH) à caractère fragique et des sols holocènes (AB) poreux.

Microstructure demonstrating a fragipan character in Late Weichselian soils (CDEFGH) and demonstrating a porous character in Holocene soils (AB).

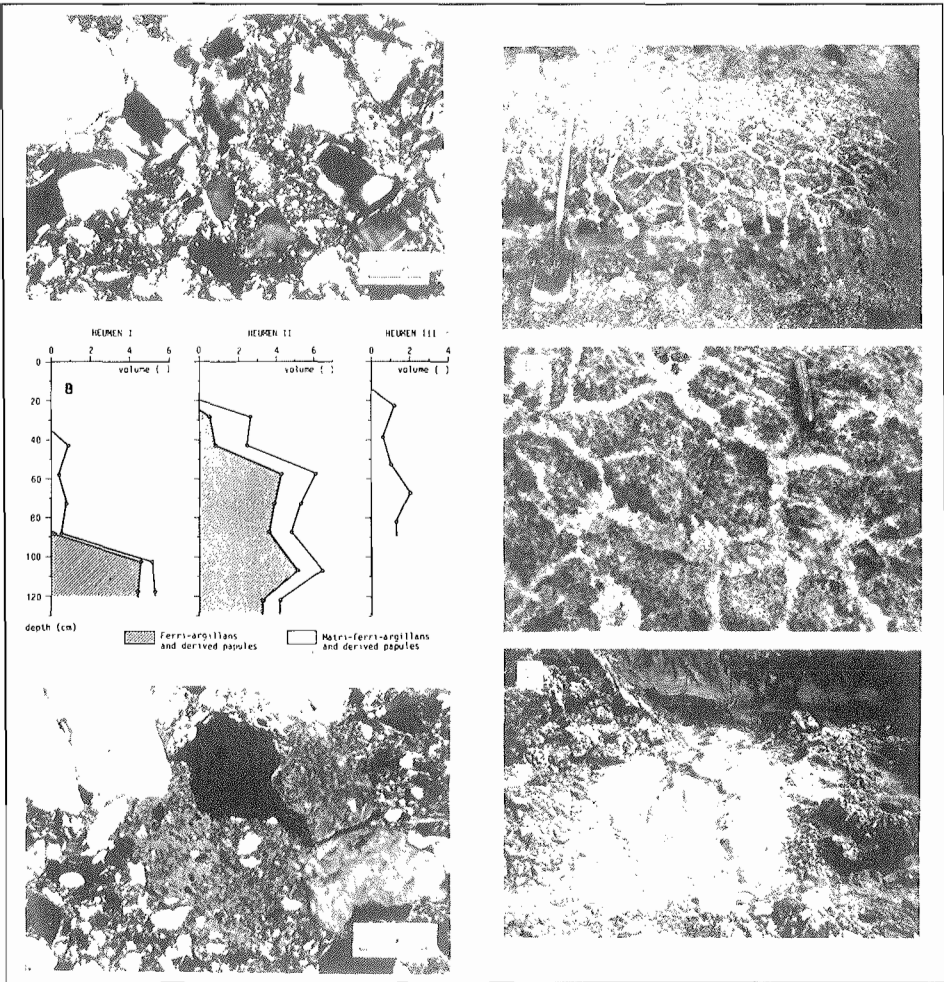


Figure 7 : Lessivage des argiles fines dans les sols tardiglaciaires (A), quantités de lessivage (B) et lessivage d'argiles grossières, de limon et sable fin (C).

Fine clay illuviation (A) in Late Weichselian soils, amount of fine clay illuviation (B) and illuviation of coarse clay mixed with silt, fine sand and some organic matter (C).

Figure 8 : Phénomènes de pseudogley : macro (A - mesure 100 cm) ; détail (B - mesure 10 cm) ; polygone visible par racines d'Alnus (C - mesure 20 cm).

Phenomena of oxydo-reduction (pseudogley) : macro (A) ; detail (B) ; polygon made visible by Alnus roots (C).

4. Lessivage des argiles fines

Les sols tardiglaciaires à drainage imparfait montrent des revêtements d'argiles fines dans les pores (Figure 7, AB). Dans ces sols, on observe ces accumulations jusque sous le niveau actuel de la nappe phréatique. Dans les sols tardiglaciaires bien drainés, on trouve surtout des fragments de ces revêtements intégrés dans la matrice. Les sols tardiglaciaires mal drainés ne contiennent pas de telles accumulations. Dans les sols

tardiglaciaires recouverts par des sédiments holocènes et par des dunes fluviales d'âge tardiglaciaire/holocène, on note également la présence d'un horizon B argilique semblable à celui des sols tardiglaciaires superficiels.

