

STRUCTURE, ESPACE PORAL DU SOL ET FONCTIONNEMENT HYDRIQUE. ANALYSE DE QUELQUES CAS CONCRETS.

P. CURMI ⁽¹⁾

RESUME

Le rôle de la structure du sol (spectre de porosité et discontinuités structurales entre volumes) sur le fonctionnement hydrique est abordé en prenant des exemples de structures d'origine anthropique (tassement) et d'origine pédologique (fentes de dégradation).

Dans une première partie, le rôle de la structure sur la rétention en eau et l'aération, aux faibles énergies de rétention de l'eau, est mis en évidence en suivant simultanément sur des échantillons à structure conservée, le volume apparent et la teneur en eau en fonction de la contrainte hydrique. On montre ainsi qu'à pF1, les volumes à porosité grossière faible ont une teneur en eau pondérale plus faible et un taux de saturation de la porosité au contraire plus élevé que les volumes à porosité grossière forte.

Dans une seconde partie, en utilisant différents types de traceurs (isotopique, chimique et coloré), on montre que les discontinuités structurales constituent des voies de circulation privilégiées de l'eau, en conditions saturées ou quasi saturées.

Mots clés : Porosité - Structure - Rétention en eau - Circulation de l'eau.

Key words : Porosity - Structure - Water retention - Water transfer.

INTRODUCTION

La structure du sol doit être envisagée et quantifiée à différentes échelles, depuis l'arrangement spatial des particules solides dans un élément de volume relativement homogène et continu, jusqu'à la résultante de la distribution spatiale des volumes pédologiques au sein d'un bassin versant élémentaire. Cet arrangement des particules solides définit un espace poral dont la caractérisation permet de rendre compte du fonctionnement hydrodynamique du sol, ses propriétés de rétention et de circulation de l'eau et, à terme, de prévoir ce fonctionnement. L'espace poral résultant de l'assemblage élémentaire des constituants a fait l'objet de nombreux travaux expérimentaux portant sur le rôle des constituants : nature minéralogique de l'argile (TESSIER, 1984), proportion des différents constituants dans les mélanges sablo-argileux (FIES, 1984), forme du squelette sableux (CHRETIEN, 1971). Plus récemment, ces travaux ont été conduits sur des matériaux naturels de textures variées, argileuse (BRUAND,

(Cet article a fait l'objet d'une communication invitée au XXI^e Congrès brésilien de science du sol, Campinas, 19-25 juillet 1987.)

(1) Institut National de la Recherche Agronomique - Laboratoire de Science du Sol - 65, rue de Saint-Brieuc, 35042 Rennes Cedex - France.

1985) et sableuse (CHRETIEN, 1986), (PEDRO et TESSIER, 1985), enfin, ont souligné l'importance de la prise en compte de l'état énergétique de l'eau dans ce type d'étude.

Pour les faibles énergies de rétention de l'eau et la circulation de l'eau en conditions saturées ou quasi saturées, l'assemblage élémentaire des constituants ne peut, à lui seul, rendre compte du fonctionnement hydrodynamique, la structure intervient à des niveaux d'organisation plus complexes dont nous allons donner des exemples. Dans une première partie, l'incidence de la structure interne, à l'échelle de l'agrégat, sur la rétention de l'eau, sera illustrée, tandis que dans une seconde partie, le rôle des discontinuités structurales, internes à l'horizon et entre horizons, sur la circulation de l'eau sera abordé.

I. ROLE DE LA STRUCTURE SUR LA RETENTION DE L'EAU ET L'AERATION DU SOL AUX FAIBLES SUCCIONS ($P < 10^5 \text{Pa}$)

A) Méthodologie

Le volume apparent et la teneur en eau de mottes à structure conservée ($\approx 10 \text{ cm}^3$) sont mesurés simultanément en contrôlant la contrainte hydrique [dispositif d'ultrafiltration de TESSIER et BERRIER, 1979]. Pour chaque valeur d'énergie de rétention de l'eau (pF), la densité apparente des mottes est déterminée par poussée d'Archimède dans le pétrole (MONNIER et al., 1973) et la teneur en eau par gravimétrie. Une dizaine de répétitions est réalisée par pF, ce qui permet d'établir l'intervalle de confiance des grandeurs estimées. On peut de cette manière suivre la variation des proportions relatives des volumes de solide, d'air et d'eau de matériaux gonflants. Les variations des volumes de vides (V_v) et d'eau (V_w) en fonction du pF sont rapportées au volume de solide (V_s) qui reste invariant au cours des phénomènes de retrait ou de gonflement (TESSIER, 1984 ; BRUAND, 1986) (fig. 1). On obtient ainsi un indice des vides e ($e = V_v/V_s$) et un indice d'eau θ ($\theta = V_w/V_s$).

Ces mesures sont systématiquement associées à la caractérisation de la morphologie des macropores (forme, distribution dimensionnelle et spatiale) à partir de l'analyse de lames minces.

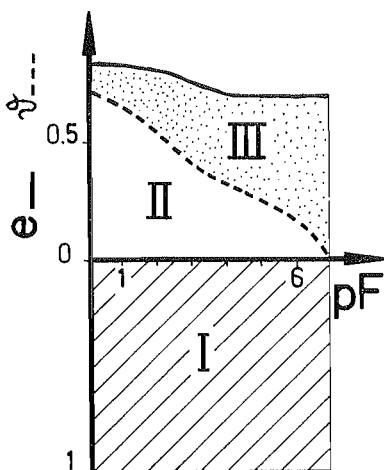


Figure 1 :
Distribution des différents volumes : de solide (I), d'eau (II) et d'air (III) en fonction de l'énergie de rétention de l'eau (pF).

