Les trois voies simultanées de l'infiltration dans un vertisol de Guadeloupe : étude expérimentale et numérique

Stephane Ruy

▶ **To cite this version:**

Stephane Ruy. Les trois voies simultanées de l'infiltration dans un vertisol de Guadeloupe : étude expérimentale et numérique. Sciences du Vivant [q-bio]. Université Montpellier 2 (Sciences et Techniques), 1997. Français. NNT : . tel-02839931

HAL Id: tel-02839931
https://hal.inrae.fr/tel-02839931

Submitted on 7 Jun 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TH-HB43

Numéro d'Identification

INRA
STATION DE SCIENCE DU SOL
- 5 JAN. 1998
Domaine Saint Paul - Site Agroparc
84914 AVIGNON CEDEX 9

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE MONTPELLIER II

---- SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC ----

THESE

présentée à l'Université de Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le diplôme de DOCTORAT

SPECIALITE : Mécanique, Génie mécanique et Génie civil.

Formation Doctorale : Sciences de l'eau dans l'environnement continental.

Ecole Doctorale : Géosciences.

LES TROIS VOIES SIMULTANEES DE L'INFILTRATION DANS UN VERTISOL DE GUADELOUPE : ETUDE EXPERIMENTALE ET NUMERIQUE.

par

Stéphane RUY

Soutenue le 7 novembre 1997

devant le Jury composé de :

M. Peter GERMANN	Rapporteur
M. Michel VAUCLIN	Rapporteur
M. Claude BOCQUILLON	Examinateur
Mme. Liliana DI PIETRO	Examinateur
M. Yves Marie CABIDOCHE	Examinateur
M. Michel RIEU	Examinateur
M. Laurent BRUCKLER	Directeur de Thèse

Remerciements.

Ce travail a été réalisé à l'Unité AgroPédoClimatique (APC) de l'INRA de Guadeloupe, pour la partie expérimentale, et à l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Avignon, pour la partie modélisation. Je tiens à remercier l'ensemble des personnes qui m'ont facilité les démarches administratives pour les nombreux déplacements d'une unité à l'autre.

Je suis reconnaissant à toute l'équipe de l'URD pour leur disponibilité et leur efficacité pour tous les aspects de la recherche bibliographique.

Je remercie M. Bocquillon pour m'avoir accueilli au sein de la formation doctorale "Sciences de l'Eau" de l'Université de Montpellier II et pour avoir participé à mon comité de pilotage.

J'exprime ma reconnaissance à tous les membres de mon comité de pilotage, et particulièrement à M. Stengel, pour s'être réunis à plusieurs reprises afin d'orienter mes recherches en m'évitant de nombreuses impasses.

Les discussions constructives avec Liliana Di Pietro m'ont permis de mener à bien le travail de modélisation. Celles avec Yves-Marie Cabidoche, plus rares du fait de l'éloignement mais tout autant efficaces, m'ont montré comment traiter avec intelligence les nombreuses données recueillies. Je les remercie tous deux pour le temps qu'ils m'ont consacré.

J'exprime ma gratitude à l'ensemble des membres du jury pour avoir accepté d'évaluer ce manuscrit. Je suis très reconnaissant à MM. Germann et Vauclin d'en être les rapporteurs et d'avoir ainsi décortiqué les quelques 290 pages de ce rapport ! Je remercie M. Rieu pour sa participation à ce jury et pour l'intérêt qu'il porte à ce travail.

Je remercie également Claude Doussan pour ses conseils éclairés apportés lors de la phase de construction du modèle et lors de la relecture de ce rapport.

Je tiens à exprimer ma plus vive reconnaissance envers Laurent Bruckler pour les nombreuses remarques et critiques constructives formulées depuis le début de ce travail jusqu'à la relecture de ce manuscrit.

Enfin, et surtout, le travail expérimental n'aurait pas pu se faire sans l'effort important fourni par toute l'équipe de Science du Sol de l'Unité APC de Guadeloupe. Je remercie chaleureusement Thierry Bajazet, Jacques André et Andève Mulciba pour leur implication personnelle dans ce travail. Leurs compétences multiples et complémentaires ont permis que les expérimentations soient couronnées de succès. Je remercie encore une fois Yves-Marie Cabidoche pour l'intérêt personnel qu'il a porté à ce travail. Sa connaissance aigüe du milieu est à l'origine de la définition et de la mise en oeuvre réussie du protocole expérimental sur le site de Gardel.

Ce travail a pu être réalisé grâce à un contrat d'allocataire de recherche du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche, appel d'offre "milieux tropicaux".

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE. *5*

PARTIE 1 : TRANSFERTS DANS LES SOLS ARGILEUX GONFLANTS - BASES PHYSIQUES ET ETAT DE L'ART. *8*

INTRODUCTION DE LA PREMIERE PARTIE. 9
I. CARACTERISATION DE L'ESPACE PORAL D'UN SOL NATUREL. 10
I.1. Critères de caractérisation généraux. 11
I.2. Caractérisation des sols argileux gonflants. 13
I.3. Caractérisation des vertisols. 20
I.4. Caractérisation de la porosité structurale du vertisol de la Guadeloupe étudié. 24
I.5. Conclusion du chapitre 30
II. DESCRIPTION DES APPROCHES ET MODELES UTILISES DANS L'ETUDE DES TRANSFERTS HYDRIQUES DANS LES MILIEUX DEFORMABLES. 31
II.1 Les approches utilisées dans les milieux à porosité homogène. 32
II.2 Modélisation des transferts dans les milieux gonflants à porosité homogène. 38
II.3 Modélisation des transferts dans les milieux gonflants à porosité hétérogène. 41
II.4. Conclusion du chapitre 48
III. INFLUENCE DU POTENTIEL DE GONFLEMENT SUR LA DEFORMATION ET LES TRANSFERTS. 49
III.1. Le potentiel total de l'eau dans un milieu gonflant. 50
III.2. Influence d'une pression extérieure sur le retrait d'un échantillon de sol. 52
III.3. Influence du potentiel de gonflement sur les transferts hydriques. 56
III.4. Conclusion du chapitre. 58
CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE ET PROBLEMATIQUE. 59

PARTIE 2 : DETERMINATION DES BASES PHYSIQUES DU MODELE ET CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DU SOL. *60*

INTRODUCTION DE LA DEUXIEME PARTIE. 61
IV. TYPOLOGIE DES ECOULEMENTS DE DRAINAGE. 62
IV.1. Objectifs. 63
IV.2. Matériels et méthodes. 64
IV.3. Résultats. 75
IV.4. Conclusion du chapitre 82
V. ETUDE DU REMPLISSAGE DE LA POROSITE STRUCTURALE. 83
V.1. Objectifs. 84
V.2. Matériels et méthodes. 85
V.3. Résultats. 92
V.4. Conclusion du chapitre. 106
VI. CARACTERISATIONS PHYSIQUE ET HYDRODYNAMIQUE DE LA PHASE MATRICIELLE DU SOL. 107
VI.1. Objectifs. 108
VI.2. Matériels et méthodes. 109
VI.3. Résultats. 117

VI.4. Conclusion du chapitre 128
CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE. **129**

PARTIE 3 : CONSTRUCTION ET TEST D'UN MODELE DE L'INFILTRATION DE L'EAU DANS LES TROIS COMPARTIMENTS DE POROSITE D'UN VERTISOL TYPIQUE DE LA GUADELOUPE. ***130***

INTRODUCTION DE LA TROISIEME PARTIE. **131**
VII. PRESENTATION DU MODELE. **132**
VII.1. Objectifs. 133
VII.2. Construction du modèle. 134
VII.3. Tests préliminaires du modèle. 146
VII.4. Etude de la sensibilité du modèle à certains de ses paramètres 155
VII.5. Conclusion du chapitre 166
VIII. ETUDE EXPERIMENTALE DE L'INFILTRATION A L'ECHELLE D'UN PRISME ELEMENTAIRE. **167**
VIII.1. Objectifs. 168
VIII.2. Description du site et des expérimentations. 169
VIII.3. Résultats. 174
VIII.4. Conclusion du chapitre 202
IX. CONFRONTATION MODELE - EXPERIENCES. **203**
IX.1. Objectifs. 204
IX.2. Calage du modèle. 205
IX.3. Test du modèle. 219
IX.4. Conclusion du chapitre 227
CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE. **228**

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES. ***229***

BIBLIOGRAPHIE. ***235***

ANNEXES. ***244***

Introduction générale.

Les sols argileux gonflants représentent une surface étendue de terres dans de nombreux pays des zones tempérées, tropicales et intertropicales. Leur importance est d'ordre agronomique mais également économique : les dommages annuels causés aux Etats-Unis aux bâtiments et voiries par les mouvements de sol sont estimés en 1982 à 6 milliards de dollars (Holtz, 1983).

Au sein de ce type de sol, les vertisols se distinguent du fait de leurs propriétés marquées de retrait - gonflement et de leur étendue dans la zone tropicale. Dudal & Eswaran (1988) évaluent la surface occupée par les vertisols et les sols à tendance vertique à 320 Mha dans le monde, soit 2.4 % de la surface totale. En Inde, ces sols représentent 22.2 % de la surface du pays (Murthy *et al.*, 1982). Ces sols sont généralement fertiles et comptent parmi les plus fertiles des régions tropicales (Duchaufour, 1977). Dans l'arc caribéen, les sols agricoles sont très majoritairement des vertisols occupant les zones à faible pente (Ahmad, 1982), d'où leur importance agronomique. Cultivés depuis plusieurs siècles en canne à sucre, ils sont maintenant de plus en plus utilisés pour des cultures maraîchères avec l'introduction de l'irrigation.

La mise en valeur agricole des vertisols dans les zones tropicales à saison sèche marquée reste en effet liée à la maîtrise de l'excès d'eau et de l'irrigation. Lors de la saison des pluies, le drainage permet l'évacuation d'un excès d'eau préjudiciable à certaines cultures (Gumbs, 1982) et qui rend impossible tout travail du sol (Johnson *et al.*, 1982; Ahmad, 1988). Inversement, lors de la saison sèche, l'existence d'une période de déficit hydrique rend nécessaire la mise en oeuvre de l'irrigation qui doit s'accompagner de la définition de bonnes pratiques culturales (Luthin, 1982; Ney, 1987). **Ce sont les caractéristiques physiques de ces sols, liées à leur très forte teneur en argile, qui limitent leur mise en valeur agricole**.

La porosité des vertisols se décompose en trois compartiments distincts :

(i) macro-fissures : les mouvements de retrait sous l'effet de la dessiccation créent une fissuration du sol. Ces fissures ne sont pas diffuses mais s'organisent le long d'un réseau unique dont la taille de la maille est d'environ 50 cm. Elles peuvent atteindre une profondeur supérieure à 1 m et une ouverture en surface de plusieurs centimètres. Elles déterminent des massifs ou prismes non fissurés, dont la structure interne est essentiellement continue ou massive. Deux types de porosité coexistent au sein de ces massifs :

(ii) une porosité dite **structurale intra-massif** essentiellement formée par l'activité biologique du sol (conduits racinaires, développement de filaments mycéliens, trous de vers de terre, ...). Le diamètre des pores varie de 10 µm à plusieurs millimètres,

(iii) une porosité fine dite **matricielle** formée par l'arrangement élémentaire des particules argileuses.

Les macro-fissures ne retiennent pas l'eau : elle s'y écoule rapidement et gravitairement jusqu'à la profondeur de fermeture. Ces fissures ouvertes constituent autant de cheminement préférentiels pour l'eau. Lorsqu'elles atteignent le substratum plus perméable, ce qui est le cas en Grande-Terre de Guadeloupe, on se trouve alors confronté à des problèmes de gaspillage d'eau et de pollution des nappes phréatiques par entraînement de substances dissoutes et de

particules en suspension. Ainsi Graham *et al.* (1992) montrent la présence d'atrazine en profondeur exclusivement le long et au fond des fissures.

La porosité structurale intra-massif est équivalente à la Réserve en eau Facilement Utilisable (RFU) du sol (Ozier-Lafontaine, 1992) et l'eau semble la remplir rapidement de façon "préférentielle" par rapport à la porosité matricielle (Cabidoche & Ozier-Lafontaine, 1995 ; Lin, 1995).

La très faible conductivité hydraulique de la matrice argileuse (inférieure à 1 $cm \cdot j^{-1}$ à saturation) rend l'eau matricielle très peu mobile et très peu disponible pour les plantes : la transpiration diminue très fortement dès que celle-ci est sollicitée (Ozier-Lafontaine, 1992). De plus, le sol devient très peu perméable lorsque les fissures se sont refermées. La quasi totalité de l'eau apportée sur un vertisol aux fissures fermées ruisselle, ce qui engendre alors des problèmes de crues, d'érosion et de pollution du réseau hydrographique superficiel.

La gestion de l'apport d'eau dans de tels sols est donc un exercice délicat qui consiste à remplir la porosité structurale sans refermer les fissures ni favoriser les écoulements rapides macro-fissuraux.

L'objectif de ce travail est l'étude expérimentale et numérique de l'infiltration de l'eau dans les différentes porosités d'un vertisol de Guadeloupe, en prenant en compte l'évolution des fissures au cours du temps. Ce mémoire se découpe en trois grandes parties.