Dans les sols holocènes, même décarbonatés, des revêtements d'argiles fines n'ont pas été observés.

5. Lessivage d'argile grossière avec du limon et du sable fin

Dans tous les profils tardiglaciaires et holocènes, un léger lessivage d'un mélange d'argiles grossières avec limon et sable fin a été observé (Figure 7 C). Les quantités sont semblables dans tous les profils (Figure 7 B).

6. Dégradation par hydromorphie superficielle

Les profils tardiglaciaires à drainage actuellement imparfait présentent des phénomènes macro- et micromorphologiques redoximorphes dans des horizons A et E. Dans les cas extrêmes, l'horizon E peut être entièrement gris (horizon E albique). Macromorphologiquement, la déferrification est organisée en décapage horizontal, sous forme de polygones de taille comprise entre 20 et 50 cm. Dans les sols sableux ce réseau polygonal est souligné par des racines non décomposées d'*Alnus* (Figure 8, ABC). La micromorphologie montre des zones déferrifiées autour des vides de quelques centaines de microns (Figure 9, AC). Dans ces mêmes profils, cette déferrification est également bien visible autour des vides et des fissures de l'horizon B textural. Les accumulations ferriques recouvrent des revêtements d'argiles fines et/ou les revêtements d'argiles fines sont partiellement déferrifiés (Figure 9 B).

7. Hydromorphie par oscillations de la nappe phréatique

Les phénomènes redoximorphes se manifestent, dans des profils tardiglaciaires mal drainés, par une matrice grise jusqu'en surface, avec quelques taches de fer autour des vides (Figure 9 D), uniquement dans les couches supérieures. En dessous, la matrice est entièrement grise, avec des résidus de racines d'*Alnus* non décomposées. Une telle oxydoréduction s'observe également en profondeur dans des sols tardiglaciaires à drainage imparfait.

Ici aussi, les nappes ont été abaissées artificiellement par une amélioration du drainage de la région et par fossés et réseaux de drains depuis 40 ans.

8. Activité biologique

L'intensité de l'activité biologique est étroitement liée aux conditions de drainage. C'est dans les sols bien drainés, soit tardiglaciaires, soit holocènes que l'activité biologique est la plus importante, comme en témoignent les (micro) structures biologiques en forme de granules et subpolyédriques très poreuses (porosité moyenne $0,48 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) dans des sols holocènes (Figure 10 A) et des (micro) structures (sub) polyédriques encore assez denses dans des sols tardiglaciaires. Dans les sols tardiglaciaires à drainage actuellement imparfait, la structure est assez compacte (porosité moyenne $0,42 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ - Figure 10 B).

Par contre, dans les sols holocènes mal drainés, l'activité biologique est faible et se limite à l'horizon A.

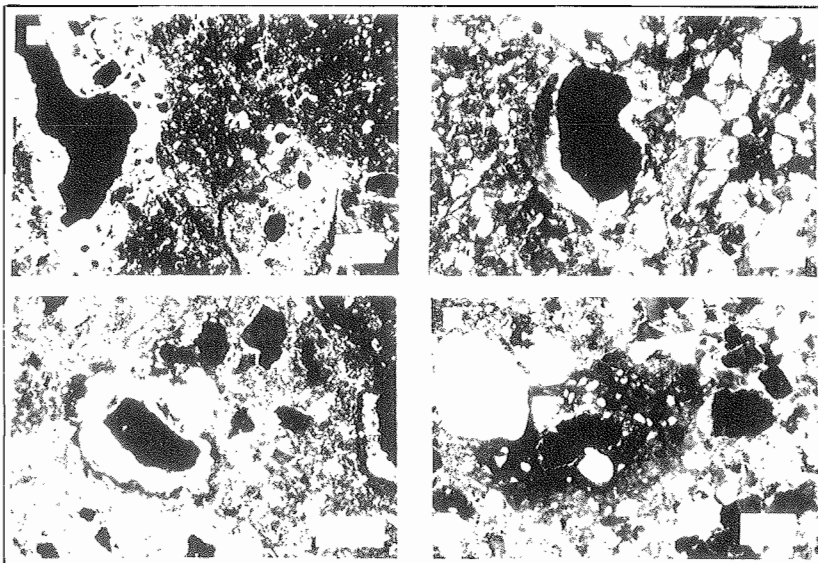


Figure 9 : Micromorphologie des phénomènes de pseudogley et de gley : Zones déferrifiées autour des vides - pseudogley (A, C) ; (Pseudo) gley couvrant des revêtements d'argile fine (B) et accumulation de ferrihydroxydes autour d'un vide-gley (D).