Relative proportions of solid (I), water (II) and air (III) versus water potential.

B) Résultats et discussion

Cette méthodologie a été appliquée à la caractérisation du comportement physique d'hétérogénéités structurales d'origine anthropique. Les diverses opérations de travail du sol créent, au sein de l'horizon cultivé, des états structuraux différents. Ces états peuvent être décrits à partir de l'abondance relative et de la distribution spatiale de deux types principaux de mottes à structure interne différente (MANICHON, 1982) (photo 1) : (1) des mottes non tassées, présentant une porosité grossière abondante, appelées Γ ; (2) des mottes tassées, présentant une porosité grossière réduite, dénommées Δ . Ces différentes mottes ont une même texture limono-argileuse et une teneur en matière organique de 2,5 %.

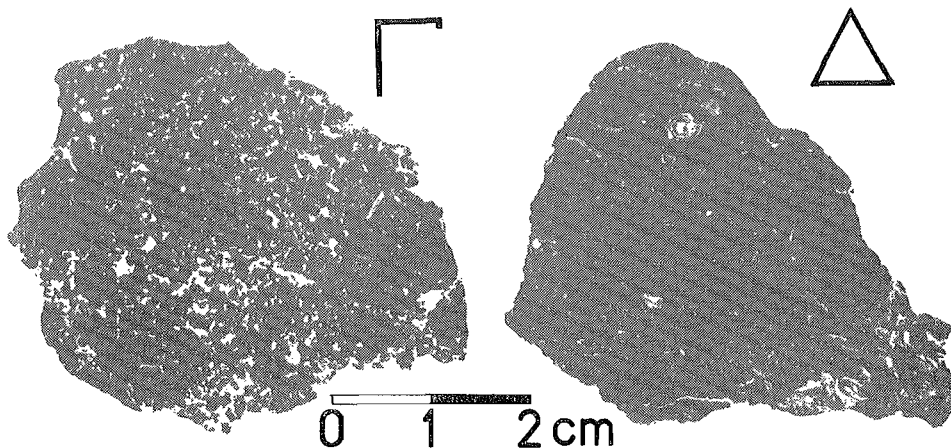


Photo 1 : Structure interne des mottes tassées (Δ) et non tassées (Γ) (les vides apparaissent en blanc).

Internal porosity of compacted (Δ) and non compacted (Γ) clods (voids are in white).

Les courbes de rétention en eau, établies en dessiccation, de ces deux types de mottes sont significativement différentes aux faibles succions (fig. 2). Ainsi, la teneur en eau à pF 1 est-elle plus élevée pour les mottes Γ que pour les mottes Δ (4 points d'humidité pondérale). Cette différence se réduit au cours de la dessiccation et s'anule à pF 2.

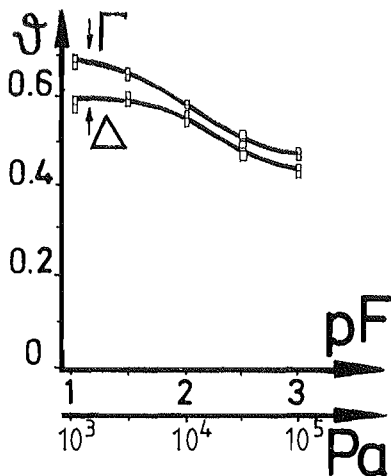


Figure 2 :

Courbes de rétention en eau des mottes tassées (Δ) et non tassées (Γ).

□ valeur moyenne et intervalle de confiance pour un risque $\alpha = 0,05$.

Water retention curves of compacted (Δ) and non compacted (Γ) clods.

□ Mean value and confidence interval for $\alpha = 0.05$.

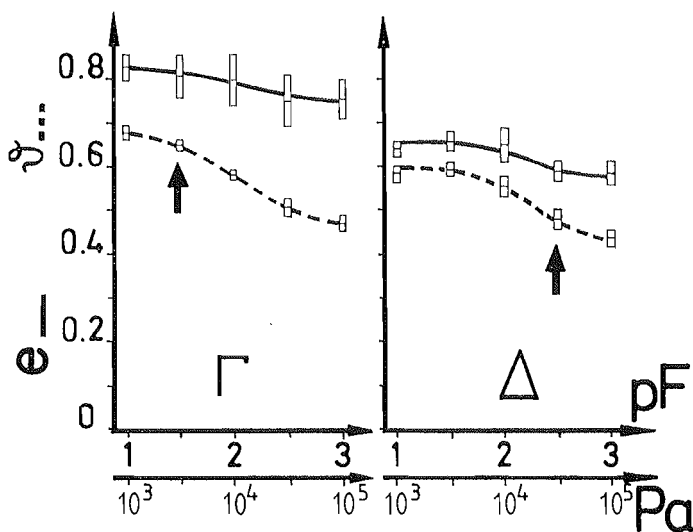


Figure 3 : Evolution du volume apparent et courbes de rétention en eau des mottes tassées (Δ) et non tassées (Γ) en fonction du potentiel hydrique.

↑ taux de saturation de la porosité $\theta^s = 80\%$.

□ valeur moyenne et intervalle de confiance pour un risque $\alpha = 0,05$.

Bulk density and water content of compacted (Δ) and non compacted (Γ) clods versus water potential.

↑ degree of saturation $\theta^s = 80\%$.

□ mean value and confidence interval for $\alpha = 0.05$.