Le première partie dresse l'état actuel des connaissances sur notre sujet d'étude. Avant d'aborder les modèles numériques, nous revenons sur la caractérisation de l'espace poral des sols en général et des vertisols en particulier.

La seconde partie est consacrée à la détermination des bases physiques sur lesquelles repose la construction du modèle, et à la caractérisation physique et hydrodynamique du vertisol sur lequel porte notre étude.

La troisième partie décrit le modèle numérique développé. C'est un modèle déterministe, fonctionnel à base mécaniste, établi à l'échelle élémentaire d'un prisme de vertisol inter-fissural qui simule l'infiltration dans les trois compartiments de porosité. Ce modèle est confronté à des expériences d'infiltration menées *in situ* à la même échelle.

PARTIE 1

TRANSFERTS DANS LES SOLS ARGILEUX GONFLANTS - BASES PHYSIQUES ET ETAT DE L'ART.

Introduction de la première partie.

Cette partie est consacrée à une synthèse bibliographique. Elle porte sur les propriétés physiques, sur la modélisation des transferts hydriques dans les sols argileux gonflants à plusieurs compartiments de porosité et en particulier sur la caractérisation physique des vertisols de la Guadeloupe qui constitue notre milieu d'étude.

La chapitre I est consacré à la caractérisation de l'espace poral d'un sol naturel. Nous présentons les critères utilisés dans les sols argileux gonflants en général, et dans les vertisols en particulier. La dernière section de ce chapitre présente une synthèse des résultats caractérisant la porosité structurale du vertisol étudié.

Le chapitre II est consacré aux différentes approches et modèles utilisés pour décrire les transferts hydriques dans des milieux déformables. Après avoir présenté les approches et les modèles utilisés dans des milieux à porosité homogène, nous décrivons les modèles existants de transferts dans les sols déformables à plusieurs compartiments de porosité.

Le chapitre III traite de l'influence du potentiel de gonflement ou *overburden potential* sur la déformation du sol et sur les transferts hydriques à partir d'une analyse critique de résultats expérimentaux existants.

I. Caractérisation de l'espace poral d'un sol naturel.

I. CARACTERISATION DE L'ESPACE PORAL D'UN SOL NATUREL. 10

I.1 CRITERES DE CARACTERISATION GENERAUX. 11
I.1.1 Texture et structure du sol. *11*
I.1.2 Micro-, méso- et macroporosité. *12*
I.2 CARACTERISATION DES SOLS ARGILEUX GONFLANTS. 13
I.2.1 Le comportement des argiles. *13*
I.2.2 La courbe de retrait. *15*
I.2.3 Conclusion. *19*
I.3 CARACTERISATION DES VERTISOLS. 20
I.3.1 Définition (Duchaufour, 1977 ; Dudal & Eswaran, 1988) *20*
I.3.2 La courbe de retrait. *22*
I.3.3 Conclusion. *23*
I.4 CARACTERISATION DE LA POROSITE STRUCTURALE DU VERTISOL DE GUADELOUPE ETUDIE. 24
I.4.1 Mesure du volume de la porosité structurale. *24*
I.4.2 Répartition verticale et horizontale. *25*
I.4.3 Distribution de la taille des pores structuraux. *26*
I.4.4 Evolution de la porosité structurale avec la profondeur *27*
I.4.5 Evolution de la porosité structurale au cours du retrait. *28*
I.4.6 Fonctionnement hydrique de la porosité structurale. *28*
I.4.7 Conclusions. *29*
I.5 CONCLUSION DU CHAPITRE. 30

I.1 Critères de caractérisation généraux.

I.1.1 Texture et structure du sol.

Le sol est un système à trois phases : solide, liquide et gazeux. C'est de plus un système hétérogène : la phase solide est constituée de particules élémentaires de composition et de minéralogie différentes (e.g. Hillel, 1974). La taille des particules d'un sol peut varier fortement. Les particules inférieures à 2 µm constituent la phase argileuse ou matricielle du sol; celles supérieures à 2 µm en constituent le squelette. Le rapport du volume des vides du sol au volume apparent forme la porosité totale.

La structure du sol est définie par la taille, la forme et l'arrangement des particules dans le sol.

Trois types de structure peuvent être reconnus :

- **sols à particules isolées** : les particules sont totalement séparées les unes des autres. C'est le cas d'un sable,
- **sols à structure massive** ou sols apédaux : les particules sont liées en blocs massifs de dimension importante,
- **sols à structure en agrégats ou sols structurés** : les particules du sol sont organisées en agrégats. On peut alors distinguer :
  - une structure primaire ou matricielle qui caractérise l'arrangement des particules élémentaires à l'intérieur des agrégats,
  - une structure secondaire qui caractérise l'arrangement des agrégats les uns par rapport aux autres.

La décomposition de la porosité totale du sol en deux compartiments (porosité texturale et structurale) a été proposée par Monnier *et al.* (1973) et Stengel (1979).

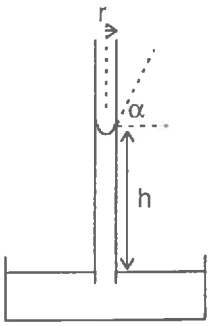
La porosité texturale est la porosité formée par l'arrangement élémentaire des particules constitutives (argile et squelette). Elle est donc entièrement définie par la constitution du sol et est généralement considérée comme relativement stable (Hillel 1974).
La porosité structurale définie par Stengel (1979) est égale à la différence entre la porosité totale du sol et la porosité texturale. Elle représente la fraction de porosité en rapport avec l'histoire du matériau : travail du sol, système d'occupation, activité biologique ...

Lorsque le sol est structuré, les vides formés par l'arrangement relatif des agrégats font partie de la porosité structurale tandis que les vides formés par l'arrangement des particules solides au sein des agrégats forment la porosité matricielle.
Cependant, on peut trouver une porosité structurale dans les sols massifs ou apédaux. Elle est alors exclusivement formée par l'activité biologique.

I.1.2 Micro-, méso- et macroporosité.

Nous prenons ici un critère fonctionnel pour qualifier la porosité d'un sol naturel à partir des diamètres équivalents de pores.

La loi de Jurin permet de déterminer la hauteur d'ascension de l'eau dans un capillaire en fonction de son diamètre :



$$h = \frac{2 \cdot \sigma \cdot \sin\alpha}{\rho_w \cdot g \cdot r}$$

avec:
g: gravité (9.81 m s^{-2}),
ρ_w: masse volumique de l'eau (1000 kg m^{-3}),
σ: tension superficielle de l'eau (0.073 N m^{-1}),
$\alpha=\pi/2$ rad.
h est équivalent à la succion de l'eau, exprimée en centimètre.

La combinaison de la courbe de rétention, qui relie la succion de l'eau dans le sol à la teneur en eau du sol, et de la loi de Jurin permet donc de déterminer la distribution du diamètre équivalent des pores du sol. Lorsque la taille des pores augmente, l'eau ne peut plus être retenue par les forces capillaires.

La classification proposée par Luxmoore (1981), que nous présentons ici, se base sur le mode de transfert d'eau dans des pores de différentes tailles :

- **la microporosité** correspond à l'ensemble des pores de diamètre inférieur à 10µm, dans lesquels l'eau est retenue par des forces capillaires. La succion, exprimée en centimètres de colonne d'eau, est supérieure à 300 cm (0.3 bar ou pF 2.5),
- **la mésoporosité** correspond à l'ensemble des pores de diamètre compris entre 10 et 1000 µm (succion comprise entre 3 cm et 300 cm). L'eau contenue dans cette mésoporosité correspond à la porosité de drainage. La force dominante pour l'écoulement de l'eau est la gravité,
- **la macroporosité** correspond à l'ensemble des pores de diamètre supérieur à 1 mm. Elle est remplie d'eau seulement en cas de submersion de la surface.

Cette classification est arbitraire et Luxmoore en cite d'autres basées sur des critères différents.

La correspondance des différents termes définis dans cette section et dans la section précédente n'est pas immédiate car les critères de classement diffèrent. Cependant, **la porosité texturale peut être plus ou moins assimilée à la microporosité tandis que la porosité structurale regroupe à la fois la mésoporosité et la macroporosité**.

I.2 Caractérisation des sols argileux gonflants.

I.2.1 Le comportement des argiles.

La fraction granulométrique qui détermine d'une manière décisive le comportement physique du sol est l'argile colloïdale. Du fait de sa grande surface spécifique et de son déséquilibre électrique, elle est la substance la plus active dans les processus physico-chimiques.

Le terme argile désigne à la fois les particules de diamètre inférieur à 2 µm et un grand nombre de minéraux qui se présentent sous la forme de microcristaux. Les minéraux argileux les plus importants sont les aluminosilicates arrangés en "unités structurales", de base :

- tétraédrique : (cf. figure I-1a) un atome de silicium est entouré de 4 atomes d'oxygènes,
- octaédrique : (cf. figure I-1b) un atome d'aluminium est entouré de 6 groupes hydroxyles OH.

a : arrangement tétraédrique, *b : arrangement octaédrique.*

Figure I-1: unités structurales de base des aluminosilicates.

Les tétraèdres ou octaèdres sont liés par les sommets et forment ainsi les couches tétraédriques ou octaédriques. **Les couches se lient elles-mêmes entre elles pour former les feuillets argileux**. Suivant le nombre des couches octaédriques et tétraédriques dans un feuillet élémentaire, on distingue deux grands groupes de matériaux argileux :

- dans les minéraux 1:1 (tels que la kaolinite), une couche octaédrique est attachée à une couche tétraédrique par l'intermédiaire des atomes d'oxygène.
- dans les minéraux 2:1 (tels que la montmorillonite), chaque couche octaédrique est attachée par ses deux faces à une couche tétraédrique.

L'arrangement de plusieurs feuillets élémentaires forme une particule élémentaire (cf. figure I-2). Les molécules d'eau peuvent s'adsorber à la surface des feuillets d'argile où elles sont retenues par des forces polaires. Elles provoquent alors le coulissement des feuillets et donc le gonflement du sol.

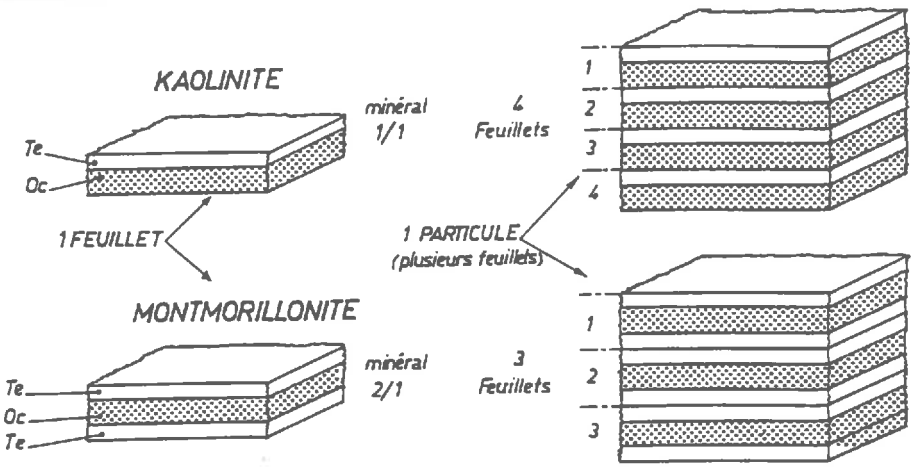


Figure I-2 : représentation schématique d'une particule d'argile.

Les travaux de Tessier (voir par exemple Wilding & Tessier 1988) ont montré que dans les pâtes argileuses de montmorillonite Ca (saturées en calcium), l'organisation élémentaire des particules d'argile était la suivante (cf. figure I-3):

- les particules d'argile sont formées d'une cinquantaine de feuillets relativement rigides,
- ces feuillets sont très rapprochés les uns des autres ; la quantité d'eau inter - feuillets est très faible et fortement liée,
- les particules d'argile forment un réseau qui délimite des pores inter - particules de diamètre environ 2 µm.

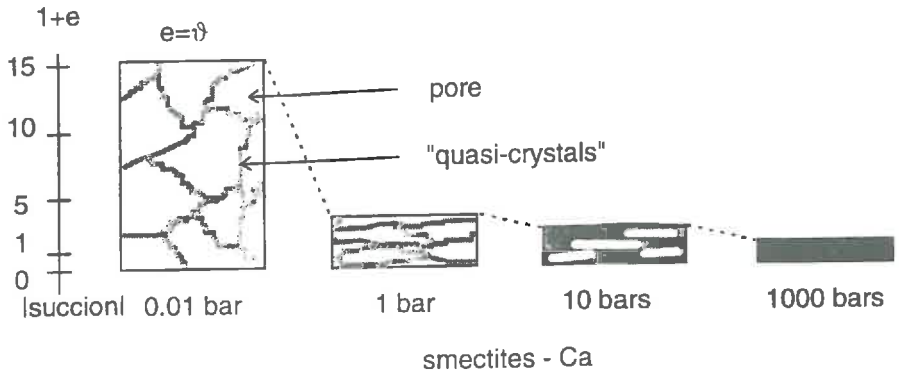


Figure I-3 : illustration schématique du retrait d'une pâte argileuse de smectite-Ca (d'après Wilding & Tessier, 1988)

On peut donc définir **une porosité inter - particules et une porosité intra - particules**. Le départ de l'eau interparticulaire provoque la déformation du réseau particulaire, la contraction des pores interparticulaires et donc le retrait de la pâte argileuse. L'eau de la porosité

intraparticulaire est fortement liée aux feuillets et son départ ne peut se faire qu'à des succions élevées. **Ces deux types de porosité forment la porosité texturale**.