Micromorphology of phenomena of oxydo-reduction (pseudogley and gley) : iron depletion around voids - pseudogley (A, C) ; ironhydroxides (pseudogley/gley) covering fine clay illuviation coatings (B) ; and accumulation of ironhydroxides around a void (gley - D)

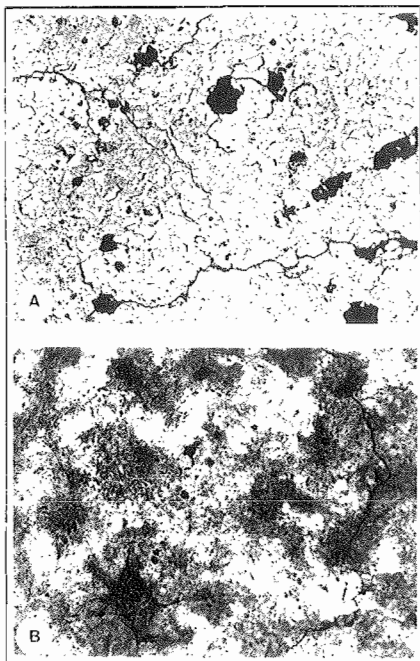


Figure 10 : Porosité des sols holocènes calcaires (A) et des sols tardiglaciaires à drainage imparfait (B) : échantillonnés à l'état humide et fixés en lame mince.

Porosity of calcareous Holocene soils (A) and porosity of imperfectly drained Late Weichselian soils (B) : Thin section samples fixed in field moist conditions.

9. Activité humaine

Les sols ont été défrichés par l'homme, soit cultivés (sols tardiglaciaires et holocènes bien drainés et une partie des sols à drainage actuellement imparfait), soit mis en prairie (sols holocènes et sols tardiglaciaires mal drainés et le reste des sols tardiglaciaires à drainage actuellement imparfait). La mise en culture est responsable du développement de l'horizon Ap et du lessivage grossier de particules (illuviation agrique). Le troisième effet de l'activité humaine réside dans l'amélioration artificielle du drainage des régions à sols tardiglaciaires et holocènes.

III. DISCUSSION DE LA CHRONOLOGIE ET DE L'AGE DES PROCESSUS

L'âge des sédiments tardiglaciaires est connu : la palynologie a montré qu'ils ont été déposés dans une période pré-Alleröd et, en partie, déjà pré-Bölling.

Les localisations particulières où l'on trouve des figures macroscopiques, contenant des carbonates primaires (fragments de craies) et secondaires ("hypocoatings" de calcite micritique), sont associées au colmatage d'anciens chenaux (MIEDEMA, 1987). Ces figures sont interprétées par JONGMANS et MIEDEMA (1986) comme étant le résultat d'une décarbonatation tardiglaciaire en milieu froid, au sein de la couche active (dégel). La présence de telles figures s'explique par un transport par le fleuve de grands blocs de sols carbonatés encore gelés, inclus dans des radeaux de glace.

Ces blocs ont été déposés dans le chenal ou au bord du chenal. La présence de CaCO_3 secondaire y témoigne d'une décarbonatation tardiglaciaire antérieure au transport. Des accumulations de quantités importantes de carbonates secondaires, datées par la palynologie, sont également connues dans des dépressions dans la région des sables de couverture de la même période (BUURMAN, 1970). En milieu alluvial, il est probable que la majeure partie des carbonates dissous a été transportée par le fleuve, mais VAN DER MEENE et ZAGWIJN (1978) ont donné un âge tardiglaciaire aux accumulations de carbonates secondaires en milieu alluvial. La décarbonatation partielle des profils holocènes près du fleuve s'est faite grâce au climat tempéré holocène des Pays-Bas, pendant la période de l'année la plus humide. Les sols éloignés du fleuve sont dépourvus de CaCO_3 parce qu'une décarbonatation totale a eu lieu simultanément avec l'accumulation des alluvions.

La minéralogie des sédiments tardiglaciaires et holocènes est comparable (SCHRÖDER, 1979 ; VERBRAECK, 1985 ; MIEDEMA, 1987). La transformation des minéraux argileux en intergrades alumineux résultant de l'altération au sein des profils tardiglaciaires a débuté pendant cette première période. L'acidité et le faible taux de saturation de ces sols (Tableau I) montrent de plus que cette transformation continue pendant l'Holocène.