Concernant l'évolution du volume apparent, représenté par l'indice des vides e (fig. 3), on constate un léger retrait au cours de la dessiccation entre pF1 et pF3 pour ces mottes limono-argileuses. De plus, les valeurs de l'indice des vides e sont plus élevées pour les mottes à porosité grossière abondante par rapport aux mottes à porosité grossière réduite, confirmant le bien fondé de la distinction morphologique des mottes en deux types Γ et Δ . La plus forte dispersion des mesures pour les mottes Γ par rapport aux mottes Δ correspond elle aussi à un fait d'observation. La classe des mottes tassées Δ est facile à distinguer par l'observateur, tandis qu'il existe toute une gamme de mottes à porosité grossière plus ou moins abondante qui constitueront par défaut le type Γ .

La détermination du volume apparent des mottes en fonction du pF, associée à la courbe de rétention en eau, permet d'estimer le taux de saturation de la porosité θ_s ($\theta_s = \theta_e$) pour les deux types de mottes et le risque d'anoxie ($\theta_s > 80\%$). On constate que θ_s est plus élevé et sur une gamme de pF plus étendue pour les mottes tassées que pour les mottes non tassées. Ainsi, à pF 1, θ_s est supérieur à 90 % et la porosité reste saturée à plus de 80 % jusqu'à pF 2,5 pour les mottes Δ , tandis que pour les mottes Γ , θ_s est égal à 82 % à pF 1 et est inférieur à 80 % au-delà de pF 1,5. Remarquons que ce taux de saturation plus fort des mottes tassées correspond à une teneur en eau pondérale qui est, elle, au contraire plus faible (CURMI, 1987 ; PAPY, 1986).

Le même type de résultats a été obtenu en comparant deux horizons pédologiques de texture identique mais de structures différentes, microgrumeleuse à forte porosité interagrégats et massive à densité apparente forte, d'un sol Brun Acide à Fragipan (ROBAIN et CURMI, 1986). Les volumes à porosité grossière forte retiennent plus d'eau aux faibles succions et présentent par contre un taux de saturation de la porosité plus faible que les volumes à porosité grossière réduite.

Ces différents résultats montrent l'importance de la structure des horizons pédologiques sur le comportement du sol aux faibles succions. Cette structure joue sur le comportement du sol à la fois par des propriétés à caractère massique et des propriétés à caractère volumique. Il en est ainsi pour la teneur en eau pondérale qui est un des paramètres de la sensibilité du sol au tassement (FAURE, 1976 ; GUERIF, 1982). Il en sera de même pour la teneur en eau volumique et le taux de saturation de la porosité qui gouverne les problèmes de réserve en eau du sol et d'anoxie.

Ces résultats soulignent aussi l'intérêt de travailler sur des échantillons à structure conservée lorsque l'on étudie le comportement du sol dans des conditions de forte humidité, tel que le font couramment les Hollandais (STAKMAN et al., 1972) et les Anglais (HALL et al., 1977). Il faut cependant noter quelques différences méthodologiques par rapport à ces auteurs :

— le suivi simultané du volume apparent à chaque valeur de la contrainte hydrique permet de connaître le taux de saturation de la porosité, pour chaque contrainte, à l'échelle de la motte et à l'échelle de l'horizon ;

— la taille de l'échantillon pris en compte est plus petite, mais on réalise des répétitions (≈ 10) ce qui permet, d'une part de caractériser des organisations différentes au sein d'un même horizon, et d'autre part d'estimer l'homogénéité d'un horizon.

II. ROLE DES DISCONTINUITES STRUCTURALES SUR LA CIRCULATION DE L'EAU EN CONDITIONS SATUREES

A) Matériels et méthodes

Pour aborder le rôle des discontinuités structurales sur la circulation de l'eau en conditions saturées, il est nécessaire de disposer de techniques appropriées concernant d'une part la caractérisation de l'organisation du sol et d'autre part de traceurs de la circulation de l'eau.

ORGANISATION DU SOL

L'étude des relations entre volumes d'organisations différentes et la caractérisation morphologique des vides les plus grossiers du sol nécessitent la réalisation de lames minces de grande dimension (9x16 cm) (MURPHY et BANFIELD, 1978 ; DELAYE, 1984). Mettant l'accent sur l'étude des transitions, les échantillons seront prélevés préférentiellement au contact entre les deux types de volumes. Afin de réduire les modifications de la porosité liées à la dessiccation, un échange eau-acétone est réalisé préalablement à l'imprégnation des échantillons par une résine polyester (MIEDEMA et al., 1974). Un colorant fluorescent est enfin ajouté à la résine d'imprégnation pour distinguer les vides des minéraux transparents (MURPHY et al., 1977).

Les mesures de densité apparente à différentes échelles permettent de quantifier différentes parties de la porosité totale. Ainsi, les mesures de densité apparente totale au densitomètre à membrane et les mesures de densité apparente de mottes permettent de distinguer les parts respectives de la porosité intramotte et de la porosité intermotte au sein d'un profil (CHRETIEN, 1982). Cette porosité intermotte peut être assimilée à la macroporosité (THOMASSON, 1978).

TRAÇAGE

Parmi les nombreuses méthodes de traçage disponibles dans la littérature, nous avons privilégié d'une part la coloration au bleu de méthylène de la porosité efficace en conditions saturées (BOUMA, 1984) pour déterminer la morphologie des vides fonctionnels, et d'autre part le traçage isotopique naturel par l'Oxygène 18. Ce traceur météorique intrinsèque de l'eau (MEROT, 1985) permet, en période où l'évapotranspiration peut être négligée, de travailler simultanément à différentes échelles spatiales :

celles de l'agrégat, de l'horizon et du bassin versant élémentaire. Un exemple de traçage chimique est enfin présenté.