Les sols argileux gonflants possèdent une quantité d'argile (particulièrement de type 2:1) à cations de liaison de grande taille à l'état hydraté (Ca, Mg) suffisante pour que leur propriété de gonflement / retrait soit visible :

- ils se fissurent sous l'effet de la dessiccation,
- ils gonflent et les fissures se referment sous l'effet de la réhumectation.

Le suivi des variations de volume d'un échantillon de sol en fonction d'une variable reflétant son état hydrique (teneur en eau, potentiel, ...) constitue la courbe de retrait. **De nouveaux compartiments de porosité sont alors définis sur un nouveau critère basé non pas sur la courbe de rétention, mais sur la courbe de retrait.**

I.2.2 La courbe de retrait.

Considérons un échantillon de sol dont le volume apparent est V. Dans la suite, les indices a, s, w se rapportent respectivement à l'air, au solide et à l'eau contenus dans ce volume V.

Nous avons :

$$V = V_a + V_s + V_w$$

Nous pouvons considérer que les particules solides sont incompressibles, d'où il vient que :

$$V_s = constante$$

Lorsque le milieu est rigide, son volume apparent reste constant : tout départ d'eau se traduit par un accroissement du même volume d'air à l'intérieur de l'échantillon. Ceci n'est plus le cas dans un milieu gonflant, ce qui peut s'écrire :

$$V = V(V_w) = V_s + V_a(V_w) + V_w$$

- **Courbe de retrait d'une pâte argileuse :**

Les premiers travaux ont porté sur des pâtes argileuses saturées et ont permis de définir les phases de **retrait normal, résiduel** et **de non - retrait** (Tempany, 1917 ; Haines, 1923 ; Keen, 1931 ; cités par Bruand & Cabidoche, 1991) :

- lors du **retrait normal**, tout départ d'eau est exactement compensé par une diminution du même volume apparent de l'échantillon :

$$\Delta V = \Delta V_w\ (<0),\ \Delta V_a = 0.$$

Dans la représentation choisie ($V=f(V_w)$), cela se traduit par une pente de valeur 1,

- lors du **retrait résiduel**, la diminution du volume de l'échantillon est inférieure à la diminution du volume d'eau :

$$\Delta V = \Delta V_a + \Delta V_w \text{ avec } \Delta V_a > 0 \text{ et } \Delta V_w < 0.$$

Il y a donc augmentation du volume d'air. Sur la courbe de retrait, la pente est inférieure à 1,

- lors de la phase de **non retrait**, le volume apparent de l'échantillon reste fixe. Les particules solides ont pris un aménagement le plus compact possible :

$$\Delta V = 0, \Delta V_a = - \Delta V_w.$$

Sur la courbe de retrait, cela se traduit par une pente nulle.

Sur un graphe $V=f(V_w)$, l'évolution de V au cours du retrait a la forme donnée sur la figure I-4.

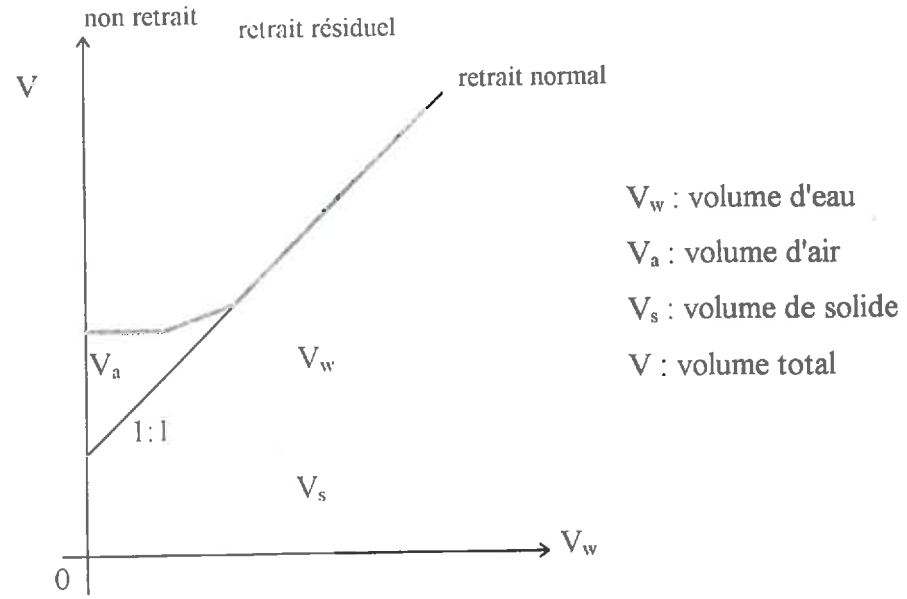


Figure I-4: schéma de la courbe de retrait d'une pâte argileuse.

Dans ce type de sol, on définit la porosité matricielle comme celle qui se vide lors du retrait normal et résiduel. Elle est alors équivalente à la porosité texturale.

- **Courbe de retrait d'échantillons de sol non remaniés :**

Par ailleurs, Stirk (1954) a travaillé à partir d'échantillons de sol non remaniés. Il a remarqué qu'aux fortes teneurs en eau, la diminution du volume apparent était inférieure à la diminution

du volume d'eau. Il y avait alors création d'un certain volume d'air qui restait stable lors de la poursuite du retrait. Il définit ainsi une phase de **retrait structural** (cf. figure I-5). Les points d'entrée d'air sont définis dans la section I.3.2.

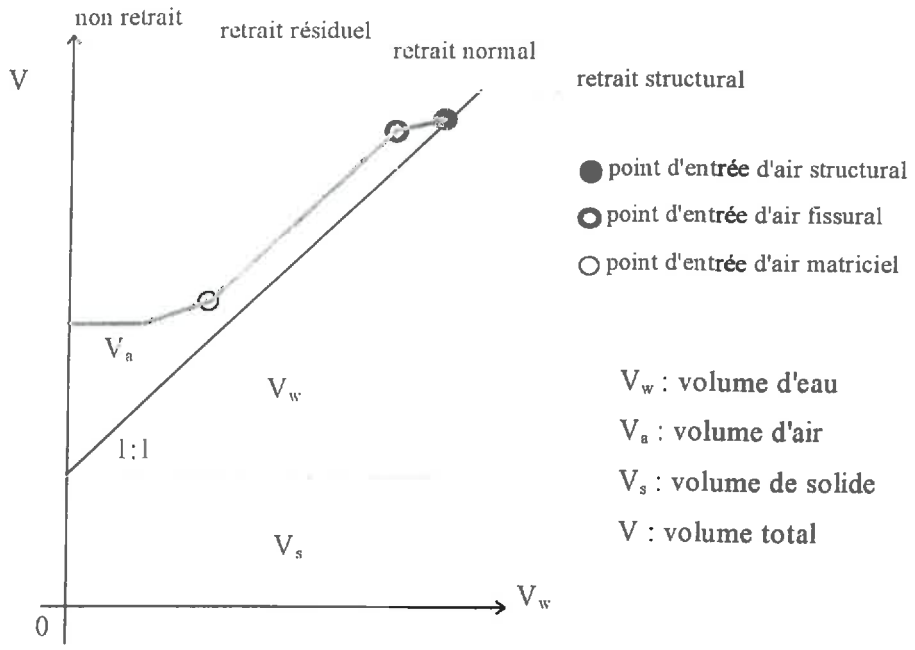


Figure I-5 : schéma de la courbe de retrait d'un échantillon naturel de sol argileux.

Yule & Ritchie (1980a), puis McIntyre & Sleeman (1982) ont montré que la phase de retrait structural au sens de Stirk correspondait à la phase de vidange des pores structuraux au sens de la section I.1 : le volume d'air qui se crée lors de la phase de retrait structural correspond alors à la **porosité structurale**.

- **Courbe de retrait d'échantillons de sol structurés :**

Dans le cas de sols structurés, il existe un lien étroit entre la forme de la courbe de retrait et la taille des échantillons naturels utilisés. Par exemple, pour pouvoir observer une phase de retrait structural, la taille des échantillons doit être supérieure à la taille des éléments structuraux (Bronswijk, 1991).

Reeve & Hall (1978) montrent que la forme de la courbe de retrait dépend du degré de développement de la structure des échantillons de sols étudiés.

Bruand & Prost (1987) montrent que la courbe de retrait, pour des échantillons qui diffèrent seulement par leur taille, est à chaque fois différente (cf. figure I-6). La courbe de retrait obtenue par ces auteurs sur des échantillons de grande taille (au moins centimétrique, cf. figure I-6) montre une augmentation du volume d'air au cours du retrait normal. Celle-ci est due à l'écartement des agrégats élémentaires de taille sub-centimétrique (Bruand & Cabidoche, 1991) et donc à la création de fissures secondaires au sein de l'échantillon.

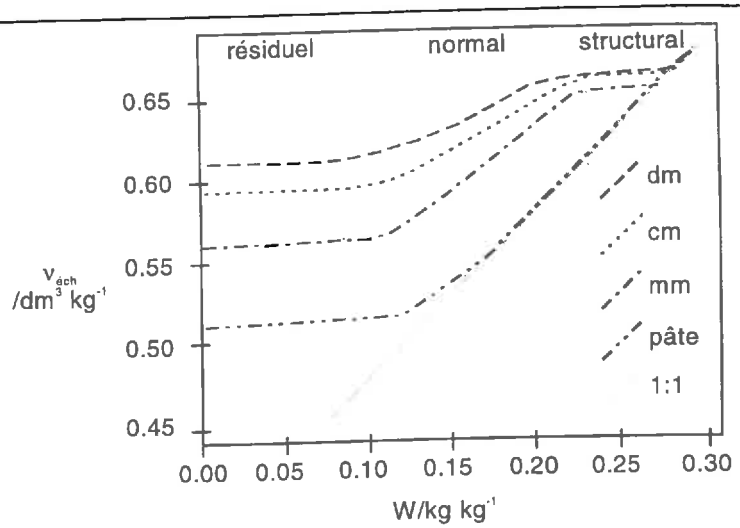


Figure I-6 : influence de la taille des échantillons sur la détermination de la courbe de retrait.

(d'après Bruand & Prost, 1987).

L'évolution de la fissuration intra-échantillon au cours du retrait a été étudiée par Hallaire (1988ab) sur des échantillons de taille décimétrique. Pour le type de sol étudié, il distingue deux phases. Une première phase du retrait provoque l'écartement des éléments structuraux par l'ouverture de micro - fissures horizontales et verticales délimitant ces éléments. La seconde phase de retrait provoque le rapprochement des éléments structuraux élémentaires qui forment des éléments structuraux de taille supérieure délimités par un réseau plus lâche de fissures (cf. figure I-7).

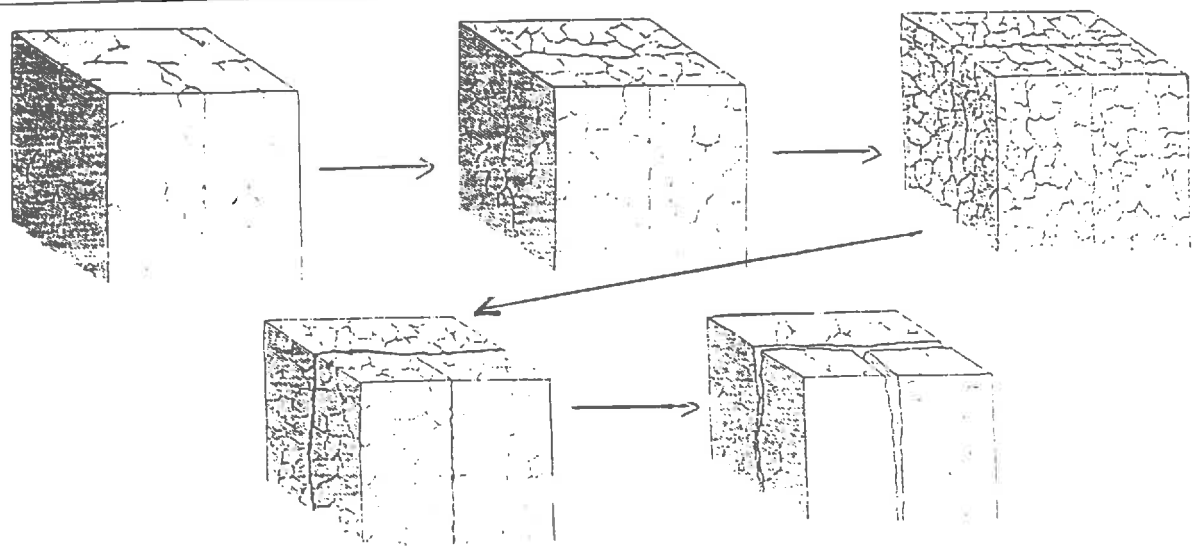


Figure I-7 : évolution schématique de la structure du sol.

(d'après Hallaire, 1988b).

I.2.3 Conclusion.

