

# Etude de la dynamique de l'eau dans un sol argileux gonflant :

## DYNAMIQUE HYDRIQUE

B. JAILLARD\* et Y.-M. CABIDOCHÉ\*

avec la collaboration technique  
d'A. MULCIBA et J. ANDRE

---

### RÉSUMÉ

*L'étude de la dynamique hydrique d'un sol argileux gonflant de la Guadeloupe est abordée à partir de coupes hydriques multilocales et diachroniques.*

*Le sol présente, à toute époque, une extrême hétérogénéité hydrique due à la fissuration du sol. Mais nous mettons en évidence des structures hydriques de grande amplitude en relation étroite avec le microrelief de surface. Par ruissellement, le microrelief de surface redistribue les eaux pluviales au bénéfice des dépressions microtopographiques, définissant ainsi des zones d'infiltration préférentielle.*

*Il s'avère en fait que ces zones d'infiltration préférentielle assurent localement la réhumectation en profondeur du vertisol, les monticules ne présentant que de faibles variations de teneur en eau durant la majeure partie de l'année.*

### INTRODUCTION

Du fait de leurs propriétés de gonflement, les sols argileux présentent généralement une distribution de porosité franchement bimodale, micro-porosité d'arrangement des tactoïdes et macroporosité fissurale. Une telle structure de l'espace poral est à l'origine de la dynamique hydrique très particulière des sols argileux fissurés.

A saturation, la perméabilité d'un matériau à large spectre poral, a fortiori bimodal, dépend essentiellement de la taille, de la forme et du nombre des pores les plus gros ou des fissures. Ainsi, seule une faible fraction de la porosité totale du matériau rend compte de la valeur de perméabilité (BOUMA et al., 1979).

De plus, la largeur des fissures augmente dans le sens de l'importance des volumes de sol considérés. RITCHIE et al. (1972) montrent, sur échantillons non perturbés et sur sol en place, que la perméabilité d'un vertisol peut varier d'un facteur 10 pour des sections considérées de 0,03 à 2,5 m<sup>2</sup>. Au-delà de cette section, la perméabilité semble varier peu : 2,5 m<sup>2</sup> constituerait en ce cas la surface minimale représentative de la perméabilité du sol. L'étude du comportement hydrodynamique de ce sol devra en conséquence porter sur ce volume au minimum.

Lors d'une infiltration en milieu non saturé, la macroporosité fissurale joue de même un rôle prépondérant dans l'écoulement de l'eau, et ce d'autant que le matériau est gonflant. A l'aide d'eau marquée au tritium, BLAKE et al. (1973)

---

\* I.N.R.A. - Station d'Agronomie, C.R.A.A.G. - Domaine Duclos, 97170 Petit-Bourg.

observent la percolation de 50 mm d'eau à travers un sol argileux à structure prismatique. Le tritium se retrouve sur l'ensemble du profil jusqu'à une profondeur de 100 cm, révélant une infiltration macroporale ne répondant pas aux lois de diffusion. Le même comportement hydrodynamique a été mis en évidence par de nombreux auteurs, en particulier QUISENBERRY et PHILLIPS (1976), des chlorures servant alors de traceur.

Une telle dynamique hydrique implique la juxtaposition à la même profondeur de domaines à potentiels très différents, pouvant aller jusqu'à la présence d'une nappe macroporale, dite nappe en réseau, les éléments de sol, mottes, blocs ou massifs demeurant non saturés (BOUMA et al., 1980). En fait dans un matériau dont la distribution de porosité bimodale est géométriquement discontinue, l'infiltration de l'eau procède d'une dynamique double (HOOGMOED et BOUMA, 1980 - BOUMA et al., 1980) :

- une percolation rapide à travers la macroporosité, souvent fissurale ;
- une diffusion lente dans les éléments structuraux à porosité fine.

Parmi les sols argileux fissurés, les vertisols sont sans doute les sols dont la géométrie porale est la plus fortement discontinue. En outre, du fait de leurs propriétés de gonflement, leur distribution de porosité évolue rapidement en fonction de leur état hydrique. Dynamique porale et dynamique hydrique y sont indissociables. Tandis qu'un vertisol saturé a une perméabilité de l'ordre du centimètre/jour, du fait du retrait et de la fissuration du sol la vitesse d'infiltration de l'eau augmente considérablement quand la teneur en eau diminue (STIRK, 1953 - SWARTZ, 1966 - GUPTA et BHATIA, 1975).

Dans cette publication, nous nous proposons de montrer l'effet conjugué du microrelief de surface et des fissures sur l'infiltration de l'eau en vertisol non travaillé (savane naturelle). Dans un prochain article, nous analyserons la dynamique porale associée à la dynamique hydrique mise en évidence, ainsi que la distribution spatiale de ces fissures.

## MATÉRIEL

Ce travail a été réalisé au lieu-dit Labarthe-Dévarieux, sur la commune de Saint-François en Grande-Terre (Guadeloupe). Les données climatiques proviennent de la station météorologique de la ferme expérimentale de May, distante de quelques centaines de mètres. Le climat est de type tropical à saison sèche marquée (pluviométrie annuelle = 1100 mm).

Le sol est un vertisol formé sur sédiments littoraux de mangrove. La profondeur du sol varie entre 1 m et plus de 3 m selon le relief du calcaire corallien madréporique sous-jacent. Morphologiquement le sol présente trois horizons identifiables par leur structure et leur activité biologique (fig. 1).

L'horizon de surface, se développant sur 40 cm de profondeur en moyenne, est le siège d'une intense activité biologique. Le système racinaire des graminées y est très dense, constituant un réseau biomécanique interne. L'action des lombriciens y est également très importante, particulièrement bien visible en surface lors des périodes de submersion. Cet horizon présente une structure prismatique grossière ( $\varnothing = 10-50$  cm) à sous-structure polyédrique subanguleuse moyenne à l'approche de la surface. Les premiers plans de glissement apparaissent vers 40 cm de profondeur. Cet horizon peut être morphologiquement caractérisé par une porosité importante. Sa couleur évolue de gris foncé à brun-gris, brun-gris bleuté.