Le sol étudié, situé en Bretagne (France), est un sol lessivé dégradé limoneux. Il est constitué par la succession des horizons suivants : Ap, A2, A2 et B, Btgd.

— Les horizons Ap et A2 sont appauvris en argile (12 % d'argile). Ils présentent une porosité grossière essentiellement biologique. En raison de leur texture, ces horizons sont particulièrement sensibles au tassement.

— L'horizon B glossique, Btgd, est le siège d'une accumulation d'argile. Il est constitué de deux types de volumes contrastés du point de vue constituants et organisation. Des prismes, brun rougeâtre, de 20 cm de diamètre, forment la matrice de l'horizon et sont séparés par des glosses blanchâtres de 2 cm de largeur.

B) Discontinuités structurales d'origine anthropique dans les horizons A

1. Sous prairie

La morphologie de la porosité des différents horizons a été visualisée sur des lames minces de grand format. Les premiers centimètres du sol sont le siège d'une activité racinaire et biologique intense qui crée une forte porosité. On observe ensuite, de 5 à 15 cm, une réduction très importante de la porosité grossière liée au tassement occasionné par le piétinement des animaux (photo 2). A ce niveau, les racines sont entourées d'une gaine rouille d'oxyde de fer témoignant de périodes d'anoxie. Par contre, le reste de l'horizon A2 sous-jacent présente une porosité grossière très importante de galeries liées à l'activité des lombriciens (photo 3). L'horizon Btgd, enfin, présente une porosité grossière beaucoup plus faible, essentiellement fissurale, associée à des chenaux millimétriques à l'intérieur des polyèdres.

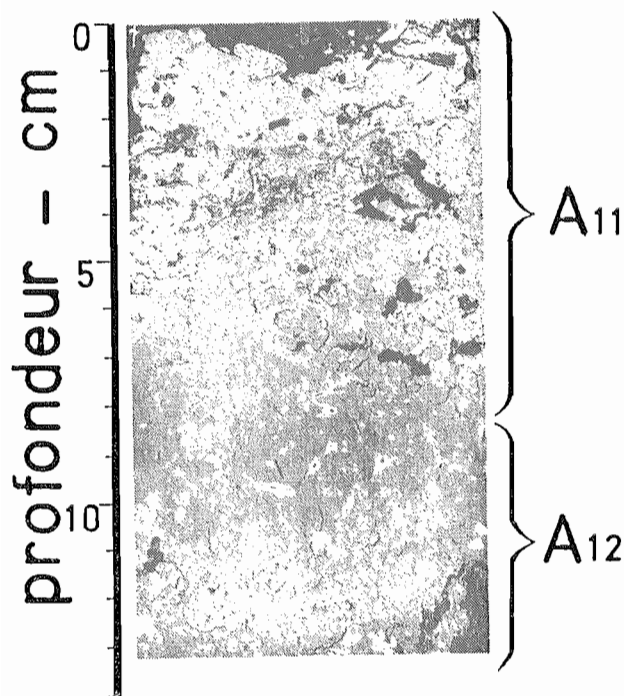


Photo 2 :

Structure des horizons superficiels du sol lessivé dégradé sous prairie (les vides apparaissent en noir).

A₁₁ : activité racinaire et biologique importante créant une forte porosité grossière.

A₁₂ : forte réduction de la porosité grossière liée au tassement par le pied des animaux.

Upper horizons porosity of the Glossaqualf under pasture (voids are in black).

A₁₁ : high biological and root activity creating a high macroporosity.

A₁₂ : important reduction of the macroporosity related to cattles trampling.

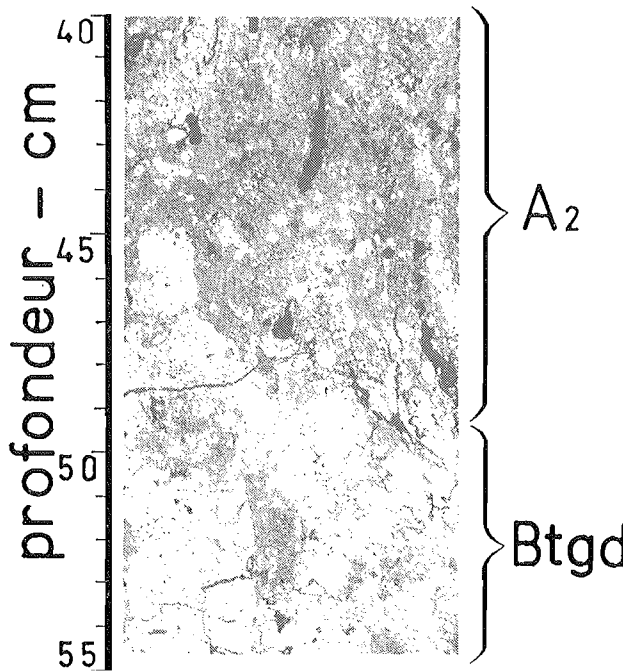


Photo 3 :

Structure des horizons A_2 et $Btgd$ du sol lessivé dégradé sous prairie (les vides apparaissent en noir).

A_2 : porosité biologique de galeries de vers de terre et de chenaux très importante.

$Btgd$: porosité fissurale dominante, chenaux millimétriques à l'intérieur des polyèdres.

A_2 and $Btgd$ horizon porosity of the Glossaqualf under pasture (voids are in black).