Dans les sols argileux gonflants, la caractérisation de l'espace poral peut se faire sur un critère basé sur la courbe de retrait d'échantillons non remaniés. A partir de la saturation, on distingue :

(i) la phase de **retrait structural** correspond à la désaturation de la **porosité structurale**. Le retrait du sol est inférieur à la perte d'eau de l'échantillon. Il y a donc entrée d'air dans cette porosité. A la fin de cette phase de retrait, la porosité structurale est totalement vide d'eau.

(ii) la phase de **retrait normal** correspond ensuite à la vidange de la **porosité matricielle**. Au cours de cette phase, les particules argileuses se réarrangent continuellement et la porosité matricielle reste saturée.

(iii) la phase de retrait résiduel, puis la phase de non - retrait, correspondent ensuite à la désaturation de la porosité matricielle.

Les travaux menés sur des pâtes argileuses ont montré que **la porosité matricielle est égale à la porosité texturale** précédemment définie. De même, la porosité structurale (du retrait structural) est équivalente à la porosité structurale de la section I.1.

L'évolution de la porosité structurale au cours du retrait normal dépend alors de la taille des échantillons et de la structure physique du milieu étudié. Nous allons voir dans la section suivante comment elle évolue dans le cas des vertisols sur lesquels porte notre étude.

I.3 Caractérisation des vertisols.

I.3.1 Définition (Duchaufour, 1977 ; Dudal & Eswaran, 1988).

Les vertisols regroupent une partie des sols argileux gonflants dont les propriétés de gonflement - retrait sont fortement marquées. Cette propriété est déterminée par la quantité d'argile présente (supérieure à 30 %) et par sa nature minéralogique (essentiellement montmorillonite). Ils se rencontrent essentiellement dans les zones tropicales (60 %) et subtropicales (30 %) à saison sèche marquée.

Leurs propriétés pédomorphologiques sont les suivantes.

- **Couleur :**

Ils sont souvent de couleur noire, malgré une faible teneur en matière organique. Ils peuvent être quelquefois de couleur marron (sols chromiques).

- **Structure :**

Elle évolue en fonction de l'état hydrique. Le caractère essentiel du profil des vertisols est son homogénéité. Seules de faibles variations de la structure peuvent être décelées. Dans le cas le plus favorable, rarement rencontré, cinq zones peuvent être distinguées (cf. figure I-8) :

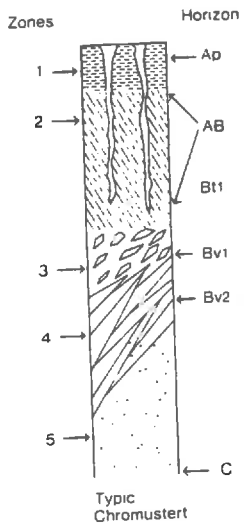


Figure I-8 : profil pédologique type d'un vertisol, (d'après Dudal & Eswaran, 1988).

- zone 1 : elle comprend les 25 premiers centimètres ou la profondeur de la zone travaillée. Elle est formée de larges prismes (taille décimétrique). Elle présente une structure grossière, polyédrique angulaire. Il peut se différencier une structure moins grossière par "self-mulching" qui se traduit par la création de "grumeaux anguleux" dont la largeur est inférieure à 1 cm,

- zone 2 : d'une épaisseur comprise entre 10 et 30 cm, elle possède globalement la même structure grossière que précédemment. Les éléments structuraux peuvent éventuellement s'agglomérer en massifs continus dont la taille est alors de plusieurs décimètres,

- zone 3 : son épaisseur varie de 10 cm à plus de 1 m ; dans ce cas, elle rejoint directement la zone 5. La structure est plutôt de type en fuseaux ou en plaquettes, l'axe principal étant incliné de 10 à 60 ° par rapport à l'horizontal. Les éléments structuraux sont décimétriques, de forme orthorhombique et sont délimités par des faces de glissement (plans lissés),

- zone 4 : c'est la zone à "slickensides" ou faces de glissement. Son épaisseur est variable (cf. zone 3). Les faces de glissement délimitent des éléments structuraux de plus grande taille que dans la zone 3 (surfaces de 600 à 2000 cm²). C'est la zone la plus profonde que peuvent atteindre les fissures de retrait,

- zone 5 : c'est la zone d'argile continue, à structure réellement massive. Elle présente des accumulations de gypse ou de carbonates. Les variations de teneurs en eau y sont très faibles.

Une (ou plus) des zones 2 à 4 peut être absente. Cependant, **au moins une des zones 3 et 4 doit être présente** pour pouvoir rattacher le sol à l'ordre des vertisols.

- **Réseau fissural :**

Les fissures se développent lors des périodes de dessiccation. Elles s'organisent en un réseau plus ou moins régulier, identique d'une année à l'autre. Pour qualifier le sol de vertisol, **les fissures doivent atteindre une ouverture supérieure à 1 cm à 50 cm de profondeur**.

La maille du réseau fissural est définie par la taille des massifs continus qui se forment dans la zone 2. Généralement, la maille est de l'ordre de plusieurs décimètres. Aucune fissuration secondaire ne se développe au sein des massifs ainsi délimités par ce que nous appellerons le réseau de **macro-fissures**.

En conclusion, la structure des vertisols est très homogène sur tout le profil, exception faite du premier décimètre. Le réseau de macro-fissures délimite des massifs qui contiennent des éléments structuraux de taille décimétrique.

Dans l'horizon profond, non travaillé, ces prismes sont continus ; les faces de glissement délimitent les éléments structuraux qui ne sont séparés les uns des autres que par ces plans de moindre cohésion sans porosité. La structure des massifs est donc massive en profondeur.

Dans l'horizon de surface, on peut trouver des agrégats de petites tailles formés par le travail du sol et les successions d'humectation et de dessiccation.

I.3.2 La courbe de retrait.

La structure des vertisols est donc essentiellement de type "massive", la porosité structurale étant seulement d'origine biotique : microfaune du sol, développement racinaire, ...

Pour un vertisol typique représentatif des sols de Grande-Terre de Guadeloupe, Cabidoche *et al.* (1986) obtiennent des courbes de retrait identiques pour des échantillons de quelques dizaines à quelques centaines de cm^3 (cf. figure I-9), le volume structural restant fixe au cours du retrait normal. Dans ce cas, le changement de structure au cours du retrait normal se traduit seulement par l'ouverture du réseau de macro-fissures et non par une micro-fissuration au sein des éléments structuraux de grande taille, comme cela a été mis en évidence sur d'autres types de sol par Hallaire (1988ab).

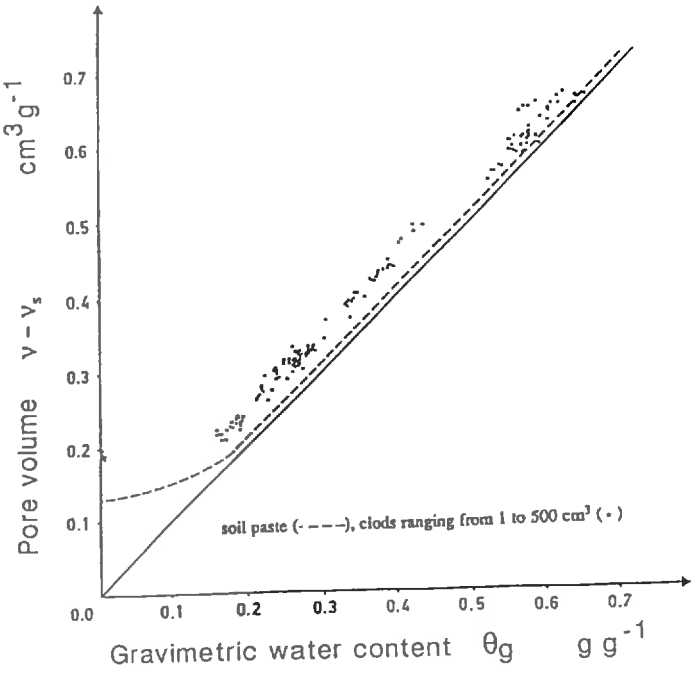


Figure I-9 : courbes de retrait obtenues sur des échantillons de quelques dizaines à quelques centaines de cm^3 de vertisol guadeloupéen.

(d'après Cabidoche et al., 1986).

L'amplitude du retrait structural étant faible (Cabidoche & Voltz, 1995 ; Cabidoche & Ozier-Lafontaine, 1995), la courbe de retrait peut être modélisée par quatre segments de droite définissant trois points d'entrée d'air (cf. figure I-5) :

- le retrait structural correspondant à la désaturation des pores structuraux, le **point d'entrée d'air structural** se positionne au début du retrait structural,

- le retrait normal s'accompagnant de la création d'un réseau de macro-fissures, le **point d'entrée d'air fissural** se situe à la fin du retrait structural et au début du retrait normal, au moment de l'ouverture des fissures (si l'amplitude du retrait structural est nulle),

- lors du retrait résiduel, les particules argileuses ont pris un arrangement compact et elles ne peuvent pas se réorganiser afin de compenser exactement tout départ d'eau. Il y a donc entrée d'air dans la porosité matricielle. On définit ainsi le **point d'entrée d'air matriciel**.

I.3.3 Conclusion.

Les vertisols regroupent les sols aux propriétés de retrait - gonflement marquées. Leurs caractéristiques sont les suivantes :

- les mouvements de sol, dus aux variations d'humidité, créent un réseau de macro-fissures le long d'une maille de plusieurs décimètres,

- ces fissures délimitent des prismes à structure massive sauf dans l'horizon de surface ou des agrégats de taille inférieure au centimètre peuvent quelquefois être trouvés,

- la porosité structurale, que l'on qualifiera de "intra-massif" pour éviter la confusion avec les macro-fissures, est donc essentiellement d'origine biotique.

Leur domaine poral peut donc être subdivisé en **macro-fissures, porosité structurale intra-massifs** et **porosité matricielle**.

Du fait de leur structure massive, la courbe de retrait d'échantillons non remaniés ne dépend pas de la taille des échantillons. Elle peut donc être utilisée pour déterminer la porosité structurale de ces sols.

I.4 Caractérisation de la porosité structurale du vertisol de Guadeloupe étudié.

Le sol sur lequel porte ce travail est un vertisol typique représentatif des sols de la Grande-Terre de la Guadeloupe (Antilles Françaises). Dans cette section, nous faisons une synthèse des données existantes qui caractérisent la porosité structurale d'un tel sol. Ces données ont essentiellement été obtenues par Helly (1990) sur un vertisol cultivé en canne à sucre et situé dans la plaine de la Simonière, qui représente l'un de nos deux sites d'étude.

I.4.1 Mesure du volume de la porosité structurale.

Outre la caractérisation en terme de volume global par l'intermédiaire de la courbe de retrait (e.g. Yule & Ritchie, 1980a), la porosité structurale peut être étudiée par des méthodes micromorphologiques en associant photographie de lames minces, analyse d'image et reconstitution de réseau tridimensionnel (e.g. Scott *et al.*, 1988b). Ces méthodes font parfois appel à une infiltration avec un colorant (Bouma & Dekker, 1978) ou à une imprégnation avec de la résine (Scott *et al.* 1988a; Guillaume, 1997).

Sur la plaine de la Simonière, la porosité structurale a été étudiée à partir de la courbe de retrait par Helly (1990).

La représentation choisie pour cette courbe est la relation liant le volume spécifique de l'échantillon au volume spécifique d'eau. En effet, par définition, les volumes spécifiques des différentes phases d'un échantillon de sol (air, eau, solide) s'additionnent :

$$\nu_{ech} = \frac{V_{ech}}{m_s} = \frac{V_{pores} + V_s}{m_s} = \frac{V_w + V_a + V_s}{m_s} = \nu_w + \nu_a + \nu_s, \qquad \textit{eq. I-1}$$

où l'indice w correspond à l'eau, a à l'air et s au solide. Par définition, en supposant que la masse volumique de l'eau vaut 1000 kg m^{-3}, il y a équivalence entre la teneur en eau pondérale W (en g g^{-1} ou kg kg^{-1}) et le volume spécifique d'eau (en cm^3 g^{-1} ou dm^3 kg^{-1})

Les volumes spécifiques ont été mesurés sur des échantillons de taille centimétrique par poussée d'Archimède dans le pétrole (Monnier *et al.*, 1973) selon la procédure décrite dans Helly (1990).

Les résultats permettent de définir quelques propriétés de cette porosité à partir de la courbe de retrait, dont la forme est équivalente à la figure I-5.

I.4.2 Répartition verticale et horizontale.

A partir de l'analyse des courbes de retrait, Cabidoche *et al.* (1986) et Helly (1990) ont mis en évidence la présence d'un volume d'air structural important sur toute la profondeur des profils étudiés.

Le fait de trouver un tel volume d'air en profondeur montre la présence de la porosité structurale même en profondeur. Ceci ne donne cependant aucune indication sur l'origine de cette porosité, qui peut être déterminée à partir d'observations pédologiques complémentaires.
Dans l'horizon à structure massive (profondeur supérieure à 50 cm), la porosité structurale est seulement d'origine biotique et de forme cylindrique. Ceci est confirmé par des observations à différentes échelles (de la loupe binoculaire au microscope électronique, Helly, 1990). La porosité structurale disparaît en dessous de la profondeur maximale d'enracinement (1.5 m, Ozier-Lafontaine, 1992). **Elle est donc de forme tubulaire en doigts de gants et ne présente aucune possibilité de drainage interne**.