L'horizon sous-jacent (40-100 cm environ) se caractérise par une structure prismatique très grossière ( $\varnothing = 50$  cm et plus), à sous-structure continue. Le matériau se débite en lentilles lozanges selon les plans de glissement.

La couleur du matériau est très variable, allant du brun-gris foncé, brun-gris bleuté au brun jaune, sans relation ni avec le réseau macrofissural ni avec le microrelief actuels.

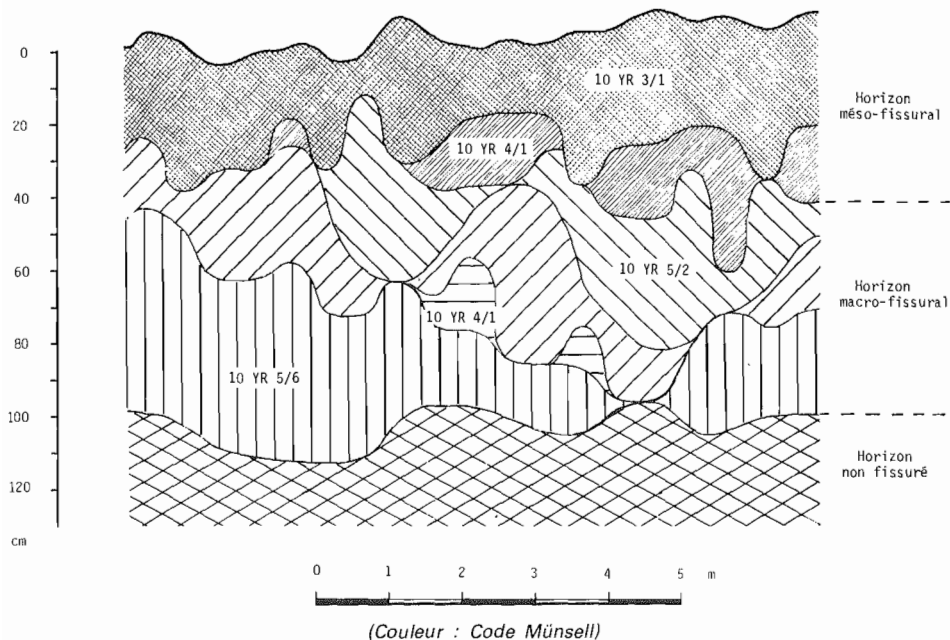


FIGURE 1 : Coupe morphologique du vertisol.

FIGURE 1 : Morphological section of vertisol.

Enfin l'horizon profond, continu et non fissuré, se développe jusqu'au calcaire madréporique. Il peut être ocre jaune, ocre rouge ou blanc bleuté.

Du point de vue granulométrique, le matériau est homogène sur l'ensemble du profil. Il est constitué par 82 % d'argiles calcaïques dont environ 60 % sont des smectites.

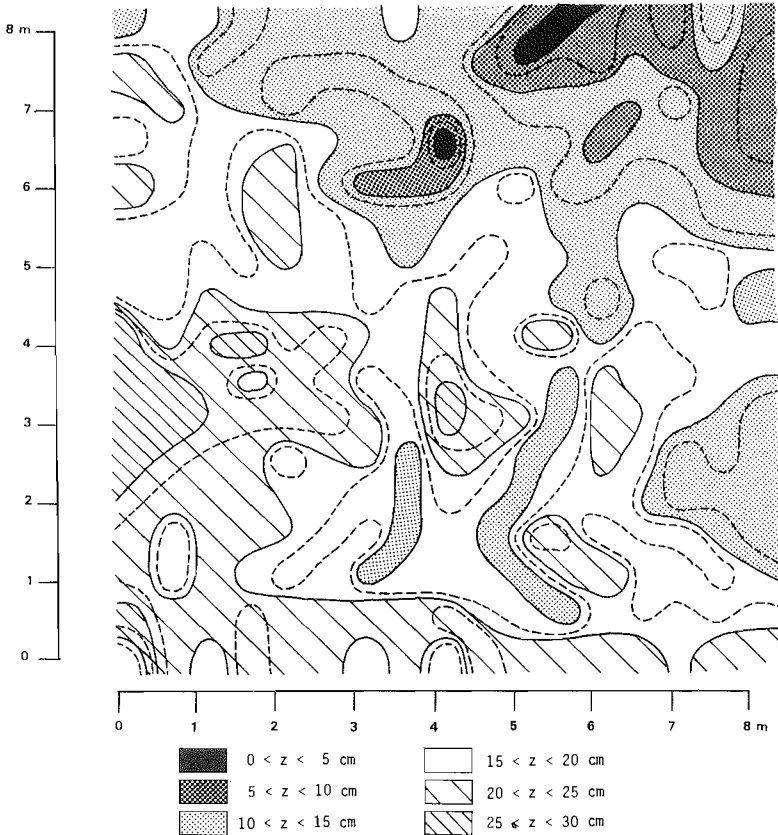
Le microrelief de surface est un gilgai normal (HALLSWORTH et BECKMANN, 1969), très irrégulier, de faible dénivelée (10 à 20 cm), de périodicité de l'ordre de 1 à 3 m. La pente moyenne est de 1 %, assurant l'écoulement de la majeure partie des eaux de ruissellement en période de fortes précipitations. Toutefois, du fait des irrégularités de microrelief, certaines dépressions en cuvette restent submergées quelques jours après les épisodes pluvieux.

## MÉTHODE

Une carte du relief du substratum calcaire, dressée par sondages résistifs, nous permet de choisir un secteur où le calcaire se trouve à une profondeur supérieure à 2,50 m. Le relief du calcaire sous-jacent ne paraît alors pas susceptible d'influer sur la géométrie fissurale.

Un relevé microtopographique est effectué sur le secteur de travail par quadrillage systématique tous les 50 cm (fig. 2). Cette cartographie microtopographique permet d'établir le réseau micro-hydrographique, et de localiser objectivement les monticules et dépressions. Elle conduit en outre à distinguer les dépressions fermées par un verrou topographique, où une lame d'eau stagnera jusqu'à infiltration, des dépressions ouvertes sur un exutoire aval.