A_2 : very high biological porosity made of earthworms galleries and channels.

$Btgd$: dominant planar voids, millimetric channels inside the polyedric aggregates.

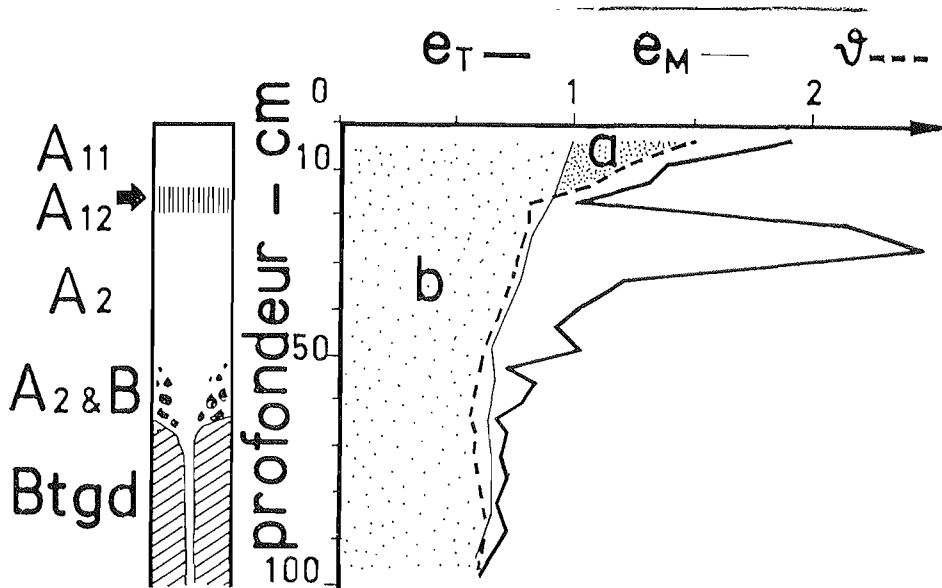


Figure 4 : Profils de porosité (e_T , e_M) et profil hydrique (θ) du sol lessivé dégradé sous prairie (période hivernale).

A_{12} : zone tassée par le piétinement des animaux.

a : eau libre dans l'espace poral intermottes.

b : eau dans l'espace poral intramotte.

Intraaggregate (e_M) and total (e_T) porosity and water content (θ) profiles of a Glossaqualf under pasture (winter period).

A_{12} : compacted layer by cattles trampling.

a : free water in the interaggregate porosity.

b : water in the intraaggregate porosity.

Les mesures de densité apparente, totale et de motte, réalisées sur ce profil permettent de quantifier l'espace poral intermotte ($e_T - e_M$) correspondant à cette porosité grossière (fig. 4). Le volume poral intermotte accuse un minimum vers 15 cm de profondeur au niveau de la zone tassée par le piétinement des animaux. Il est ensuite très important et variable dans l'horizon A2. Il est enfin très faible dans l'horizon Btg.

Si l'on superpose le profil hydrique observé après une pluie, en fin d'hiver (saison humide) au profil de porosité, on constate que l'eau occupe tout l'espace poral intramotte et qu'au-dessus de la zone tassée, l'eau occupe aussi l'espace poral intermotte constituant une nappe perchée d'eau libre. Cette zone tassée, à faible macroporosité, joue donc le rôle d'un plancher imperméable. Remarquons que cette nappe perchée existe alors que l'ensemble de la porosité du sol n'est pas totalement saturé.

Cette eau libre pourra s'écouler latéralement et alimenter directement le ruisseau en période hivernale. En comparant le profil isotopique de l'eau du sol à la composition isotopique des différentes parties de l'hydrogramme de crue, au niveau du ruisseau, MEROT et al. (1981) ont pu séparer sur l'hydrogramme de crue la part de l'eau ruisselant directement sur le sol d'un écoulement hypodermique dans la partie supérieure du sol (fig. 5), écoulement correspondant à cette nappe perchée.

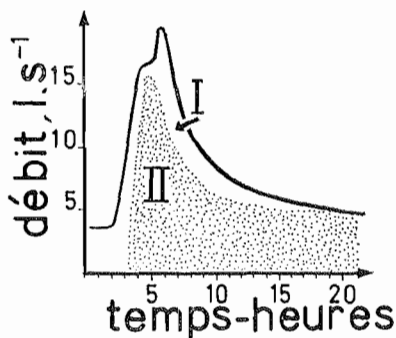


Figure 5 :

Séparation dans l'hydrogramme de crue de la part de l'eau ruisselant en surface (I) et de l'eau du sol (II) (période hivernale), d'après MEROT et al. (1981).

Runoff (I) and soil water (II) proportions in a storm hydrograph (winter period), from MEROT & al. (1981).

2. Sous culture

L'effet d'épandages de lisier sur la composition des eaux de drainage d'un sol lessivé dégradé drainé a été étudié par BRANCHARD (1984). Ce sol présente une semelle de labour. Les produits composant le lisier se distribuent de manière différente dans le profil en fonction de leur mobilité et vont servir de traceurs pour suivre la circulation de l'eau (fig. 6) :

— P_2O_5 , NH_4^+ et K^+ sont peu mobiles et sont surtout présents dans l'horizon labouré ;

— NO_3^- , Cl^- , Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ sont plus mobiles et migrent en profondeur dans le profil.