Par contre, dans les sols holocènes, on n'observe pas d'évolutions minéralogiques notables (Figure 5).

L'alternance des processus de gel, de dégel et de ségrégation de glace accompagnés par des phénomènes d'illuviation à une échelle microscopique est à l'origine d'une compaction de la matrice massive et d'une réorganisation en domaines d'argile orientée (Figure 6, CDEFGH). Cette compaction est plus importante dans les sols à texture

argilo-sableuse, localisés dans le paysage dans des positions basses (humidité) et en pente (capacité de retrait importante à la dessiccation ou au gel). Dans ces situations, les sols sont constamment humides, favorables à la ségrégation de glace conférant un caractère de fragipan (PAYTON, 1983 ; SMALLEY et DAVIN, 1982) ou, du moins, de très fortes densités jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 40 à 50 cm. Ces phénomènes sont attribués par MIEDEMA (1987) à des conditions périglaciaires (alternance de périodes de gel et dégel) en accord avec FITZPATRICK (1956), VAN VLIET-LANOË (1985, 1988), LANGOHR et PAJARES (1983), LANGOHR et VAN VLIET-LANOË (1979), VAN VLIET-LANOË et LANGOHR (1981), FOX (1983) et JONGMANS *et al.* (1991). A la fin du tardiglaciaire, la pénétration saisonnière du gel a diminué et n'a plus atteint les horizons profonds (par exemple jusqu'à 100-150 cm) et on observe en effet des phénomènes de compaction également à cette profondeur. La compacité de ces sols n'a pas été détruite par l'activité biologique pendant l'Holocène. Ceci est dû à la détérioration du drainage de la région au début de l'Holocène (MIEDEMA, 1987). Dans les sols tardiglaciaires sableux, retenant moins d'eau, le gel a abouti à une compaction moins importante que sur limon. Ces sols ont conservé un meilleur drainage et les effets de la compaction ont été presque totalement effacés par l'activité biologique intense durant tout l'Holocène.

En plus de l'existence du pergélisol en profondeur, cette compaction tardiglaciaire a induit une stagnation superficielle de l'eau provoquant des phénomènes de pseudogley tardiglaciaire dans les horizons A et E et sous la forme de glosses pénétrant dans l'horizon B.

Puisque les phénomènes d'oxydo-réduction affectent les revêtements d'argiles fines, le processus de lessivage a donc dû débuter pendant le Tardiglaciaire. Dans les horizons superficiels redoxyques, on trouve aussi des revêtements déferrifiés et dégradés par ferrollyse, décrits par BRINKMAN (1970) et BRINKMAN *et al.* (1973).

On trouve des revêtements d'argiles fines à des profondeurs (100-150 cm) nettement inférieures au niveau de la nappe phréatique actuelle. La remontée du niveau de la nappe phréatique est étroitement liée avec celle, très rapide, du niveau de la Mer du Nord au début de l'Holocène. La quantité de revêtements d'argiles fines que l'on observe dans ces zones situées sous le niveau de la nappe phréatique est comparable à celle trouvée dans des couches moins profondes. L'expression de l'horizon B argilique dans les sédiments tardiglaciaires sous des dunes de plaines alluviales d'âge tardiglaciaire/holocène (Dryas Récent, 11000 - 10000 BP) est comparable à celle observée, en surface, dans des sols tardiglaciaires (MIEDEMA *et al.*, 1983). Cela prouve que le lessivage a été un processus actif avant et/ou au début de l'Holocène (Tardiglaciaire/Préboréal) en accord avec les observations de SCHRÖDER (1979), pour les sédiments voisins du Rhin en Allemagne. L'intensité de l'illuviation d'argiles fines est la même dans les sédiments tardiglaciaires recouverts par des sédiments holocènes à l'est du recoupement des deux systèmes de terrasses, dans les profils tardiglaciaires bien drainés et dans les sols tardiglaciaires à drainage imparfait. L'intensité générale du lessivage d'argile fine (d'environ 0,04-0,06 cm³/cm³) est comparable à celle de l'horizon B argilique des sols loessiques (MIEDEMA & SLAGER, 1972). Cela veut dire que la formation de l'horizon B argilique était complète à la fin de la période tardiglaciaire et que l'horizon B argilique est fossile.