Les coupes de teneur en eau (transects hydriques) sont établies à partir de sondages à la tarière ( $\varnothing = 6$  cm). Les sondages sont alignés, équidistants de 25 ou 50 cm selon les cas. Un échantillon est prélevé tous les 10 cm de profondeur jusqu'à 110 cm inclus. Chaque échantillon de 250 cm<sup>3</sup> environ est en conséquence considéré comme représentatif d'un volume de sol de 1500 cm<sup>3</sup>.



(Z : cote topographique)

FIGURE 2 : Carte du microrelief gilgai

FIGURE 2 : Topographic map of gilgai microrelief.

Les échantillons collectés sont mis à l'étuve à 110 °C durant 72 heures, en vue de la détermination de leur teneur en eau. Notons que l'utilisation de sacs de polyéthylène haute densité très légers (1, 2 g), résistant à une température de 120 °C, a permis d'une part une considérable économie de travail, d'autre part une réduction de l'erreur sur la teneur en eau aux seules erreurs de pesée ( $\pm 0,001$  g/ig).

Chaque profil hydrique est ensuite reporté sur la coupe, en tenant compte d'un relevé micro-topographique propre au transect (équidistance des relevés = 25 cm). Les courbes isohydriques sont tracées tous les 0,05 g/g (traits pleins) par interpolation linéaire. Un point isolé n'est pas retenu comme significatif : le tracé d'un cartouche nécessite donc deux points au moins.

Insistons sur le fait que l'humidité mesurée est une teneur en eau massique, c'est-à-dire le rapport de la masse d'eau à la masse de solide de l'échantillon. Cette mesure renseigne uniquement sur l'état d'humectation du matériau constitutif, non sur le stock en eau du sol. Pour la commodité de l'exposé, nous parlerons par la suite de l'humidité du « sol », tout en restant conscient de cet abus de langage.

Les données présentées ont été obtenues en fin de saison des pluies, de septembre 1981 à janvier 1982 (fig. 3). Cette période suit une sécheresse estivale prononcée, interrompue par des précipitations de forte intensité (172 mm du 2 septembre au 7 septembre). Une nouvelle période sèche lui succède, marquée par un épisode pluvieux de faible intensité (54,7 mm du 1<sup>er</sup> octobre au 4 octobre).

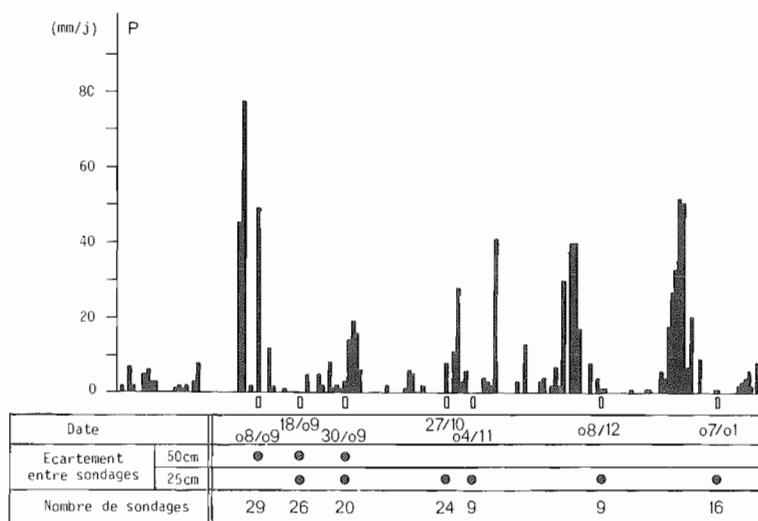


FIGURE 3 : Situation des relevés hydriques par rapport à la pluviométrie (septembre-décembre 1981).

FIGURE 3 : Water content sections situation in relation to rainfall (september-decembre 1981).

Enfin, une longue période pluvieuse intervient, entrecoupée de courts épisodes secs. En fait, les conditions climatiques de cette fin d'année 1981 nous permettent de suivre le dessèchement du sol et la dynamique d'infiltration de l'eau allant jusqu'à sa resaturation complète début 1982.

## RÉSULTATS

### Hétérogénéité hydrique

Les valeurs de teneurs en eau massiques obtenues les 18 septembre, 27 octobre, 4 novembre et 7 janvier sont présentées sous forme de profils hydriques sur la figure 4 et de coupes hydriques sur la figure 5.

La première constatation concerne l'extrême variabilité des profils de teneur en eau obtenus le même jour sur une distance de quelques mètres seulement. A même profondeur, les teneurs en eau peuvent différer de plus de 0,15 g/g pour un domaine de variation observé de l'ordre de 0,30 g/g ( $0,30 \leq W \leq 0,60$ ), soit près de 50 % du domaine de variation.

Mais les coupes hydriques correspondantes montrent une distribution spatiale cohérente des teneurs en eau, révélant l'existence de structures hydriques :

- d'une part, des volumes humides de 75 à 150 cm de large ;

- d'autre part, des volumes à tendance sèche, présentant souvent une hétérogénéité hydrique de second ordre, de moindre amplitude et à maillage plus serré.

L'hétérogénéité hydrique du sol varie notablement au cours du temps. Lors d'une infiltration et les jours qui suivent, la distribution de teneur en eau présente son maximum d'hétérogénéité (fig. 4-a et c, fig. 5-a et c). En revanche, l'hétérogénéité du milieu décroît nettement en sol sec (fig. 4-b et 5-b), ou au contraire après de longues périodes pluvieuses resaturant l'ensemble du sol (fig. 4-d et 5-d). La variabilité des teneurs en eau du sol est un phénomène transitoire dû à l'infiltration différentielle des eaux pluviales.