Dans la couche de surface travaillée, le sol présente une structure primaire polyédrique subanguleuse et une structure secondaire formée d'agrégats centimétriques séparés par des vides interconnectés (Helly, 1990).
On retrouve ainsi le découpage de la porosité structurale en différentes formes établi par McIntyre & Sleeman (1982).

Le volume d'air structural trouvé sur des échantillons centimétriques est extrêmement variable d'un échantillon à l'autre (cf. tableau I-1).

Tableau I-1 : valeurs du volume spécifique d'air à différentes profondeurs, la Simonière.

	v_a/ cm^3 g^{-1}		
prof./cm	$\bar{x}$	σ	CV
20-30	0.037	0.017	45 %
60-70	0.021	0.007	35 %
100-110	0.010	0.004	34 %

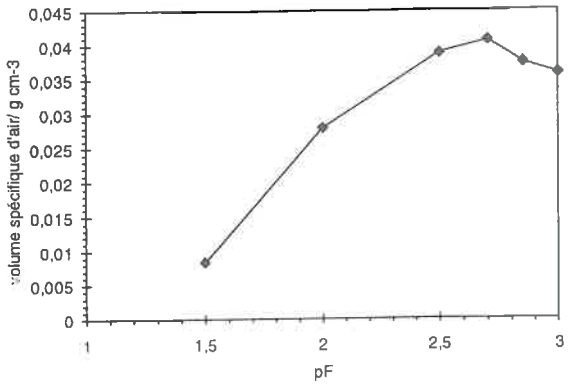
Echantillons de taille centimétrique,
les volumes spécifiques ont été obtenus à pF 2,
10 répétitions par profondeur.
(d'après Helly, 1990)

Cette forte variabilité ne permet pas de conclure quant à l'hétérogénéité horizontale de la porosité structurale.
En effet, si la porosité structurale est d'origine biotique, alors sa formation dépend de l'humidité du sol. Par exemple, Ney (1987) montre que la saturation du sol implique un arrêt du développement racinaire en profondeur. De même, la population microbienne du sol dépend de son degré de saturation (e.g. Sierra, 1994). Or, les transects horizontaux d'humidité du sol sont structurés par le réseau fissural (Jaillard & Cabidoche, 1984). Il est donc possible que

l'hétérogénéité horizontale de la porosité structurale ne soit pas aléatoire mais liée à la distance au bord de fissure.
Des études plus approfondies basées sur des transects de volume d'air structural à partir des bords de prisme permettraient de répondre à cette question. En l'état actuel, **nous considérerons que l'hétérogénéité horizontale de la porosité structurale est d'origine aléatoire**.

I.4.3 Distribution de la taille des pores structuraux.

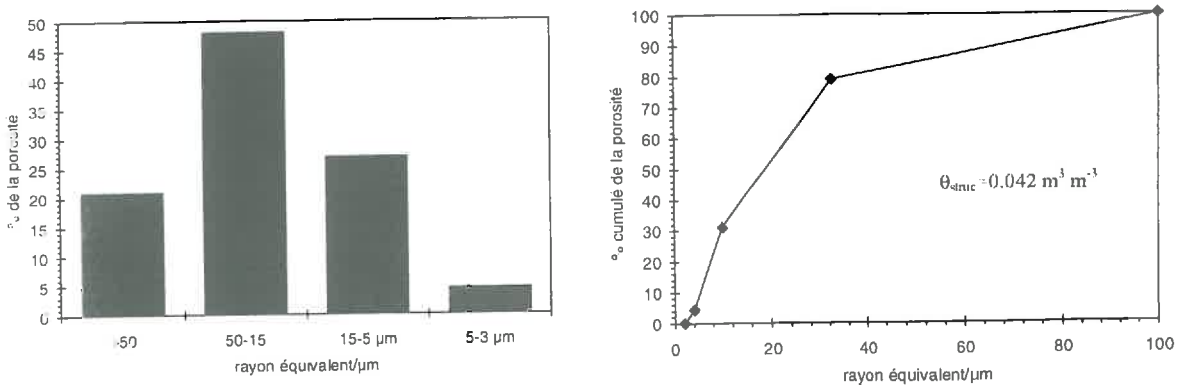
Helly (1990) a mesuré l'évolution du volume d'air structural d'échantillons centimétriques (cf. graphes I-1 et I-2) avec la succion imposée. En se basant sur la loi de Jurin (cf. section I.1.3), il a pu obtenir la distribution de la taille des pores.



Horizon B (35-55 cm) d'un vertisol cultivé en canne à sucre. Parcelle proche de la Simonière.

Graphe I-1: évolution du volume spécifique d'air avec la succion, vertisol, 35-55 cm.

(d'après Helly, 1990)



Horizon B (35-55 cm) d'un vertisol cultivé en canne à sucre. agrégats centimétriques.
Parcelle proche de la Simonière.

Graphe I-2: distribution de la taille des pores structuraux, vertisol, 35-55 cm.

(d'après Helly, 1990)

Le volume d'air augmente jusqu'à une valeur de succion de pF 2.7 (500 cm), ce qui correspond à un rayon équivalent de 3 µm. Il suppose alors que, à cette valeur de succion, la porosité structurale est totalement vidangée, ce qui donne la taille minimale de pore structural.

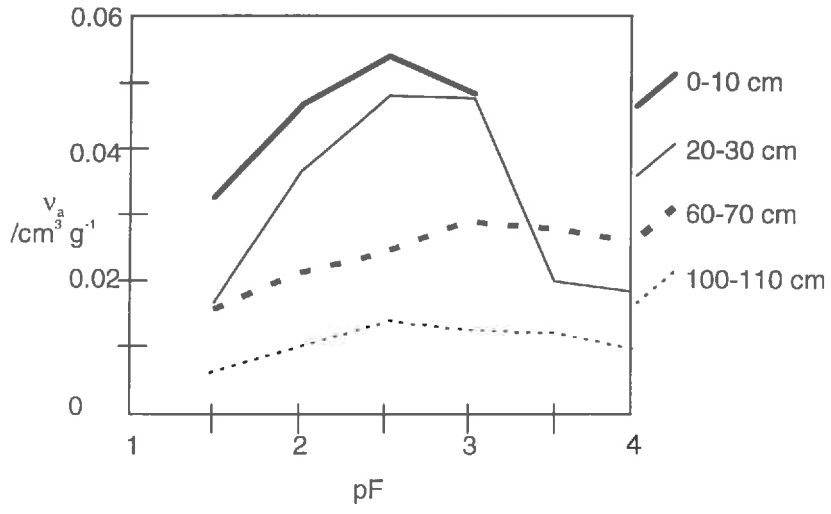
Sur des échantillons de vertisol du Texas, Yule & Ritchie (1980a) ont trouvé que le retrait structural se finissait pour une succion de 0.3 bars, ce qui correspond à un diamètre équivalent de 10 µm. Les valeurs obtenues par Helly (1990) sont donc compatibles avec celles-ci.

On peut rapprocher ces diamètres minimaux aux travaux de Tessier repris dans Wilding & Tessier (1988) qui retient un diamètre maximal équivalent pour le réseau de "quasi-crystals" de 5 µm. Il semble donc qu'il y **ait continuité de la taille des pores entre la porosité matricielle et la porosité structurale**.

Près de 50 % de la porosité structurale est formée par des pores dont le diamètre est compris entre 30 et 100 µm.

I.4.4 Evolution de la porosité structurale avec la profondeur

Elle a été étudiée par Helly (1990) directement sur notre site d'étude de la Simonière (cf. graphe I-3). Le volume d'air maximal est obtenu pour une valeur de pF de l'ordre de 2.5 à toutes les profondeurs (0-10 cm, 20-30 cm, 60-70 cm, 100-110 cm). Le diamètre minimal de la porosité structurale est donc de l'ordre de 10 µm. Le volume d'air structural est plus important en surface qu'en profondeur, ce qui s'explique par une structure secondaire en agrégats centimétriques et donc par l'existence d'un compartiment structural supplémentaire par rapport au reste du profil.



Vertisol cultivé en canne à sucre, plaine de la Simonière.
Profil obtenu à partir d'agrégats centimétriques.

Graphe I-3: évolution du volume d'air structural en fonction de la succion pour différentes profondeurs, la Simonière.

(d'après Helly, 1990).

Il montre également que pour un pF donné, la vidange structurale est d'autant plus avancée à proximité de la surface, ce qui signifie que le nombre de pores grossiers diminue avec la profondeur. A partir de 60 cm de profondeur, il n'observe plus de différence sur la distribution de la taille des pores même si le volume continue à diminuer.

I.4.5 Evolution de la porosité structurale au cours du retrait.

Le volume d'air structural ne disparaît pas lorsque les agrégats sont soumis à des succions supérieures à pF 2.5 (cf. graphes I-1 et I-3). La porosité structurale ne se referme donc pas complètement au cours du retrait.

Ces résultats sont conformes à ceux de la littérature (e.g. Yule & Ritchie, 1980a; McIntyre & Sleeman, 1982; McGarry & Daniells, 1987) et militent pour une forme essentiellement tubulaire ou de type méats interagrégats stables, et non pour un type interagrégats polyédrique.

La diminution observée par Helly (1990) du volume d'air structural avec l'augmentation de la succion (cf. graphes I-1 et I-3) se traduit sur la courbe de retrait par une pente supérieure à celle du retrait normal. Cette diminution a déjà été mise en évidence par McGarry & Daniells (1987). Ils ont montré que la pente de la courbe de retrait était compatible avec une diminution du volume structural proportionnelle au retrait matriciel. **Ceci constitue l'hypothèse de "constriction proportionnelle"**. En termes de volumes spécifiques, cela s'écrit:

$$\nu_a(W) = \nu_a^{ae} \cdot \frac{W + \nu_s}{W^{ae} + \nu_s}, \qquad \textit{eq. I-2}$$

où W est la teneur en eau matricielle pondérale (kg kg^{-1}) et l'exposant ae se réfère au point d'entrée d'air fissural sur la courbe de retrait.
Cette hypothèse a été testée par Helly (1990) sur les échantillons de la Simonière, mais n'a été ni confirmée, ni infirmée. Cependant, Cabidoche & Ozier-Lafontaine (1995) ont montré que la reconstitution des profils d'humidité à partir du modèle de Voltz et Cabidoche (1995) était meilleure sous l'hypothèse de constriction proportionnelle.

I.4.6 Fonctionnement hydrique de la porosité structurale.

Cabidoche & Voltz (1987) et Cabidoche & Ozier-Lafontaine (1995) trouvent dans certains cas une mauvaise reconstitution des profils de teneurs en eau par le modèle de Voltz et Cabidoche (1995). Ils l'expliquent par des teneurs en eau initiales non exclusivement matricielles, alors que le sol n'est pas à son maximum de gonflement. Ils observent que les teneurs en eau qui servent de conditions initiales au modèle ont été mesurées après des épisodes pluvieux. En supposant alors que la porosité structurale est saturée initialement et donc en retranchant aux teneurs en eau initiales la porosité structurale, ils obtiennent une bonne reconstitution des profils.

Ils font donc l'hypothèse de l'existence d'une double cinétique d'infiltration, lente dans la porosité matricielle et rapide dans la porosité structurale.

Ces résultats suggèrent **une forte interconnexion de la porosité structurale sur tout le profil et un remplissage rapide qui s'accompagne d'échanges réduits avec la matrice du sol**, de type *short-circuit* (Bouma & Dekker, 1978). Ils diffèrent de ceux de Yule & Ritchie (1980a) et de McIntyre & Sleeman (1982) qui montrent que l'eau structurale réhumecte rapidement la matrice et que le retrait structural ne s'observe qu'aux fortes teneurs en eau.

I.4.7 Conclusions.

Les résultats présentés caractérisent la porosité structurale d'un vertisol typique de la Guadeloupe de la façon suivante :

(i) le spectre poral structural s'étend de façon continue d'un rayon de l'ordre de 10 µm à plusieurs mm. Près de 50 % de la porosité structurale est composée de pores dont le diamètre équivalent est compris entre 30 et 100 µm,

(ii) l'origine de la porosité structurale est biotique dans les couches non travaillées des vertisols. En surface, on retrouve également une porosité inter - agrégats,

(iii) cette porosité semble continue et interconnectée horizontalement et verticalement, même si sa valeur diminue avec la profondeur et disparaît sous la profondeur maximale d'enracinement. Elle est observée sur des échantillons centimétriques à décimétriques et est de plus très hétérogène,

(iv) elle semble se remplir et se vider (par pompage racinaire) sans interactions avec la matrice du sol, ce qui est en contradiction avec d'autres résultats publiés (Yule et Ritchie, 1980b; McIntyre et Sleeman, 1982).

I.5 Conclusion du chapitre.

La diversité des critères objectifs utilisés par les divers auteurs les a conduit à caractériser l'espace poral par un vocabulaire propre à chacun d'eux. Les pédologues qui s'intéressent aux divers niveaux d'assemblage des particules solides du sol ont défini les porosités texturale et structurale. Ceux qui ont étudié les sols argileux gonflants ont défini les différents compartiments de porosité en référence à la courbe de retrait. Les hydrologues ont basé leur classification sur le mode d'écoulement de l'eau dans les pores des sols, donc en référence à la courbe de rétention.