L'analyse chimique des différentes parties de l'hydrogramme de crue, au niveau du drain, montre que P_2O_5 , NH_4^+ et K^+ sont présents au moment du pic de crue : l'écoulement latéral de l'eau au-dessus de la semelle de labour jusqu'à la tranchée drainante est responsable du pic de crue ; tandis que NO_3^- , Cl^- sont présents pendant la période de tarissement : les circulations d'eau en profondeur alimentent donc l'écoulement de base du drain.

L'existence de deux types de circulation de l'eau, l'une hypodermique et l'autre profonde, alimentant les drains, a aussi été mise en évidence sur des sols argileux de marais (DAMOURET et al., 1984). Ainsi, les discontinuités structurales engendrées par l'homme entraînent-elles une modification de la circulation de l'eau en période hivernale lorsque le sol est quasi saturé. Les circulations latérales qui apparaissent peuvent

provoquer la perte d'éléments fertilisants et, court-circuitant une partie du sol, limiter son pouvoir épurateur et entraîner une pollution des eaux.

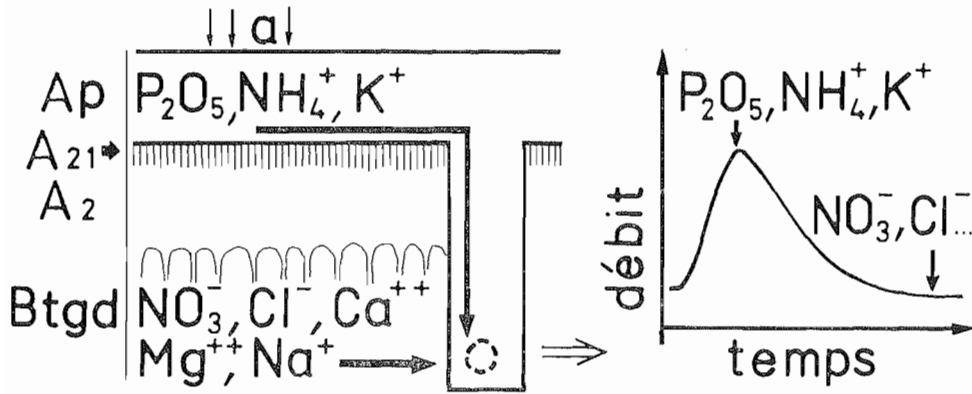


Figure 6 : Fonctionnement d'un sol lessivé dégradé ayant subi un épandage de lisier. D'après BRANCHARD (1984).

A₂₁ : zone tassée sous la semelle de labour.

a : épandage de lisier.

→ voies présumées de circulation de l'eau.

Water transfer in a drained Glossaqualf after cattle slurry spreading, from BRANCHARD (1984).

A₂₁ : ploughpan.

a : cattle slurry spreading.

→ presumed paths of water transfer.

C) Discontinuités structurales d'origine pédologique : l'exemple de l'horizon B glossique

L'horizon B glossique des sols lessivés dégradés, constitué de deux types de volumes contrastés du point de vue constituants et organisations, a été choisi comme modèle naturel pour étudier le rôle de cette différenciation pédologique sur le fonctionnement hydrique du sol, à la fois en conditions expérimentales saturées par l'utilisation d'un traceur coloré, le bleu de méthylène, et sous conditions naturelles, c'est-à-dire à humidité variable, par le traçage isotopique naturel à l'oxygène 18 (DIAB et al., 1988).

Les deux types de volumes constituant l'horizon B glossique sont : la matrice et les glosses. Les glosses, volumes subverticaux de quelques centimètres de largeur, forment dans le plan horizontal un réseau de maille décimétrique autour de la matrice. Elles ont une teneur en argile deux fois plus faible que la matrice. La nature minéralogique de cette argile est elle-même différente, conduisant à une capacité d'échange rapportée à 100 g d'argile de 24 meq pour la glosse, tandis qu'elle est de 36 meq pour l'argile issue de la matrice. La macroporosité, enfin, est aussi différente dans ces deux types de volumes : elle est constituée de fissures grossières et de chenaux biologiques dans la glosse et présente une grande continuité, tandis qu'elle est fissurale et tubulaire fine dans la matrice.

Le marquage au bleu de méthylène montre que seuls sont fonctionnels, en condition saturée, les pores les plus grossiers (> 1 mm de diamètre), communiquants entre eux : fissures et chenaux biologiques situés principalement dans les glosses, et qu'il existe des glosses non marquées correspondant à des volumes de plus faible perméabilité.

Par le traçage à l'oxygène 18, on retrouve en conditions naturelles, saturées et non saturées, ce fonctionnement spécifique des gloses. Les teneurs en oxygène 18 d'échantillons prélevés au sein de la glosse et dans la matrice périphérique à différentes profondeurs montrent que l'eau de la glosse est plus jeune que l'eau de la matrice de l'horizon B. Ainsi, les prélèvements effectués à la fin de la saison humide (avril 1984) indiquent que l'eau contenue dans les gloses correspond aux pluies récentes (mars), tandis que l'eau de la matrice de l'horizon B correspond aux pluies hivernales antérieures (de novembre à février) ; la vitesse moyenne de transfert est 10 à 15 fois plus forte dans la glosse que dans la matrice et il existe des gloses non fonctionnelles.

Ces travaux montrent l'importance des cheminements préférentiels dans les milieux hétérogènes. L'importance des circulations privilégiées dans les transferts d'eau et de solutés a été soulignée par de nombreux auteurs (GUENNELON et DE COCKBORNE, 1982 ; BOUMA, 1981 ; SMETTEM et al., 1985). La spécificité de cette étude est que ces eaux circulent dans un milieu dont la constitution minérale est différente de la matrice environnante. Cela aura des conséquences pour raisonner le pouvoir épurateur d'un tel type de sol, par exemple, il ne faudra pas prendre en compte les caractéristiques moyennes de l'horizon Btg, mais les caractères spécifiques des gloses plus pauvres en argile et constituées d'une argile à plus faible capacité d'échange.