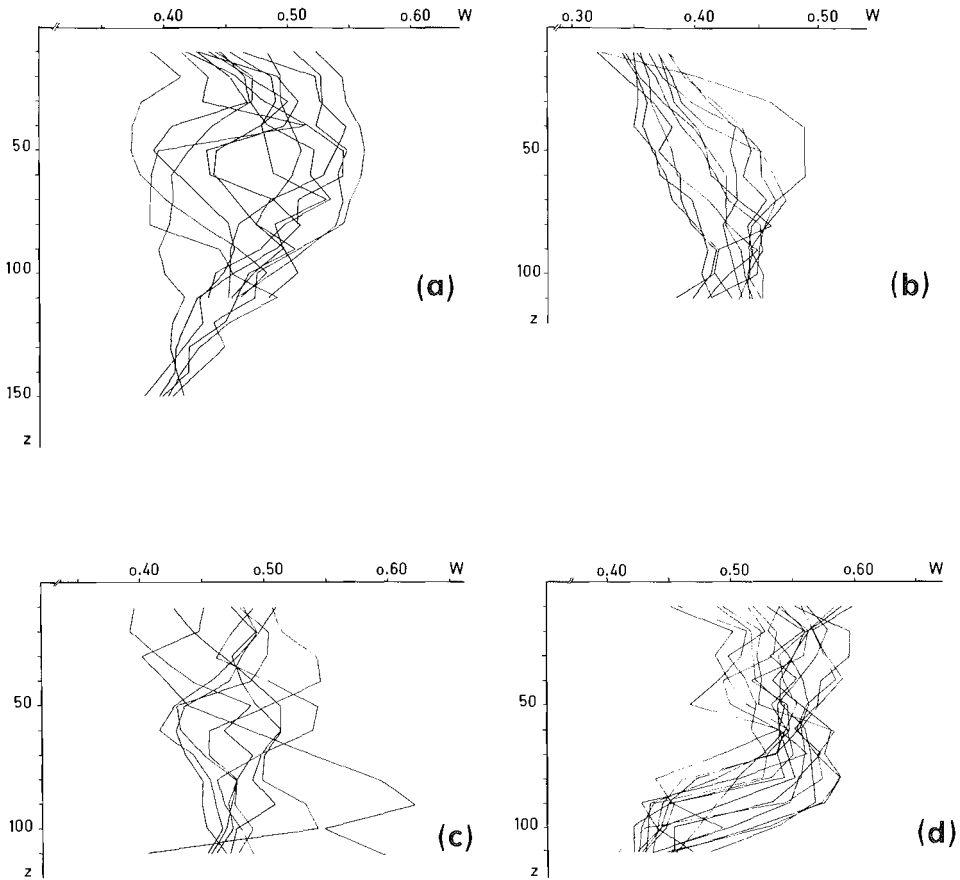


FIGURE 4 : Les profils hydriques sont mesurés au même moment, à 25 cm les uns des autres.

Comparaison des profils hydriques d'une même coupe hydrique :

(a) : 18/09 = 10 jours après infiltration

(b) : 27/10 = en cours de dessèchement

(c) : 04/11 = 3 jours après infiltration

(d) : 07/01 = après resaturation

FIGURE 4 : Comparison of water content profiles of a same water content section.

### Microrelief gilgai

La distribution spatiale des teneurs en eau du sol est en relation étroite avec le microrelief de surface (fig. 5). Il apparaît que les grands volumes humides se trouvent toujours au niveau des dépressions, en particulier des dépressions fermées par un verrou microtopographique ; tandis que les volumes les plus secs se situent généralement au niveau des monticules. Remarquons que cette relation « volume sec - monticule » n'est pas stricte. Mais, la relation observée entre microrelief gilgai et humidité du sol est suffisamment étroite pour que nous puissions identifier volumes secs et monticules, et volumes humides et dépressions. (L'étude mathématique exhaustive de la forme de la surface, qui implique la prise en compte des convexités, de la présence de micro-bassin versant amont et d'exutoire aval, nous entraînerait bien au-delà du cadre de cette note.)