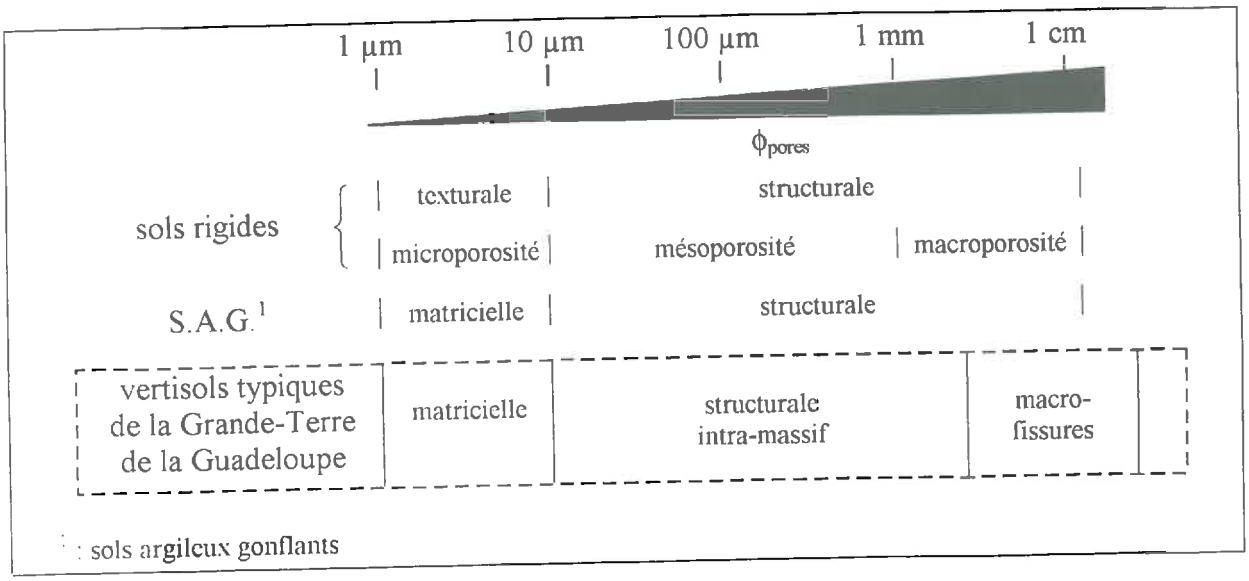
Nous avons défini dans cette section les équivalences entre les différents termes utilisés. Les sols argileux gonflants présentent une complexité supplémentaire du fait des variations des différents compartiments de porosité avec l'humidité.

Dans la suite, lorsque les sols auront **un seul compartiment de porosité, nous parlerons de sols à porosité homogène.** Dans le cas contraire, nous parlerons de sols à **porosité hétérogène**.

La structure d'un sol déformable peut évoluer au cours du retrait si le sol présente une structure agrégée : l'ouverture des fissures et l'écartement des agrégats augmente la porosité structurale de ces sols. Si elle est massive (cas du vertisol étudié), la porosité structurale reste stable.

La porosité du vertisol de Guadeloupe étudié par rapport aux autres systèmes peut finalement être synthétisée sur le tableau suivant :

Tableau I-2 : caractérisation des porosités d'un vertisol par rapport aux classifications existantes.



II. Description des approches et modèles utilisés dans l'étude des transferts hydriques dans les milieux déformables.

II. DESCRIPTION DES APPROCHES ET MODELES UTILISES DANS L'ETUDE DES TRANSFERTS HYDRIQUES DANS LES MILIEUX DEFORMABLES..... 31

II.1 LES APPROCHES UTILISEES DANS LES MILIEUX A POROSITE HOMOGENE..... 32
II.1.1 Approche géotechnique..... 32
II.1.2 Approche des physiciens du sol..... 34
II.1.3 Conclusion..... 37
II.2 MODELISATION DES TRANSFERTS DANS LES MILIEUX GONFLANTS A POROSITE HOMOGENE..... 38
II.2.1 Modèles numériques basés sur une description eulérienne..... 38
II.2.2 Modèles numériques basés sur une description lagrangienne..... 39
II.2.3 Conclusion..... 40
II.3 MODELISATION DES TRANSFERTS DANS LES MILIEUX GONFLANTS A POROSITE HETEROGENE..... 41
II.3.1 Introduction..... 41
II.3.2 Classification générale des modèles d'après Di Pietro (1990)..... 41
II.3.3 Applicabilité des modèles macroscopiques aux sols gonflants à porosité hétérogène..... 44
II.3.4 Conclusion..... 47
II.4 CONCLUSION DU CHAPITRE..... 48

II.1 Les approches utilisées dans les milieux à porosité homogène.

Depuis quelques années, plusieurs synthèses ont traité des transferts dans les milieux déformables à porosité homogène : Vauclin (1988), Angulo-Jaramillo (1989), Kim *et al.* (1993), Garnier (1996). Reprenant la classification de Vauclin, nous pouvons dire en résumé que deux grands types d'approche existent :

- les géotechniciens considèrent les contraintes extérieures et intérieures du matériau comme le moteur principal de la déformation : les mouvements d'eau sont alors la conséquence du réarrangement des particules solides,

- les physiciens du sol s'intéressent aux transferts hydriques en premier lieu : la déformation du milieu poreux est alors la conséquence des mouvements d'eau.

II.1.1 Approche géotechnique.

Les approches géotechniques assimilent le milieu déformable à un milieu continu et utilisent la théorie de l'élasticité.

II.1.1.1 Milieu saturé.

Terzaghi (1923, cité par Vauclin, 1988) définit la notion de contrainte efficace σ' au sein d'un milieu poreux saturé comme la différence entre la contrainte totale σ et la pression de la phase liquide :

$$\sigma' = \sigma - \rho_w g \psi , \qquad eq.\ II\text{-}1$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau, g la gravité, ψ la hauteur d'eau ou charge hydraulique. Il a ensuite appliqué cette notion à l'étude du tassement d'un échantillon argileux sous l'effet d'une charge extérieure et l'écoulement d'eau consécutif.
La notion de contrainte efficace est validée expérimentalement depuis de nombreuses années. Elle apparaît être l'unique variable d'état nécessaire à la description du comportement mécanique d'un milieu poreux saturé (Fredlung & Rahardjo, 1994, chapitre 3).

II.1.1.2 Milieu non saturé.

Le milieu poreux non saturé est considéré classiquement comme un milieu à trois phases, ou à quatre, la quatrième étant l'interface air - eau (cf. les auteurs cités par Vauclin, 1988; Fredlung & Rahardjo, 1994). Deux variables d'état sont maintenant nécessaires pour décrire la

déformation du milieu poreux : la contrainte totale σ et la pression u_w de l'eau (inférieure à la pression atmosphérique). De nombreux auteurs ont tenté de définir une variable unique, combinaison des deux variables précédentes, qui permette de décrire le comportement mécanique du milieu poreux. Ainsi, Bishop (1959, cité par Fredlung & Rahardjo, 1994) définit une contrainte efficace en milieu non saturé par :

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + \chi(S_r)\cdot(u_a - u_w) \qquad \textit{eq. II-2}$$

avec S_r le taux de saturation de la porosité, u_a la pression de l'air et $\chi = 1$ pour S_r = 100 %, $\chi = 0$ pour S_r = 0 %. La difficulté réside dans l'obtention de la relation $\chi(S_r)$ qui dépend de chaque milieu poreux étudié.

Cette notion de contrainte efficace est remise en question par de nombreux auteurs, et Fredlung & Morgenstern (1977, cité par Fredlung & Rahardjo, 1994) montrent la nécessité d'utiliser deux couples de variables d'état choisis parmi $(\sigma - u_a)$, $(\sigma - u_w)$, $(u_a - u_w)$. L'établissement des équations décrivant la déformation du milieu poreux en fonction des variations du couple de variables d'état choisi passe alors par la détermination de relations constitutives (Fredlung & Rahardjo, 1994, chapitres 8, 12, 13; Garnier, 1996) reliant :

(i) l'arrangement élémentaire des particules de solide, représenté par l'indice de vide ***e*** (rapport du volume de vide au volume de solide), aux variations des variables d'état :

$$e = f\left((\sigma - u_a),(u_a - u_w),e_0\right), \qquad \textit{eq. II-3}$$

(ii) le taux de saturation S_r de la porosité aux variations de ces mêmes variables :

$$S_r = g\left((\sigma - u_a),(u_a - u_w),S_{r,0}\right), \qquad \textit{eq. II-4}$$

où l'indice 0 se réfère à un état initial donné. Dakshanamurthy *et al.* (1984) développent ainsi les équations couplées de déformation du milieu poreux et de l'écoulement de l'eau et de l'air, mais aucune validation expérimentale n'est proposée.

Dans le cas où la contrainte σ est nulle, la détermination de ces deux fonctions revient à déterminer la relation $e = f \circ g^{-1}(S_r) = h(S_r)$ qui est une des représentations de la courbe de retrait classiquement utilisée en science du sol.

II.1.1.3 Conclusion.

Deux variables d'état sont nécessaires pour décrire complètement les transferts hydriques et les déformations du milieu poreux non saturé. L'approche géotechnique nécessite alors la détermination des relations constitutives qui sont en fait des fonctions. La détermination complète de ces fonctions est difficile et demande beaucoup de temps (Garnier, 1996).

De plus, ces différentes approches se basent sur la théorie de l'élasticité dont on sait qu'elle ne peut pas représenter correctement les déformations de fortes amplitudes que l'on peut trouver dans le premier mètre de sol du fait de la non-linéarité des déformations et de l'existence d'un domaine plastique (Schlosser, 1983).

II.1.2 Approche des physiciens du sol.

L'accent est mis sur les écoulements d'eau. La connaissance des états de contraintes mécaniques à l'intérieur du milieu poreux n'est pas considérée comme nécessaire pour décrire la déformation du milieu poreux. Les milieux étudiés ont essentiellement été des pâtes argileuses ou des sols non consolidés susceptibles de se déformer dans une seule direction. Dans ce cas, nous parlerons de **milieux unidimensionnels**.

II.1.2.1 Description eulérienne des transferts.

Cette approche a été initiée par Nakano *et al.* (1986), puis par Angulo (Angulo-Jaramillo, 1989). Dans cette description, l'observateur se place dans un référentiel fixe *R=(t,(O,x,y,z))*. Le milieu étudié est une pâte argileuse unidimensionnelle à porosité homogène. Les fluides et les particules solides sont donc en mouvement et il est nécessaire de décrire ces trois types de transferts. Sur la base des hypothèses suivantes (Vauclin, 1988) :

1 - la porosité matricielle est homogène et isotrope,
2 - les particules de solide sont incompressibles et chimiquement inertes,
3 - l'eau est pure et incompressible,
4 - l'écoulement d'eau est isotherme et hydrodynamiquement stable,
5 - les transitions de phase et les transferts sous forme vapeur sont négligeables,
6 - nous pouvons définir un volume élémentaire représentatif commun à l'ensemble des variables et des paramètres,
7 - pas de présence de sources ou de puits de matière,
8 - la loi de Darcy est applicable à l'écoulement d'eau,

les équations de continuité établies dans un volume élémentaire représentatif fixe pour l'eau et le solide s'écrivent :

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \theta_w}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot \mathbf{q}_{w\,o} = \vec{\nabla} \cdot \left(K_{w\,o} \cdot \vec{\nabla} \phi_w \right) \\ \dfrac{\partial \theta_s}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot \mathbf{q}_{s\,o} = \vec{\nabla} \cdot \left(K_{s\,o} \cdot \vec{\nabla} \phi_s \right) \end{cases} \qquad \textit{eq. II-5}$$

avec : $\mathbf{q}$ le flux, l'indice w pour l'eau, s pour le solide, /o pour le référentiel fixe; θ la teneur volumique, ϕ le potentiel total et K la conductivité. K_o représente la conductivité apparente car elle dépend de l'observateur. Les particules solides sont supposées se mettre en mouvement

sous l'action d'un gradient de potentiel de la phase solide. Nous reviendrons sur le potentiel total de l'eau dans un milieu déformable dans le chapitre III.

En se plaçant dans le cas d'écoulements monodimensionnels verticaux, Nakano *et al.* (1986) et Angulo-Jaramillo (1989) utilisent cette approche pour déterminer la conductivité hydraulique d'échantillons de bentonite.

Cette approche nécessite le suivi des transferts d'eau et de solide et rend la mesure de la conductivité dépendante de l'observateur. De plus, les conditions à la limite ne sont pas forcément simples à exprimer sur des surfaces mobiles (Garnier, 1996).

II.1.2.2 Description lagrangienne des transferts.

Historiquement, cette description a été la première utilisée pour des milieux déformables (Zaslavsky, 1964). Dans cette approche dite également matérielle, l'observateur décrit les transferts d'eau dans un référentiel mobile $R_m = (t, (O_m x_m y_m z_m))$ lié à la phase solide du sol. Ainsi, l'équation de continuité de la phase solide est implicite et seules les équations relatives aux transferts d'eau doivent être décrites.