Parce que les sols tardiglaciaires mal drainés ne permettaient pas, pendant cette période, une percolation verticale, ils ne montrent pas de phénomènes de lessivage d'argiles (MIEDEMA *et al.*, 1978 ; MIEDEMA, 1987).

L'absence de lessivage d'argiles fines que l'on note dans les sols holocènes, même dans des sols complètement décarbonatés (MIEDEMA, 1987) concorde avec la conclusion de l'âge d'illuviation d'argiles apportée par DE BAKKER (1965).

L'âge de la formation de l'horizon B argilique a été beaucoup discuté ; HOEKSEMA et EDELMAN (1960), LANGOHR et PAJARES (1983), VAN VLIET-LANOË et LANGOHR (1983) et VAN VLIET-LANOË (1990) attribuent un âge tardiglaciaire et fossile à la formation de l'horizon B dans des sédiments loessiques ou limoneux. MIEDEMA (1987) arrive à la même conclusion. Mais MÛCHER (1986) pense que la formation de l'horizon B argilique dans les loess est d'âge holocène. FEDOROFF (1972), HOFFMANN & BLUME (1977) et MCKEAGUE (1983) sont également de cet avis. Des datations archéologiques de l'horizon B argilique (BECKMANN *et al.*, 1986) peuvent être influencées par des activités humaines (SLAGER et VAN DE WETERING, 1977) et donner une réponse holocène. De nombreux travaux en Europe de l'Ouest (CHARTRES, 1984 ; BORNAND, 1978 ; CAILLER, 1977 ; CHRÉTIEN, 1986 ; SCHRÖDER, 1979 ; JONGMANS *et al.*, 1991) indiquent la présence d'un horizon B textural dans les basses terrasses fluviales tardiglaciaires (Weichsélien, Devensien). SEHGAL *et al.*, (1976) et GOMBEER et d'HOORE (1971) ont montré que, dans le régime "udic" qui règne dans notre région depuis l'Holocène, la dispersion et la mobilité d'argile sont extrêmement limitées en raison de l'aluminisation et du faible contraste hydrique actuel (pratiques agricoles exceptées).

Les revêtements d'argiles grossières mêlées de limon et de sable fin sont le résultat de la mise en culture de ces sols (JONGERIUS, 1970). Le lessivage a lieu quand la surface du sol est nue et subit directement la force des pluies battantes. Ce lessivage grossier est un processus holocène.

Les phénomènes d'hydromorphie actifs sont holocènes et liés à la nappe phréatique des alluvions : dans les sols tardiglaciaires avec un drainage actuellement imparfait, elle se manifeste en profondeur, recouvrant et déferrifiant des revêtements d'argiles fines ; elle est le résultat de la remontée générale de la nappe phréatique pendant l'Holocène. Parmi les sols tardiglaciaires mal drainés, il existe des profils qui ont toujours connu un mauvais drainage topographique ; mais il existe également des profils qui montrent une gleyification actuelle jusqu'à la surface, mais recouvrant et déferrifiant des revêtements d'argiles fines. Ces phénomènes illuviaux témoignent de conditions de drainage favorables au Tardiglaciaire.

Dans des sols tardiglaciaires bien drainés, une activité biologique continue pendant tout l'Holocène a transformé la plupart des revêtements d'argiles fines en papules dans la matrice. Une telle activité biologique était absente dans des profils tardiglaciaires ayant un drainage imparfait. Il est donc possible, encore aujourd'hui, de constater la compaction du Tardiglaciaire. L'amélioration artificielle très récente du drainage des sols tardiglaciaires à l'origine imparfaitement drainés a provoqué une augmentation de l'activité biologique (notamment des vers de terre) qui pénètre également à de plus

grandes profondeurs. Ceci est d'une importance capitale, notamment pour la redistribution de la matière organique, en particulier dans des sols tardiglaciaires qui se sont formés sur des sédiments presque sans matière organique. La stagnation superficielle de l'eau ne s'observe plus actuellement parce que les conditions de drainage interne ont été améliorées grâce à l'extension des galeries de vers de terre.

IV. CLASSIFICATION DES SOLS

La classification des sols étudiés selon quelques systèmes internationaux est donnée dans le Tableau II.

Tableau II : Classification des sols tardiglaciaires et holocènes.