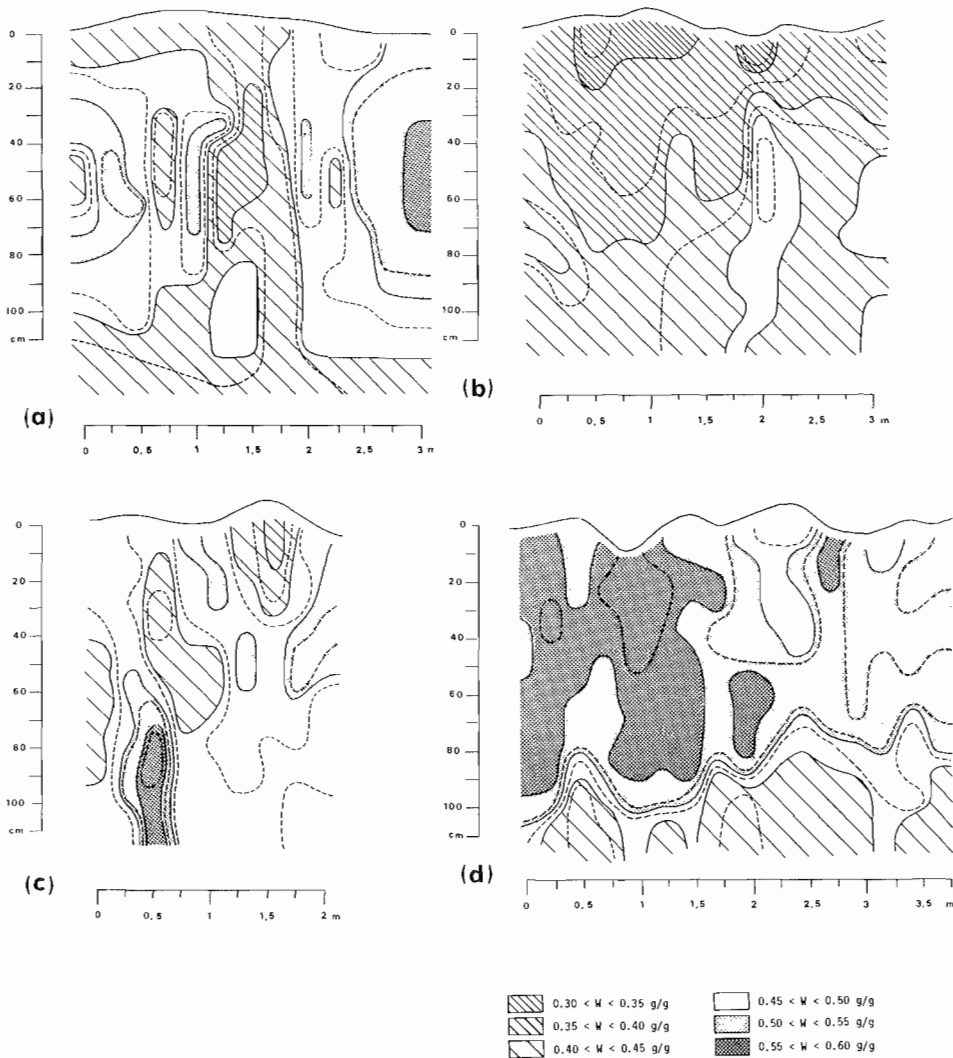


FIGURE 5 : Coupes hydriques :  
 (a) : 18/09 = 10 jours après infiltration  
 (b) : 27/10 = en cours de dessèchement  
 (c) : 04/11 = 3 jours après infiltration  
 (d) : 07/01 = après resaturation

FIGURE 5 : Water content vertical sections.

## INTERPRÉTATION

### Rôle des fissures

Les fissures du vertisol constituent bien sûr le premier facteur de variation hydrique. De nombreux auteurs ont déjà montré qu'elles permettent la percolation rapide de l'eau à travers le sol (STIRK, 1954 - SWARTZ, 1966 - BLACK et al., 1973 - QUISENBERRY et PHILLIPS, 1976 - BOUMA et al., 1979).

En revanche, il nous faut souligner le fait que le matériau immédiatement adjacent (25 cm de distance) ne présente qu'une faible réhumectation (fig. 5-a). Ceci suppose que le réseau fissural consiste essentiellement en grosses fissures délimitant des massifs faiblement fissurés. Au vu des coupes hydriques, la taille de ces massifs paraît être de l'ordre de 25-75 cm, confirmant les observations effectuées sur fosse pédologique.

En outre, la diffusion de l'eau au sein du matériau argileux compact des massifs doit être extrêmement lente; car, malgré de très importants gradients de teneur en eau, le sol reste hétérogène longtemps après une infiltration (fig. 5-b).

Ainsi dans ce sol argileux, l'infiltration de l'eau par le seul processus de diffusion n'entraînerait la réhumectation que des seules couches de surface. La fissuration est un élément essentiel du fonctionnement hydrodynamique de ces sols à très faible diffusivité.

### Rôle du microrelief gilgai

Le deuxième facteur de variation consiste en la microtopographie de surface. Par microruissellement, le microrelief gilgai entraîne une redistribution des eaux pluviales au bénéfice des dépressions, favorisant à ce niveau, l'infiltration de l'eau à travers le réseau fissural. Le microrelief gilgai détermine ainsi des zones d'infiltration préférentielle, hétérogénéité de premier ordre, qui assurent la réhumectation en profondeur du vertisol.

En effet, l'écoulement de l'eau à travers les fissures n'intervient que si le flux reçu est supérieur au flux pouvant diffuser dans le matériau non fissuré. Le flux d'eau percolant à travers les fissures sera alors proportionnel au flux reçu. D'autre part, HOOGMOED et BOUMA (1980) ont montré que, sur sol argileux fissuré sec, les quantités d'eau absorbées par les parois des fissures dans ces conditions sont minimes. Les massifs argileux ayant une conductivité très faible au regard du flux reçu, les flux d'eau percolant à travers les fissures seront sensiblement égaux aux flux reçus.

Dans notre cas, la redistribution de l'eau pluviale par le microrelief entraîne des conditions de flux reçu très différentes entre monticules et dépressions. Tandis que les monticules se voient privés d'une partie des eaux pluviales, les dépressions reçoivent de grandes quantités d'eau. Cette redistribution des eaux pluviales favorise ainsi leur percolation à travers le réseau fissural des dépressions.

De plus, il est probable qu'une telle concentration des eaux au niveau des dépressions aboutisse au remplissage local du réseau fissural, comme le suggère la présence de flaques dans les dépressions quelques jours après de fortes précipitations. Il ne peut s'agir de nappes perchées de surface, puisque les dépressions s'avèrent justement des zones d'infiltration préférentielle. Il s'agirait plutôt de nappes fissurales en réseau se développant de manière transitoire en sol non saturé (BOUMA et al., 1980).

Le remplissage local du réseau fissural rendrait également compte de la réhumectation de zones larges de 75-150 cm et plus au niveau de dépression de quelques dizaines de centimètres de largeur seulement en surface. En effet, ce phénomène est paradoxal si l'on considère la diffusion très lente de l'eau au sein du matériau argileux. Par contre, l'existence d'une nappe en réseau favoriserait un écoulement latéral d'eau « libre » à travers le réseau fissural jusqu'à son absorption complète par les parois des fissures et/ou son immobilisation en fond de fissures. Un tel schéma de fonctionnement rendrait compte de l'existence de véritable « bulbe » d'infiltration fissural au niveau des dépressions.

Quoiqu'il en soit, la forte hétérogénéité porale du vertisol, opposant une macroporosité fissurale à perméabilité élevée à des massifs compacts à très faible conductivité hydraulique, est à l'origine d'une extrême variabilité hydrique du sol. Mais, en redistribuant les eaux pluviales par ruissellement, le microrelief gilgai induit un fonctionnement hydrique différentiel dépression-monticule de grande amplitude, d'intérêt pédologique primordial.



## Dynamiques hydriques locales

Les dynamiques hydriques locales (fig. 6), au niveau des monticules et au niveau des dépressions, peuvent être semi-quantitativement suivies durant cette fin d'année 1981. Rappelons qu'une sécheresse estivale, interrompue par de fortes précipitations (122 mm les 2 et 3 septembre), précède cette période du 8 septembre au 7 janvier 1982 (cf. fig. 3).