Raats & Klute (1968, 1969) utilisent la théorie des mélanges (Truesdell & Toupin, 1960, cités par Raats & Klute, 1968) et arrivent à l'équation de continuité suivante pour un milieu à porosité homogène :

$$\left(\frac{\partial \vartheta}{\partial t}\right)_m = \vec{\nabla}_m \cdot \left(K_{w/s} \cdot \mathbf{j} \cdot \vec{\nabla}_m(\phi_w)\right) = \vec{\nabla}_m \cdot \left(\mathbf{K}_m \cdot \vec{\nabla}_m(\phi_w)\right), \qquad \textit{eq. II-6}$$

où :

- ϑ, rapport du volume d'eau au volume de solide, est l'indice d'eau,
- l'indice w se réfère à l'eau,
- l'indice m se réfère au référentiel matériel utilisé,
- K_{ws} est la conductivité au sens de Darcy (qui s'oppose à la conductivité apparente définie dans le paragraphe précédent),
- $\mathbf{j} = \mathbf{J}^{-1}$ avec $\mathbf{J}$ la matrice de passage du référentiel fixe au référentiel matériel :

$$\vec{\nabla}_m = \mathbf{J} \cdot \vec{\nabla}, \text{ avec}$$

$$\mathbf{J} = \begin{bmatrix} \frac{\partial x}{\partial x_m} & \frac{\partial y}{\partial x_m} & \frac{\partial z}{\partial x_m} \\ \frac{\partial x}{\partial y_m} & \frac{\partial y}{\partial y_m} & \frac{\partial z}{\partial y_m} \\ \frac{\partial x}{\partial z_m} & \frac{\partial y}{\partial z_m} & \frac{\partial z}{\partial z_m} \end{bmatrix}. \qquad \textit{eq. II-7}$$

Dans le cas général, le calcul de $\mathbf{j}$ est "difficile" selon Raats & Klute (1968) et Vauclin (1988), pour ne pas dire impossible sans hypothèses supplémentaires.

Dans le cas très particulier où les transferts hydriques et les déformations sont unidimensionnels verticaux, **J** se simplifie et on retrouve l'équation suivante (Philip, 1969 ; Smiles, 1974) :

$$\mathbf{J}=\begin{bmatrix}1&0&0\\0&1&0\\0&0&1+e\end{bmatrix}\Rightarrow\left(\frac{\partial\vartheta}{\partial t}\right)_m=\frac{\partial}{\partial m}\left(\frac{K_{w/s}}{1+e}\cdot\frac{\partial\phi_w}{\partial m}\right), \qquad \textit{eq. II-8}$$

où :

- m est la coordonnée matérielle, reliée à la coordonnée cartésienne z par la relation différentielle $dm=\frac{dz}{1+e}$,
- e, rapport du volume de vide au volume de solide, est l'indice de vide.

Ces équations ont été validées par confrontation avec des expériences d'infiltration dans des pâtes argileuses (Smiles, 1974).

En général cependant, les sols évolués se déforment dans toutes les directions : l'ouverture et la fermeture des fissures en sont l'illustration. Kim *et al.* (1992d) et Garnier (1996) font alors l'hypothèse que la matrice **J** est diagonale. Dans ce cas, et en utilisant le paramètre d'anisotropie r_s de Bronswijk (1990) pour prendre en compte des déformations non-équidimensionnelles, la matrice J devient :

$$\mathbf{J}=\begin{bmatrix}\frac{dx}{dx_m}&0&0\\0&\frac{dy}{dy_m}&0\\0&0&\frac{dz}{dz_m}\end{bmatrix}=\begin{bmatrix}\left(\frac{(1+e)}{(1+e_0)}\right)^{\frac{1}{2}\left(1-\frac{1}{r_s}\right)}&0&0\\0&\left(\frac{(1+e)}{(1+e_0)}\right)^{\frac{1}{2}\left(1-\frac{1}{r_s}\right)}&0\\0&0&\left(\frac{(1+e)}{(1+e_0)}\right)^{\frac{1}{r_s}}\end{bmatrix}, \qquad \textit{eq. II-9}$$

où l'indice 0 se réfère à un état initial arbitraire donné.

Il faut remarquer que cette expression de **J** n'est qu'une approximation.

En effet, plaçons-nous en deux dimensions et suivons la déformation d'un volume élémentaire représentatif (VER) initialement carré sous l'effet d'un départ d'eau. Le passage de l'état initial à l'état final peut-être décomposé en 3 étapes élémentaires (cf. figure II-1) : contraction, rotation et cisaillement.

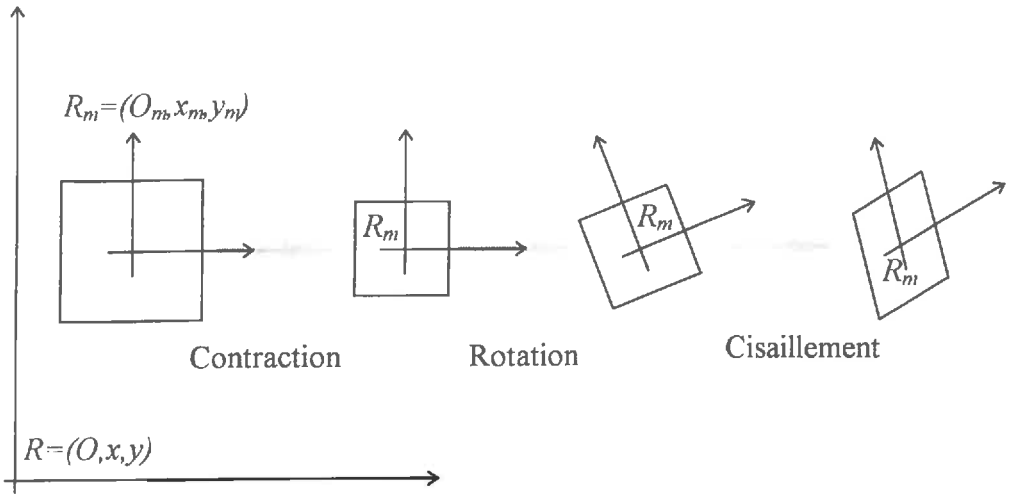


Figure II-1 : déformation d'un VER en 3 étapes élémentaires.

La matrice de passage de R à R_m n'est diagonale que lorsque la déformation se passe sans rotation ni cisaillement. Dans le cas général, chaque "coordonnée matérielle" dépend des trois coordonnées cartésiennes, par exemple $x_m = f(x,y,z)$ en trois dimensions. La répartition de la déformation volumique selon trois composantes principales linéaires ne peut se faire simplement.

II.1.3 Conclusion.

Il n'existe actuellement aucune théorie rigoureuse et fonctionnelle pour modéliser la déformation tridimensionnelle d'un milieu à porosité homogène sous l'influence des variations de teneurs en eau.

Les approches des géotechniciens qui couplent comportement mécanique du matériau solide et transferts d'eau demandent la connaissance de nombreux paramètres, qui sont en fait des fonctions et dont la détermination est laborieuse. Dans la grande majorité des cas relevés dans la littérature, aucune valeur expérimentale de ces fonctions ni aucune confrontation expérimentale des modèles basés sur ces approches ne sont d'ailleurs proposées.

Dans l'approche physicienne, nous pouvons distinguer une description eulérienne des transferts et une description lagrangienne. Dans les deux cas, l'aspect mécanique est dissocié de l'aspect transfert. Les deux descriptions ont été validées lorsque le flux et les déformations sont monodimensionnels. Seule la description lagrangienne a été utilisée lorsque les transferts et les déformations sont tridimensionnels. Cependant, nous avons vu qu'elle repose alors sur une approximation. Dans le cas d'école où la déformation est supposée se faire sans changement de forme, Garnier (1996) propose de nouvelles équations qu'elle utilise dans le cadre de la détermination de la courbe de conductivité hydraulique par une méthode inverse. Cependant, dans le cas général, le cisaillement du milieu poreux doit être pris en compte et les propriétés mécaniques du squelette solide doivent intervenir.

II.2 Modélisation des transferts dans les milieux gonflants à porosité homogène.

Nous nous restreignons aux modèles qui reposent sur l'une des deux descriptions (eulérienne ou lagrangienne) précédentes. Ce sont des modèles macroscopiques, déterministes à base mécaniste.

II.2.1 Modèles numériques basés sur une description eulérienne.

Ces modèles présentent les caractéristiques suivantes :

(i) ils sont basés sur l'équation unidimensionnelle verticale de Richards :

$$C(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K(\psi)\cdot\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1\right)\right), \qquad \textit{eq. II-10}$$

où C est la capacité capillaire, ψ le potentiel matriciel, z la profondeur (axe vertical orienté vers le bas), K la conductivité hydraulique,

(ii) le maillage utilisé dans le modèle se déforme à chaque pas de temps, pour lequel le modèle calcule la quantité d'eau stockée à chaque noeud. Cette quantité d'eau se traduit par un gonflement volumique (généralement sous l'hypothèse de retrait normal) dont la conséquence est l'éloignement des noeuds de calcul du modèle. Lorsque le retrait est unidimensionnel vertical, le gonflement volumique se reporte intégralement dans la direction verticale. Sinon, seule une fraction de ce gonflement est prise en compte dans la direction verticale.

L'approche utilisée dans ce cadre est en fait celle préconisée par Bronswijk (1992). Il s'agit d'incorporer à un modèle existant un nouveau module qui traduit le gonflement du sol.

Un exemple de ces modèles est celui de Rees & Thomas (1993) développé à partir de leur modèle "rigide" aux éléments finis (Thomas & Rees, 1990). Les auteurs considèrent strictement un seul compartiment de porosité. La courbe de retrait obtenue relie directement le taux d'élongation vertical à l'incrément de succion appliqué à l'échantillon. Ils définissent ainsi des modules de gonflement et de retrait dans la direction verticale sur des échantillons de hauteur H par :

$$\varepsilon_z(\psi) = \frac{\Delta H(\psi)}{\Delta \psi}\cdot\frac{1}{H(\psi)}. \qquad \textit{eq. II-11}$$

La déformation du maillage est alors immédiate. Leur modèle est testé à l'échelle annuelle sur des mesures de variation d'altitude de la surface du sol.

Ces modèles sont fonctionnels et simples à mettre en oeuvre.

II.2.2 Modèles numériques basés sur une description lagrangienne.

Ils s'appuient sur les équations II-6 et II-7, où les transferts d'eau sont décrits dans un référentiel lié au solide. **Ce sont des modèles à un compartiment de porosité où les transferts hydriques sont unidimensionnels et les déformations tridimensionnelles**. Garnier (1996) étend ce modèle aux transferts multidimensionnels (cf. partie II.1.2), mais elle ne l'applique ensuite qu'à des flux monodimensionnels.

Dans le cas d'écoulements unidimensionnels verticaux, l'équation II-6 s'écrit, en tenant compte des équations II-9, II-10 et II-11 et sous les hypothèses suivantes :

(i) déformations unidimensionnelles (Kim *et al.*, 1992a), pression extérieure nulle et retrait quelconque (normal ou résiduel) :

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_m}\left(K_m \cdot \left(\frac{d\psi_w}{d\vartheta} + \frac{d^2 e}{d\vartheta^2} \cdot \int_0^{z_m} \rho_d \cdot (1+e) d\xi \right) \cdot \frac{\partial \vartheta}{\partial z_m} + K_{w/s} \cdot \left(\rho_d \cdot \frac{de}{d\vartheta} - 1 \right) \right), \qquad \textit{eq. II-12}$$

avec :

$$\begin{cases} K_m = \dfrac{K_{w/s}}{1+e} \\ z_m \text{ tel que : } dz_m = \dfrac{dz}{1+e} \end{cases} \qquad \textit{eq. II-13}$$

(ii) déformations tridimensionnelles (Kim *et al.*, 1992d), pression extérieure nulle, retrait normal :

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_m}\left(K_m \cdot \frac{\partial \psi_w}{\partial z_m} + K_{w/s} \cdot \left(\rho_d \cdot \frac{de}{d\vartheta} - 1 \right) \right), \qquad \textit{eq. II-14}$$

avec :

$$\begin{cases} K_m = \dfrac{K_{w/s}}{1+e} \\ dz_m = \dfrac{dz}{1+e} \cdot \left(\dfrac{1+e_0}{1+e} \right)^{\frac{1}{r_s}} \end{cases}, \qquad \textit{eq. II-15}$$

l'indice 0 se référant à un état initial. Ces auteurs ne précisent pas comment ils obtiennent cette équation.