Soil classification of Late Weichselian and Holocene soils.

| | FAO (1988) | USDA (1975) | Référentiel Pédol. (1990) |
|---|------------------------|--------------------------|---------------------------|
| <i>sols tardiglaciaires</i> bien drainés | Orthic Luvisol | Typic Hapludalf | Luvisol Typique |
| à drainage imparfait | Eutric Podzoluvisol | Aeric Ochraqualf | Luvisol Dégradé |
| mal drainés | Eutric Gleysol | Typic Haplaquept | Réductisol Typique |
| <i>sols holocènes</i> bien drainés | Calcic Cambisol | Fluventic Eutrochrept | Brunisol Saturé |
| mal drainés | Eutric Gleysol | Typic Haplaquept | Réductisol Typique |

Dans la classification, le lessivage d'argile fine, la CEC de l'argile, le taux de saturation en bases, le degré d'oxydoréduction, la teneur en CaCO_3 et la stratification fluviatile forment les paramètres diagnostiques.

CONCLUSIONS

En conclusion, les processus tardiglaciaires dans les *sols tardiglaciaires* sont :

- Décarbonatation rapide et complète ;
- Compaction de la matrice du sol qui s'accompagne de phénomènes de réorientation d'argiles dus aux alternances de gel/dégel (conditions périglaciaires). Ceci confère aux sols un caractère de fragipan ;
- Illuviation d'argiles fines dans les sols bien drainés ou à drainage imparfait. Absence d'illuviation d'argiles fines dans les sols mal drainés ;
- Oxydo-réduction dans la partie supérieure des sols à drainage imparfait, consécutive au processus de lessivage d'argiles fines ;
- Début des processus d'altération minéralogique donnant lieu à des couches interfoliaires alumineuses dans les minéraux argileux ;
- Activité biologique dans des sols bien drainés, pendant et après les processus de lessivage d'argiles fines ;

- Phénomènes d'oxydo-réduction liés à l'oscillation de la nappe phréatique dans les sols naturellement mal drainés.

Dans ces sols tardiglaciaires, les processus tardiglaciaires sont suivis par les processus holocènes suivants :

- Continuation des processus d'altération des minéraux argileux se traduisant par une diminution du gonflement et de la CEC ;
- Phénomènes d'oxydo-réduction à moyenne profondeur dans les sols originellement bien drainés ;
- Continuation de l'activité biologique dans les sols bien drainés ;
- Léger lessivage d'un mélange d'argiles grossières, de limon et sable fin.

Les processus holocènes dans les *sols holocènes* sont :

- Décarbonatation partielle grâce au climat plus humide de l'Holocène ; l'intensité varie selon la position topographique ;
- Activité biologique dans les sols bien drainés ;
- Oxydo-réduction liée à l'oscillation de la nappe phréatique dans les sols mal drainés et à drainage imparfait ;
- Léger lessivage d'un mélange d'argiles grossières, de limon et de sable fin.

Compte tenu de cette chronologie, il ressort que, notamment dans le Tardiglaciaire, beaucoup de processus pédogénétiques ont été actifs pendant une période relativement courte. Le comportement des sols a été modifié de façon irréversible au cours de cet épisode. Pendant l'Holocène, l'activité biologique dans des sols bien drainés et l'oxydo-réduction par l'oscillation de la nappe phréatique sont les processus les plus importants. Le lessivage grossier holocène est la conséquence de la mise en culture des sols par l'homme.

Reçu pour publication : Mars 1992

Accepté pour publication : Septembre 1992

BIBLIOGRAPHIE

- BAKKER H. de, 1965 - Tonverlagerung in Fluszablagerungen verschiedener Art. *Mitt. Deutsche Bodenk. Gesellschaft*, **4**, 123-128.
- BECKMANN H., FICKEL W., PLASS W., SCHRADER L., STEPHAN S., WIECHMANN H. und ZAKOSEK H., 1968 - Aufbau und jungholozäne Tonverlagerung in Hügelgräbern im Taunus. *Geol. Jb. Hessen*, **106**, 383-407.
- BORNAND M., 1978 - *Altération des matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône*. Thèse Docteur d'Etat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France, 329 p.