CONCLUSION

Ces différents exemples ont montré l'importance de la morphologie de la porosité sur le comportement physique du sol :

— importance du spectre de porosité, et en particulier de la porosité grossière, sur les propriétés de rétention en eau aux faibles succions ;

— importance des discontinuités structurales, qu'elles soient d'origine anthropique ou pédologique, sur la circulation de l'eau. Il faut noter que pour aborder l'étude de ces discontinuités, il est nécessaire d'étudier le fonctionnement d'un ensemble de volumes et non de les considérer individuellement.

Pour pouvoir modéliser le fonctionnement de ces milieux hétérogènes afin d'avoir des outils de généralisation, deux étapes semblent nécessaires : l'établissement de « modèles locaux », puis leur extension spatiale jusqu'à l'échelle du bassin versant. Dans l'étude des transferts d'eau et de solutés, de nombreux modèles prenant en compte les caractéristiques structurales ont été proposés. Ces modèles sont déterministes à une échelle locale (TANG et al., 1981 ; ADDISCOTT, 1984 ; VAN GENUCHTEN et al., 1984 ; RASMUSON, 1986 ; VAN GENUCHTEN et DALTON, 1986) et stochastiques dans leur extension spatiale (VAN DER ZEE et VAN RIEMSDIJK, 1987).

A l'échelle locale, la quantification des principaux caractères morphologiques des différents volumes pédologiques permettrait de mieux choisir et de renseigner les modèles locaux. Pour l'extension spatiale de ces modèles locaux, la connaissance des relations spatiales, verticales et latérales, entre les volumes pédologiques et la cartographie pédologique (WOSTEN et al., 1985) permettrait d'introduire une composante déterministe dans la modélisation.

Reçu pour publication : avril 1988
 Accepté pour publication : juin 1988

RELATIONSHIP BETWEEN PORE SPACE AND HYDRIC BEHAVIOUR OF THE SOIL

The role of soil structure (pore size distribution and structural discontinuity between volumes) on hydric behaviour of the soil was investigated taking examples of structures from anthropic origin (compaction) and pedological origin (tongues in Glossaqualf).

In a first part, the role of soil structure on water retention and aeration, for low water tension, was shown measuring both bulk density and water content of undisturbed clods at several water tension (fig. 1). Water content and degree of saturation, at 10³ Pa water tension, of compacted and non compacted clods (photo 1) are significantly different : compacted clods with low macroporosity present lower water content (fig. 2) and higher degree of saturation (fig. 3) than non compacted clods with high macroporosity.

In a second part, using different tracer approaches (isotopic, chemical, methylene blue), we shown that structural discontinuities in soil profile as compacted layer under pasture (fig. 4, 5, photo 2, 3), ploughpan (fig. 6), tongues in Glossaqualf were preferential paths of water transfer under saturated or nearly saturated conditions.

BIBLIOGRAPHIE

- ADDISCOTT T.M., 1984. — Modelling the interaction between solute leaching and intraped diffusion in clay soils. In : BOUMA J. & RAATS, P.A.C. Eds, Proc. of the Symp. on water and solute movement in heavy clay soils. Aug. 26-30, 1984, Wageningen, The Netherlands. ILRI Pub. 37 : 279-292.
- BOUMA J., 1981. — Soil morphology and preferential flow along macropores. Agric. Water Managem., 3 : 235-250.
- BOUMA J., 1984. — Using soil morphology to develop measurement methods and simulating techniques for water movement in heavy clay soils. In : BOUMA J. & RAATS, P.A.C. Eds, Proc. of the Symp. on water and solute movement in heavy clay soils. Aug. 26-30, 1984, Wageningen, The Netherlands. ILRI Pub. 37 : 298-315.
- BRANCHARD J.-P., 1984. — Fonctionnement hydrique et qualité des eaux dans des eaux dans des sols drainés et soumis à épandage. Etude expérimentale sur une parcelle INRA du Rheu (Ille-et-Vilaine). Thèse Doct. Ing., ENSA Rennes, France. 140 p.
- BRUAND A., 1985. — Contribution à l'étude de la dynamique de l'organisation de matériaux gonflants. Application à un matériau provenant d'un sol argilo-limoneux de l'Auxerrois. Thèse Univ. Paris VII. 227 p.
- BRUAND A., 1986. — Contribution à l'étude de la dynamique de l'espace poral. Utilisation des courbes de retrait et des courbes de rétention d'eau. Science du Sol, 24 (4) : 351-362.
- CHRETIEN J., 1971. — Essai de caractérisation des sables en tant que squelette minéral du sol. Ann. Agron., 22 (6) : 615-654.
- CHRETIEN J., 1982. — L'espace poral du sol : ses composantes, exemple d'une méthode d'étude, in « Comportement physique et mécanique des sols ». Séminaire de Département de Science du Sol. INRA : 285-302.
- CHRETIEN 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. Thèse Univ. Dijon. INRA Pub. 412 p.
- CURMI P., 1987. — Comportement physique intrinsèque de mottes à macroporositè différente, in Monnier G. et M.-J. Goss (eds) « Soil compaction and regeneration ». Proc. of the Workshop on Soil Compaction : Consequences and Structural Regeneration Processes, Avignon, 17-19 sept. 1985 : 53-58.
- DAMOUR L., CAMUS P., LAFON E., 1984. — Régimes de drainage dans les sols argileux salés et sodiques des Marais de l'Ouest. C.R. du colloque « Fonctionnement hydrique et comportement des sols », 22-25 mai 1984, Dijon, France. AFES Ed. : 283-293.
- DELAYE R., 1984. — Notes techniques sur la préparation des lames minces dans les matériaux meubles. Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 35 : 153-158.
- DIAB M., MEROT P., CURMI P., 1988. — Water movement in a Glossaqualf as measured by two tracers. Geoderma, 43 : (sous presse).
- FAURE A., 1976. — Influence de la phase argileuse sur la susceptibilité au tassement des sols. Science du Sol (2) : 121-130.
- FIES J.-C., 1984. — Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argile-squelette : comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par la porosimétrie à mercure. Agronomie, 4 (9) : 891-899.