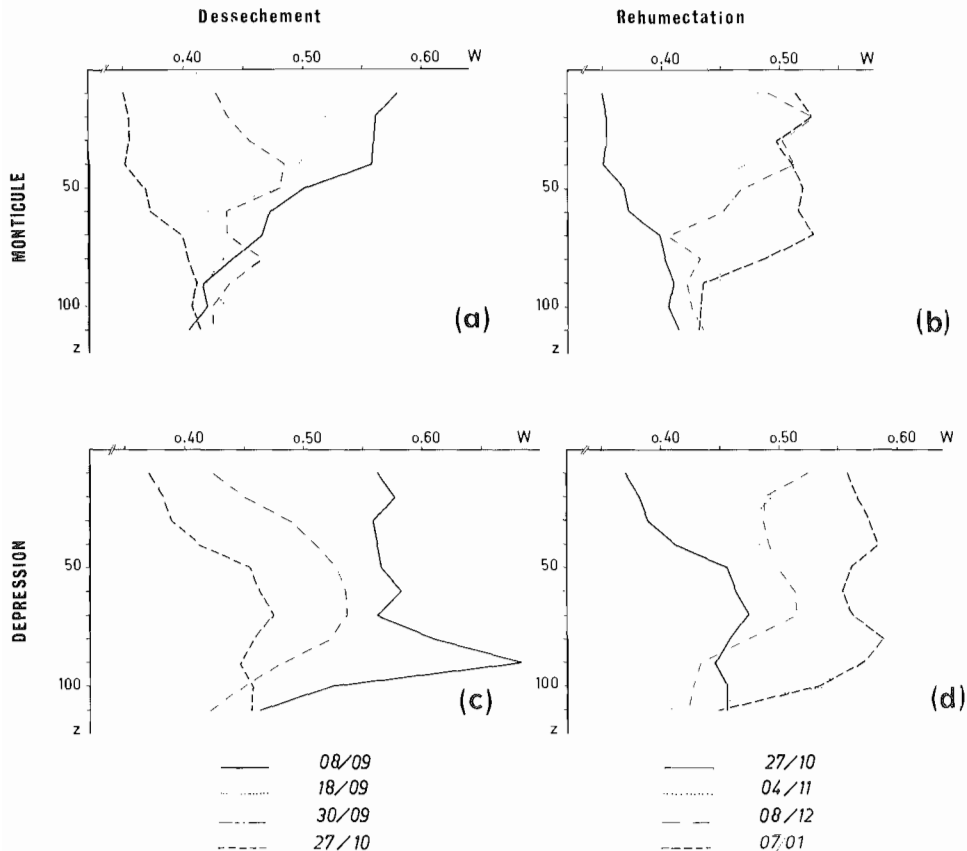


FIGURE 6 : Représentation schématique de la dynamique de l'eau d'un système dépression-monticule.

- (a) dynamique de dessèchement au niveau des monticules  
 (b) dynamique de réhumectation au niveau des monticules  
 (c) dynamique de dessèchement au niveau des dépressions  
 (d) dynamique de réhumectation au niveau des dépressions

FIGURE 6 : Schematic representation of depression-mound system water dynamic.

Au niveau des monticules (fig. 6-a), seul l'horizon méso-fissural de surface est resaturé : le profil hydrique du 8 septembre accuse en conséquence un fort gradient de teneur en eau au niveau de la discontinuité entre horizons méso et macro-fissuraux, vers 40-50 cm de profondeur. En cours de dessèchement, seul l'horizon de surface se déshydrate tout d'abord, puis l'horizon macro-fissural compact jusqu'à 80-90 cm de profondeur. Les périodes pluvieuses étant généralement brèves, mais de fortes intensités (fig. 3), la dynamique hydrique des massifs se caractérise par de faibles variations de teneur en eau dans les horizons profonds (40 cm et plus).

Au niveau des monticules et durant la majeure partie de l'année, seul l'horizon de surface bien structuré participe efficacement aux échanges d'eau entre sol et atmosphère. La réhumectation en profondeur (80-90 cm) des monticules n'a lieu que lors de périodes très pluvieuses et de longue durée : on y observe alors la progression lente d'un front d'infiltration (fig. 6-b).

A l'inverse, au niveau des dépressions (fig. 6-c) l'infiltration de l'eau à travers le réseau fissural entraîne une réhumectation de l'ensemble du profil, avec accumulation d'eau en profondeur (80-100 cm). Les très forts gradients observés juste au-dessous du maximum de teneur en eau montre qu'il y a bien accumulation d'eau en fond de fissures, comme le démontrent BLAKE et al. (1973) et BOUMA et al. (1980).

En cours de dessèchement (fig. 6-d), l'ensemble du profil se déhydrate. Ce phénomène suggère le double mécanisme suivant :

— verticalement, un dessèchement de surface par échanges d'eau entre le sol et l'atmosphère ;

— latéralement, une redistribution de l'eau en profondeur par diffusion (éventuellement suivie d'un dessèchement en profondeur par transfert d'eau en phase vapeur à travers le réseau fissural).

### Dynamique hydrique globale

Nous avons schématisé le fonctionnement hydrique global du sol argileux gonflant étudié sur la figure 7. Il peut se résumer ainsi :

— au niveau des monticules, seuls les cinquante premiers centimètres de sol participent effectivement aux échanges entre sol et atmosphère. A l'échelle d'observation adoptée, le milieu paraît suffisamment homogène et continu pour montrer des dynamiques d'infiltration et de dessèchement répondant aux lois de diffusion ;

— au niveau des dépressions, l'ensemble du profil (100 cm) participe aux échanges d'eau entre sol et atmosphère. L'effet conjugué de la fissuration et du microrelief gilgai assure la réhumectation en profondeur du vertisol. Corrélativement l'infiltration préférentielle des eaux pluviales au niveau des dépressions a pour conséquence, sous les conditions climatiques du site, de maintenir les dépressions toujours plus humides que les monticules.