- BRINKMAN R., 1970 - Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, **3**, 199-206.
- BRINKMAN R., JONGMANS A.G., MIEDEMA R. and MAASKANT P., 1973 - Clay decomposition in seasonally wet, acid soils : micromorphological, chemical and mineralogical evidence from individual argillans. *Geoderma*, **10**, 259-270.
- BUURMAN P., 1970 - Pollen analysis of the Helvoirt river valley. *Geologie en Mijnbouw*, **49**, 381-390.
- CAILLER M., 1970 - *Étude chronoséquentielle des sols sur les terrasses alluviales de la Moselle. Genèse et évolution des sols lessivés glossiques*. Thèse de spécialité, Université de Nancy.
- CHARTRES C.J., 1984 - The micromorphology of Quaternary river terrace deposits in the Kennet valley, Berkshire, England. *Earth Surf. Processes and Landforms*, **9**, 343-355.
- CHITTLEBOROUGH D.J., WALKER P.H. and OADES J.M., 1984 - Textural differentiation in chronosequences from eastern Australia. I. Description, chemical properties and micromorphology of soils. *Geoderma*, **32**, 181-202.
- CHRÉTIEN J., 1986 - *Rôle du squelette dans l'organisation des sols. Conséquences sur les caractéristiques de l'espace poral des sols sur arènes et sur terrasses fluviales*. Dr. thèse, Université de Lyon, 411 p.
- FAO-Unesco, 1988 - *FAO-Unesco Soil map of the world*. Revised legend. World Soil Resources Report 60, FAO, Rome.
- FEDOROFF N., 1972 - Micromorphological characteristics of Quaternary pedogenesis in France. In : *Studies of the Quaternary throughout the World*, M. TERS (Ed), **1**, 341-349.
- FITZPATRICK E.A., 1956 - An indurated soil horizon formed by permafrost. *J. Soil Sci.*, **7**, 248-257.
- FOX C.A., 1983 - Micromorphology of an Orthic Turbic Cryosol - a permafrost soil. In : *Soil Micromorphology*, P. BULLOCK and C.P. MURPHY (Eds). Vol. II, 699-705. A.B. Academic Publishers, Berkhamsted, England.
- FOX C.A. and PROTZ R., 1982 - Definition of fabric distribution to characterize the rearrangement of soil particles in the Turbic Cryosols. *Can. J. Soil Sci.*, **61**, 29-34.
- GOMBEER R. and D'HOORE J., 1971 - Induced migration of clay and other moderately mobile constituents. III. Critical soil/water dispersion ratio, colloid stability and electrophoretic mobility. *Pédologie*, **21**, 311-342.
- HOEKSEMA K.J. and EDELMAN C.H., 1960 - The role of biological homogenization in the soil formation and transformation of gray-brown podzolic soils. Transactions 7 th Int. Congress Soil Sci., Madison, U.S.A., Vol. IV, 402-405.
- HOFFMANN R. and BLUME H.P., 1977 - Holocene clay migration as a soil forming process in loamy soils of the moraine landscapes of north Germany. *Catena*, **4**, 359-368.
- JONGERIUS A., 1970 - Some morphological aspects of regrouping phenomena in Dutch soils. *Geoderma*, **4**, 311-331.
- JONGMANS A.G. and MIEDEMA R., 1986 - Morphology, genesis and distribution of calcareous material in Late Weichselian sediments of the Rhine and Meuse rivers in the eastern part of the Netherlands. *Neth. J. agric. Sci.*, **34**, 441-449.