- GUENNELON R. et DE COCKBORNE A.-M., 1982. — Transferts de solutés dans un milieu poreux. Etude de pores cylindriques : I. Etude expérimentale. *Science du Sol* (1) : 71-87.
- GUERIF J., 1982. — Compactage d'un massif d'agrégats : effet de la teneur en eau et de la pression appliquée. *Agronomie*, 2 (3) : 287-294.
- HALL D.G.M., REEVE M.J., THOMASSON A.J., WRIGHT V.F., 1977. — Water retention, porosity and density of field soils. *Soil Survey Technical Monograph n° 9*, Harpenden, England. 75 p.
- MANICHON H., 1982. — L'action des outils sur le sol : Appréciation de leurs effets par la méthode du profil cultural. *Science du Sol* (3) : 203-219.
- MEROT P., 1985. — Etude du transfert vertical de l'eau dans un sol par traçage isotopique en abondance naturelle. *C.R. Acad. Sci. Paris, T. 300, Série II* (20) : 1033-1038.
- MEROT P., BOURGUET M., LE LEUCH M., 1981. — Analyse d'une crue à l'aide du traçage naturel par l'oxygène 18. Mesure dans les pluies, le sol, le ruisseau. *Catena* (8) : 69-81.
- MIEDEMA R., PAPE Th., VAN DE WALL G.J., 1974. — A method to impregnate wet soil samples, producing high quality thin sections. *Neth. Journ. Agric. Sci.*, 22 : 37-39.
- MONNIER G., STENGEL P., FIES J.-C., 1973. — Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Ann. Agron.*, 24 (5) : 533-545.
- MURPHY C.P. & BANFIELD C.F., 1978. — Pore space variability in a subsurface horizon of two soils. *J. Soil Sci.*, 29 : 156-166.
- MURPHY C.P., BULLOCK P., TURNER R.H., 1977. — The measurement and characterisation of voids in soil thin sections by image analysis. Part I : Principles and techniques. *J. Soil Sci.*, 28 : 498-508.
- PAPY F., 1986. — Effet de l'état structural d'une couche labourée sur sa rétention en eau. *Agronomie*, 6 (6) : 555-565.
- PEDRO G. et TESSIER D., 1985. — Importance de la prise en compte des paramètres texturaux dans la caractérisation des argiles. 5th meeting of the european clay groups, Prague, 1983, Charles University : 417-428.
- RASMUSON A., 1986. — Modeling of solute transport in aggregated/fractured media including diffusion into the bulk matrix. *Geoderma*, 38 : 41-60.
- ROBAIN H. et CURMI P. 1986. — Rôle de la structure pédologique sur le comportement hydrique du sol aux faibles pF. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 303, série II*, 6 : 509-514.
- SMETTEM K.R.J. & COLLIS-GEORGE N., 1985. — The influence of cylindrical macropores on steady-state infiltration in a soil under pasture. *J. of hydrology*, 79 : 107-114.
- STAKMAN W.P., VALK G.A., Van der HARST G.G., 1972. — Determination of soil moisture retention curves. I. Sand Box apparatus (range pFO-2.7). Institute for Land and Water management. Wageningen.
- TANG D.H., FRIND E.O. & SUDICKY E.A., 1981. — Contaminant transport in fractured porous media : analytical solution for a single fracture. *Water Resour. Res.*, 17, 3 : 555-564.
- TESSIER D., 1984. — Etude de l'organisation des argiles. Hydratation, gonflement, structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse Univ. Paris VII, INRA Paris. 361 p.
- TESSIER D. et BERRIER J., 1979. — Utilisation de la microscopie électronique à balayage dans l'étude des sols. Observations de sols humides soumis à différents pF. *Bull. AFES, Science du Sol*, 1 : 67-82.
- THOMASSON A.J., 1978. — Towards an objective classification of soil structure. *J. Soil Sc.*, 29 : 38-46.
- VAN DER ZEE S.E.A.T.M. & VAN RIEMSDIJK W.H., 1987. — Transport of reactive solute in spatially variable soil systems. *Water Resour. Res.*, 23, 11 : 2059-2069.
- VAN GENUCHTEN M.T., TANG D.H. & GUENNELON R., 1984. — Some exact solution for solute transport through soils containing large cylindrical macropores. *Water Resour. Res.*, 20, 3 : 335-346.
- VAN GENUCHTEN M.T. & DALTON F.N., 1986. — Models for simulating salt movement in aggregated field soils. *Geoderma*, 38 : 165-183.
- WOSTEN J.H.M., BOUMA J. & STOFFELSEN G.H., 1985. — Use of soil survey data for regional soil water simulation models. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49 : 1238-1244.