Remarquons que les quantités d'eau échangées entre sol et atmosphère dépendent en conséquence des proportions relatives des volumes monticules et dépressions. La fréquence de chaque type de profils hydriques a été estimée sur une coupe de 37 m de long, correspondant aux trois coupes hydriques de septembre (8 septembre, 18 septembre et 30 septembre) (fig. 3). En effet les trois coupes sont alignées, constituant un échantillonnage de 75 profils hydriques régulièrement espacés de 50 cm. La diffusion de l'eau étant suffisamment lente pour qu'aucune évolution significative des fréquences ne soit enregistrée, ces données ont été traitées comme un seul ensemble.

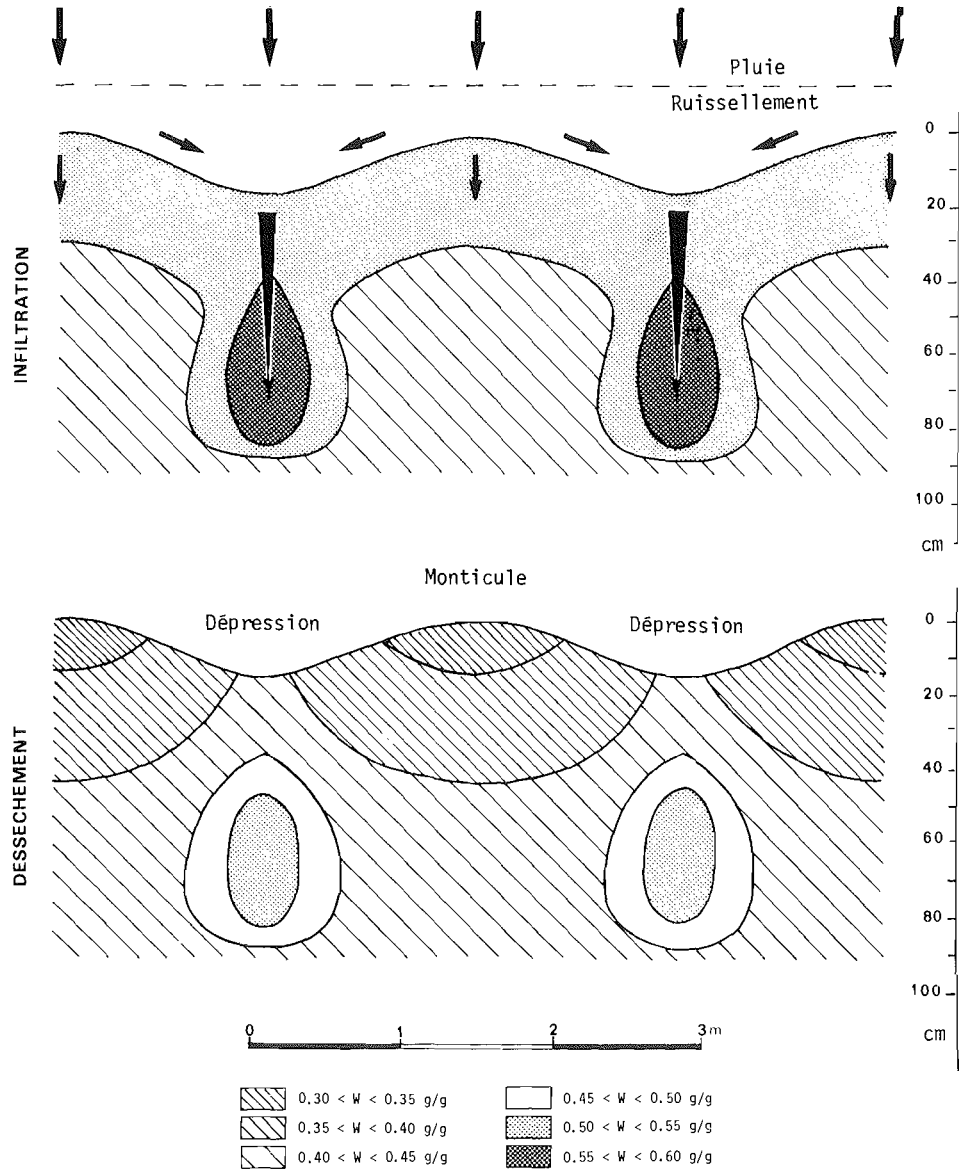
Les dépressions représentent 52 % de l'ensemble tandis que les monticules en représentent 48 %. Mais seulement 65 % des monticules présentent une réhumectation importante ( $w > 0,50$ ) des 40 cm de l'horizon de surface. Ainsi, du point de vue hydrique, près de la moitié du volume du sol constitué par les monticules se comporte comme un volume quasi-statique. Le monticule est, à plus petite échelle, l'analogie du massif.

FIGURE 7 : Evolution comparée des profils hydriques au niveau des monticules et des dépressions, en cours de dessèchement et de réhumectation.

FIGURE 7 : Compared evolution of water content profiles of mounds and depressions, in drying process and wetting process.



# DYNAMIQUE HYBRIDE DANS UN SOL ARGILEUX GONFLANT



## CONCLUSION

En définitive, le vertisol étudié est extrêmement hétérogène du point de vue de ses teneurs en eau. Mais la construction systématique de coupes hydriques de quelques mètres carrés nous a permis de mettre en évidence une structure hydrique en relation avec le microrelief de surface.

- Dans ces sols, le microrelief gilgai joue un rôle capital en canalisant l'eau par microruissellement vers les dépressions au détriment des monticules. Compte tenu des travaux de HOOGMOED et BOUMA (1980), on comprend aisément que la concentration de l'eau en petites surfaces maximise les flux percolant à travers le

réseau fissural, entraînant la réhumectation en profondeur du sol. De fait, le fonctionnement hydrique du vertisol est déterminé par le microrelief gilgai, la fissuration du sol étant une condition nécessaire mais non suffisante pour qu'une telle dynamique hydrique apparaisse. Sur le même vertisol cultivé, le microrelief étant égalisé, BRUNET (1980) montre que 80 % de 310 mm d'eau apportée, après avoir percolé à travers la couche travaillée, ruisselle latéralement au niveau de la discontinuité entre couches travaillées et non travaillées.