- JONGMANS A.G., FEIJTEL T.C.J., MIEDEMA R., VAN BREEMEN N. and VELDKAMP A., 1991 - Soil formation in a quaternary terrace sequence of the Allier, Limagne, France. Macro- and micromorphology, particle size distribution, chemistry. *Geoderma*, **49**, 215-239.
- KOENIGS F.F.R., 1949 - Een bodemkartering van de omgeving van Azewijn. De bodemkartering van Nederland, deel 3. Versl. Lb. Onderz. 54-17, 's Gravenhage, 43 p.
- LANGOHR R. and VAN VLIET B., 1979 - Clay migration in well to moderately well drained acid brown soils of the Belgian Ardennes. Morphology and clay content determination. *Pédologie*, **29**, 367-385.
- LANGOHR R. and PAJARES G., 1983 - The chronosequence of pedogenic processes in Fraglossudalfs of the Belgian loess belt. In : *Soil Micromorphology*, BULLOCK P. and MURPHY C.P. (Eds). Vol. II, 503-510 A.B. Academic Publishers, Berkhamsted, U.K.
- MCKEAGUE J.A., 1983 - Clay skins and argillic horizons. In : *Soil Micromorphology*, BULLOCK P. and MURPHY C.P. (Eds). Vol. I, 367-388. A.B. Academic Publishers, Berkhamsted, U.K.
- MEENE E.A. and ZAGWIJN W.H., 1978 : Die Rheinläufe im deutsch-niederländischen Grenzgebiet seit der Saale-Kaltzeit. Überblick neuer geologischer und pollenanalytischer Untersuchungen. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **28**, 345-359.
- MIEDEMA R. and SLAGER S., 1972 - Micromorphological quantification of clay illuviation. *J. Soil Sci.*, **23**, 309-315.
- MIEDEMA R., VAN ENGELEN E. and PAPE Th., 1978 - Micromorphology of a toposequence of Late Pleistocene fluvial soils in the eastern part of the Netherlands. In : *Micromorfologia de Suelos*, DELGADO M. (Ed), Vol. I, 469-501. T. Arte Prieto, Maracena (Granada), Spain.
- MIEDEMA R., JONGMANS, A.G., SLAGER S. and PAPE Th., 1983 - Amount, characteristics and significance of clay illuviation features in Late Weichselian Meuse terraces. In : *Soil Micromorphology*, BULLOCK P. and MURPHY C.P. (Eds), Vol. II, 519-531. A.B. Academic Publishers, Berkhamsted U.K.
- MIEDEMA R., 1987 - *Soil formation, microstructure and physical behaviour of Late Weichselian and Holocene Rhine deposits in the Netherlands*. Doct. thesis Agric. Univ. Wageningen, 339 p.
- MÜCHER H.J., 1986 - *Aspects of loess and loess-derived slope deposits : an experimental and micromorphological approach*. Doct. thesis Univ. of Amsterdam. Ned. Geogr. Studies, **23**, 267 p.
- PAYTON R., 1983 - The micromorphology of some fragipans and related horizons in British soils with particular reference to their consistence. In : *Soil Micromorphology*, BULLOCK P. and MURPHY C.P. (Eds), Vol. II, 317-336. A.B. Academic Publishers, Berkhamsted, U.K.
- PONS L.J., 1957 - *De geologie, de bodemvorming en de waterstaatkundige ontwikkeling van het Land van Maas en Waal en een gedeelte van het Rijk van Nijmegen*. Doctoral thesis, Wageningen, 155 p.
- Référentiel Pédologique, 1990 - BAIZE D., GIRARD M.C. (Eds). Association Française pour l'Étude du Sol (AFES), Plaisir, 203 p.

- SCHELLING J., 1951 - *Een bodemkartering van Noord Limburg (gemeenten Ottersum, Gennep en Bergen)*. Doctoral thesis, Wageningen, 113 p.
- SCHRÖDER D., 1979 - Bodenentwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen des Niederrheines. Habilitationsschrift, Bonn, 296 p.
- SEHGAL J.L., GOMBEER R. and D'HOORE J., 1976 - Clay migration in the formation of argillic horizons in soils developed under varying moisture regimes. *J. Indian Soil Sci.*, **24**, 20-28.
- SLAGER S. and VAN DE WETERING H.T.J., 1977 - Soil formation in archaeological soils and adjacent loess soils in southern Germany. *J. Archaeol. Sci.*, **4**, 259-68.
- SMALLEY I.J. and DAVIN J.E., 1982 - Fragipan in soils : a bibliographic study and review of some of the hard layers in loess and other materials. New Zealand Soil Bureau Bibliographic Report 30, DSIR, New Zealand.
- TEUNISSEN D. and VAN OORSCHOT H.G.C.M., 1967 - De laatglaciale geschiedenis van het verwilderde riviersysteem ten Zuidwesten van Nijmegen. *Geologie en Mijnbouw*, **46**, 463-470.
- U.S.D.A., 1975 - *Soil Taxonomy*. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. U.S.D.A. Agric Handbook 436, Washington, 54 p.
- VERBRAECK A., 1970 - *Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1 : 50 000. Blad Gorinchem Oost (38-0)*. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 140 p.
- VERBRAECK A., 1985 - *Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1 : 50 000. Blad Tiel West (39-W) en Tiel Oost (39-0)*. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, 335 p.
- VLIET-LANOË B.VAN, 1985 - Frost effects in soils. In : *Soils and quaternary landscape evolution*, BOARDMAN J. (Ed), John WILEY and SONS Ltd., Chichester, 117-158.
- VLIET-LANOË B. VAN, 1988 - *Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest*. Thèse de doctorat d'État. Université de Paris I - Sorbonne, 854 p.
- VLIET-LANOË B. VAN, 1990 - The genesis and age of the argillic horizon in Weichselian loess of northwestern Europe. *Quaternary International*, **5**, 49-56.
- VLIET LANOË B. VAN and LANGOHR R., 1981 - Correlation between fragipans and permafrost with special reference to silty Weichselian deposits in Belgium and northern France. *Catena*, **8**, 137-154.