Au vu de ces résultats, le billonnage traditionnellement pratiqué en Grande-Terre aurait pour effet tant de favoriser la reconstitution de la réserve en eau du sol que l'évacuation par ruissellement de l'eau excédentaire. Cette pratique, aujourd'hui trop souvent abandonnée du fait de la mécanisation, devrait être reconsidérée, tant pour économiser l'eau d'irrigation que pour minimiser les inondations dramatiques que connaît chaque année la Grande-Terre de Guadeloupe.

• Par ailleurs, l'extrême hétérogénéité hydrique du vertisol pose avec acuité le problème de l'étude des échanges d'eau entre sol et atmosphère. Si le prélèvement d'échantillons est une méthode simple et efficace (BLAKE et al., 1973 - QUISENBERRY et PHILLIPS, 1976), il n'est pas adapté au suivi de la teneur en eau d'un sol (1 700 échantillons ont été prélevés durant cette seule fin de saison des pluies 1981). Devant l'amplitude des variations observées, une étude statistique ou la description stochastique des paramètres du sol nécessiterait une multiplication rédhibitoire des points de mesure. En outre, les processus étant intrinsèquement différents — selon les sites, une telle approche impliquerait un gaspillage considérable de l'information, chaque mesure ponctuelle n'ayant aucune signification en dehors de cet ensemble.

Les structures hydriques étant reconnues, il nous semble que l'étude des échanges d'eau entre sol et atmosphère doit dans ce cas comprendre :

— une étude locale de système monticule-dépression : en choisissant des sites de mesure référés à une cartographie préalable du microrelief et des fissures majeures, une importante économie de mesures pourrait être réalisée. De plus, chaque site de mesure aurait une signification propre, autorisant l'approche du fonctionnement hydrodynamique d'un gilgai ;

— une étude régionale associée des entrées et sorties d'eau : cette étude de la pluviométrie, du ruissellement et des transferts d'eau dans les couches profondes au-delà des horizons fissuraux, permettrait de préciser les limites des études de détail.

---

## SUMMARY

### STUDY OF WATER DYNAMIC IN A SWELLING CLAY SOIL WATER CONTENT DYNAMIC

The study of water content dynamic of a swelling soil is approached with water content vertical sections. From a microtopographic mapping (fig. 2), the water content sections are established owing to bore-holes. The bore-holes are aligned on several meters, with a equidistance of 25 cm; a sample is taken every 10 cm, until 110 cm deep.

These water content sections shows:

— a great heterogeneity of soil water content profiles obtained at the same time from only a few meters (fig. 4);

— but there are wet or dry trend zones that extend with a width of approximately 75-150 cm (fig. 5). The trend zones and the gilgai microrelief are interdependant: the depressions are always the wettest zones, while the mounds are the driest zones.

These results shows first of all the effect of cracks on the water infiltration into a swelling soil. A large quantity of water flows quickly through the cracks (STIRK, 1954 - SWARTZ, 1966 - BLACK et al., 1973 - QUISENBERRY et PHILLIPS, 1976) without a significant rewetting of adjacent media whose diffusivity is very weak. In spite of great water content gradients, the water diffusion is so weak that the soil remains heterogeneous a long time after an infiltration.

But the effect of gilgai microrelief is the most significant. By microstream, the gilgai microrelief involves a redistribution of rain-water from mounds to depressions. The water accumulation on the depressions brings about the water percolation throughout the cracking network (fig. 6). The phenomenon can lead to the craks-filling, which is attested by the presence of a water puddle on the depression after high intensity rains. It could be a matter of a network water table (BOUMA et al., 1980), the clay media remaining unsaturated.

So, the water content dynamic is very different between mounds and depressions. While the whole depressions profile participates in the water exchanges between soil and atmosphere (fig. 6-c et d), only the surface horizon of mounds shows a water content variation during the greater part of the year (fig. 6-a et b).

Finally, the water content dynamic of this swelling soil is defined by the gilgai microrelief (fig. 7), the soil craking is a necessary but not sufficient condition for the appearance of such a water dynamic.

---

## BIBLIOGRAPHIE

- BLAKE G., SCHLICHTING E., ZIMMERMANN U., 1973. — Water recharge in a soil with shrinkage cracks. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.* : 37 (5) : 669-672.
- BOUMA J., DEKKER L. W., HAANS J. C. F. M., 1980. — Measurement of depth to water table in a heavy clay soil. *Soil. Sci.* : 130 (5) : 264-270.
- BOUMA J., JONGERUS A., SCHOONDERBEEK D., 1979. — Calculation of saturated conductivity of some pedal clay soils using micromorphometric data. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* : 43 (2) : 261-264.
- BRUNET Y., 1980. — Maraîchage et problèmes de l'eau : le cas de la tomate en Grande-Terre de Guadeloupe. D.A.A., INAPG, Sci. et Tech. des Prod. Végétales.
- GUPTA R. K., BHATIA S. C., 1975. — Dependence of air permeability of black clay soil on moisture content and bulk density. *J. Ind. Soc. Soil Sci.* : 23 (3) : 280-285.
- HALLSWORTH E. G. et BECKMANN G. G. 1969. — Gilgai in the quaternary. *Soil Sci.* : 107 (6) : 409-420.
- HOOGMOED et BOUMA J., 1980. — A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soil. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* : 44 (3) : 458-461.
- QUISENBERRY V. L., PHILLIPS R. E., 1976 — Percolation of surface applied water in the field. *Soil. Sci. Soc. Amer. J.* : 40 (4) : 484-489.
- RITCHIE J. T., KISSEL D. E., BURNETT E., 1972. — Water movement in undisturbed swelling clay soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* : 36 (6) : 874-879.
- STIRK G. B., 1954. — Some aspects of soil shrinkage and the effect of cracking upon water entry into the soil. *Aust. J. Agr. Research* : 5 : 279-290.
- SWARTZ G. L., 1966. — Water entry into a black earth under flooding. *Queensl. J. Agric. Anim. Sci.* : 23 : 407-422.