(iii) déformations tridimensionnelles, retrait quelconque, pression extérieure nulle (Garnier, 1996) :

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = I \cdot (1+e) \cdot \frac{\partial}{\partial z_m}\left(T_1 \cdot \frac{\partial \vartheta}{\partial z_m} + T_2 \right), \qquad \textit{eq. II-16}$$

avec :

$$\begin{cases} I = \left(\dfrac{1+e_0}{1+e} \right)^{\frac{1}{r_s}} \\ T_1 = K_{w/s} \cdot \left(\dfrac{d\psi_w}{d\vartheta} \cdot I + \dfrac{d^2 e}{d\vartheta^2} \cdot \int_0^{z_m} \dfrac{\rho_d}{I} d\xi \right) \\ T_2 = K_{w/s} \cdot \left(\rho_d \cdot \dfrac{de}{d\vartheta} - 1 \right) \\ dz_m = dz \cdot \left(\dfrac{1+e_0}{1+e} \right)^{\frac{1}{r_s}} \end{cases} \qquad \textit{eq. II-17}$$

En restreignant les équations obtenues par Garnier (1996) au retrait normal, nous nous retrouvons dans les mêmes hypothèses que celles formulées par Kim *et al.* (1992d). L'équation II-16 devient alors :

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = (1+e) \cdot \frac{\partial}{\partial z_m}\left(K_{w/s} \cdot \left(\frac{\partial \psi_w}{\partial z_m} + \rho_d \cdot \frac{de}{d\vartheta} - 1 \right) \right), \qquad \textit{eq. II-18}$$

tandis que l'équation II-14 s'écrit maintenant :

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = I \cdot (1+e) \cdot \frac{\partial}{\partial z_m}\left(K_{w/s} \cdot \left(I \cdot \frac{\partial \psi_w}{\partial z_m} + \rho_d \cdot \frac{de}{d\vartheta} - 1 \right) \right), \qquad \textit{eq. II-19}$$

avec dans les deux cas z_m et I définis dans l'équation II-17. **Il s'avère donc que les deux équations sont différentes**, la différence résidant dans le terme I. Une des deux formulations obtenues doit donc être erronée.

II.2.3 Conclusion.

Deux classes de modèles numériques sont utilisées pour modéliser les transferts d'eau dans les milieux gonflants.
La première se base sur l'équation de Richards des milieux rigides et déforme dans une direction le domaine à chaque pas de temps de calcul, ce qui est une approximation.
La seconde classe de modèles est basée sur une description lagrangienne des transferts. C'est donc théoriquement une approche rigoureuse dans le cas de transferts et de déformations unidimensionnels. L'extension de cette approche aux déformations multidimensionnelles repose sur une approximation.

II.3 Modélisation des transferts dans les milieux gonflants à porosité hétérogène.

Jusqu'à présent, les modèles basés sur une description lagrangienne des transferts n'ont jamais été appliqués à des milieux déformables à plusieurs compartiments de porosité. Dans cette section, nous présentons donc en détail les modèles fonctionnels basés sur une description eulérienne.

II.3.1 Introduction.

L'importance des écoulements préférentiels dans la macroporosité du sol est maintenant largement reconnue (cf. synthèse de Di Pietro, 1990, chapitre 2). Ainsi Germann (1981), lors d'expériences d'infiltration dans des lysimètres, trouve que la vitesse d'écoulement de l'eau dans la macroporosité est 100 à 400 fois plus importante que dans la microporosité. Ces écoulements sont encore plus importants (en terme de volumes d'eau transférés) dans les sols ayant une forte proportion d'argile. Lin (1995) trouve en effet des conductivités de la macroporosité des vertisols du Texas qui peuvent atteindre plusieurs centaines de mm h^{-1}, alors que la conductivité à saturation de la microporosité de ce type de sol est de l'ordre de quelques mm j^{-1} (cf. les données collectées par Coulombe, 1996).

Il est donc nécessaire de prendre en compte ces écoulements préférentiels dans le cadre d'une modélisation des transferts dans un sol naturel.

Selon Beven, (1991) l'existence de macropores provoque des écoulements préférentiels rapides qui conduisent au non - équilibre local du potentiel de l'eau. **Ceci rend nécessaire la dissociation des écoulements entre micro- et macroporosité, et donc l'introduction d'un terme d'échange interporosités.**

II.3.2 Classification générale des modèles d'après Di Pietro (1990).

Trois groupes de modèles ont été utilisés pour décrire les transferts dans les milieux à porosité hétérogène : **(i)** les modèles mégascopiques, **(ii)** les modèles macroscopiques discrets, **(iii)** les modèles macroscopiques continus.

II.3.2.1 Les modèles mégascopiques.

Les auteurs travaillant sur ce type de modèles cherchent à établir des équations homogènes décrivant l'écoulement de l'eau dans l'ensemble du domaine. Dans le cas d'écoulements permanents, De Marsily (1986) définit ainsi le tenseur de conductivité équivalent pour un milieu fracturé dont les fissures sont placées régulièrement dans le plan. D'autres auteurs sont

cités par Di Pietro (1990), qui insiste sur le caractère encore théorique des recherches menées actuellement sur ces modèles.

II.3.2.2 Les modèles macroscopiques discrets.

Ces modèles supposent que **le système des macropores est géométriquement bien défini**. Le système des micropores forme donc un système continu homogène dont les limites, connues, sont matérialisées par les macropores.

L'exemple le plus simple d'un tel modèle est celui de Edwards *et al.* (1979), qui étudient un milieu cylindrique. L'axe du cylindre est formé par un macropore vertical, lisse, de rayon et de hauteur donnés, le reste du cylindre étant formé par la microporosité définie par ses paramètres hydrodynamiques. L'eau est supposée s'écouler dans le macropore en saturant les parois. Sur cette surface, la condition à la limite du domaine microporal est une condition de charge nulle. A chaque pas de temps de calcul, l'eau macroporale qui n'a pu s'infiltrer dans la microporosité se propage dans le macropore jusqu'au noeud du maillage suivant. L'écoulement dans le macropore est donc pris en compte de façon totalement empirique. Les auteurs privilégient par ailleurs les interactions entre l'eau macroporale et la microporosité.

Ces modèles sont utilisés dans les recherches sur les milieux fracturés (cf. par exemple Tsang & Tsang, 1987; Abdel-Salam & Chrysikopoulos, 1996) où l'accent est mis sur l'écoulement dans une fissure unique. Le passage à un réseau réel de fissures de tailles, de formes et d'ouvertures différentes n'est cependant pas évoqué par ces auteurs.

Lorsque le réseau macroporal est bien défini, ces modèles peuvent être utilisés. Par exemple, Davidson (1984 et articles ultérieurs) obtient des solutions analytiques pour la réhumectation d'un prisme de vertisol à partir de la surface et de l'eau contenue dans une macro-fissure latérale. Il ne prend pas en compte la déformation du prisme.

En général cependant, **le passage à un milieu réel est difficile**, car ceci requiert la connaissance exhaustive du réseau géométrique des macropores. Les techniques d'imprégnation et d'analyse d'images (cf. Scotter *et al.*, 1988ab) peuvent alors être employées afin de définir le réseau des macropores.

II.3.2.3 Les modèles macroscopiques continus.

Dans ces modèles, le système étudié est vu comme la superposition de deux milieux continus et homogènes : la micro- et la macroporosité. Le système global est décrit par deux équations de continuités (une pour chaque domaine) et par un terme d'échange entre les deux domaines.

Alors que dans les modèles macroscopiques discrets, l'écoulement macroporal pouvait être pris en compte de façon mécaniste (introduction des équations de la mécanique des fluides par exemple : Tsang & Tsang, 1987; Abdel-Salam & Chrysikopoulos, 1996), ce n'est plus le cas

dans les modèles continus. Il faut introduire une loi phénoménologique décrivant les transferts structuraux.

Certains auteurs ont considérés que la loi de Darcy peut s'appliquer dans les différentes porosités du sol. Par exemple, Othmer *et al.* (1991) l'appliquent aux deux domaines de leur modèle DESIM, Gwo *et al.* (1995) aux trois domaines de leur modèle MURF, Hutson & Wagenet (1995) aux cinq domaines de leur modèle TRANSMIT.

D'autres auteurs ont utilisé une relation déduite de mesures expérimentales. Le modèle de Hoogmoed & Bouma (1980) utilise une loi phénoménologique établie à partir d'expériences antérieures d'infiltrations d'eau colorée (Bouma & Dekker, 1978). Les auteurs mesurent pour différentes intensités d'apport l'évolution du pourcentage de surfaces colorées le long de fissures verticales en fonction du temps et de la profondeur. Ces surfaces colorées correspondent aux surfaces effectives d'échanges avec la microporosité. Ils utilisent ces informations dans leur modèle, qui est unidimensionnel vertical. La réhumectation de la microporosité par l'eau macroporale est prise en compte par un processus diffusif :

$$\frac{\partial \theta_{mi}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D_{mi}(\theta_{mi}) \cdot \frac{\partial \theta_{mi}}{\partial x} \right), \qquad \textit{eq. II-20}$$

où l'indice mi se rapporte à la microporosité, D est la diffusivité, θ la teneur en eau.
Ces auteurs montrent que dans les sols argileux étudiés, d'une part la surface d'échange est toujours inférieure à 1% de la surface de contact entre macropores et micropores (dans la gamme d'intensité et de durée simulées), d'autre part que la quantité d'eau absorbée latéralement dans la microporosité est très inférieure à la quantité infiltrée à partir de la surface. Ils insistent sur la nécessité de déterminer expérimentalement la surface d'échange, fonction de l'intensité d'apport et du temps.

Beven & Germann (1981), ou Jarvis & Leeds-Harrison (1987b), se basent sur des lois mécaniques pour donner une justification théorique à la loi phénoménologique qu'ils utilisent. A partir de l'expression théorique de l'écoulement laminaire dans un réseau de macropores rectilignes (tubes et fissures planes) sous un gradient unitaire, ces auteurs obtiennent la relation suivante entre le flux macroporal et la teneur en eau macroporale :

$$\mathbf{q}_{ma} = b \cdot \theta_{ma}{}^{a} \cdot \mathbf{e}_z . \qquad \textit{eq. II-21}$$

Pour un écoulement laminaire dans un macropore unique, l'exposant a est égal à 2 dans le cas de macropores tubulaires, à 3 dans le cas de fissures planes. Dans le cas d'un réseau complexe de macropores et en supposant que l'écoulement reste laminaire, l'exposant est supérieur à 2 et sa valeur augmente avec la tortuosité de l'écoulement dans les macropores. De plus, sa valeur dépend de l'intensité d'apport (Germann & Di Pietro, 1996).
Lorsque l'écoulement est de nature turbulente, Chen & Wagenet (1992) font l'hypothèse que la loi empirique de Chézy-Manning peut s'appliquer. Pour un macropore cylindrique unique vertical, cette loi fournit la valeur 2/3 pour l'exposant.

Sur la base de l'équation II-21, Germann (1985) utilise la théorie des ondes cinématiques pour décrite les transferts dans les macropores.

L'inconvénient de ces lois fonctionnelles est qu'elles doivent être déterminées pour chaque sol du fait de l'extrême variabilité de la macroporosité. Elles doivent de plus être obtenues pour différentes intensités d'apport, **ce qui pose le problème de leur extrapolation hors de leur domaine d'obtention**. Lorsque la macroporosité dépend de l'état hydrique de la microporosité (cas des sols argileux gonflants), ces relations doivent de plus être établies pour plusieurs états hydriques initiaux.

II.3.2.4 Conclusion.

L'utilisation *in situ* des modèles macroscopiques discrets est impossible lorsque la géométrie de la macroporosité est complexe car elle nécessite sa description géométrique complète.

Dans le cadre des modèles macroscopiques continus, les lois expérimentales basées sur des observations morphologiques d'infiltration dans la macroporosité ne peuvent être appliquées en dehors de leur domaine de détermination (type de sol, type de macroporosité, intensité d'apport, état hydrique initial). Les lois empiriques, telles que la relation puissance reliant le flux macroporal et la teneur en eau macroporale utilisée dans l'approche des ondes cinématiques, comportent elles des paramètres qu'il faut caler. En revanche, elles possèdent un caractère fonctionnel immédiat.

D'autres approches peuvent également êtres envisagées pour prendre en compte les écoulements préférentiels. Grant *et al.* (1991) utilisent un modèle stochastique de l'infiltration. Ils considèrent que la conductivité à saturation suit une loi log-normale, mais ils se basent exclusivement sur l'équation de Richards.

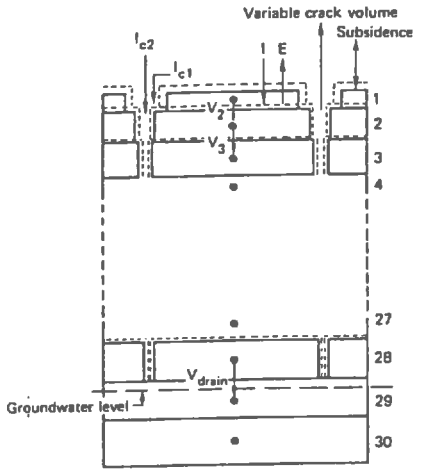
II.3.3 Applicabilité des modèles macroscopiques aux sols gonflants à porosité hétérogène.

Nous présentons en détail deux modèles disponibles dans la littérature et représentatifs des deux grandes classes de modèles macroscopiques précédemment décrits.

II.3.3.1 Un exemple de modèle discret : FLOCR (Bronswijk, 1988).

Bronswijk (1988) considère un sol qui présente des macro-fissures se développant le long d'un réseau de grande taille (décimétrique). Elles délimitent des prismes continus où seule la microporosité est présente. L'eau de la microporosité est l'eau efficace pour les mouvements de sol. Ainsi, toute entrée d'eau dans cette microporosité se traduit par un gonflement du sol de même volume qui se répartit horizontalement (fermeture des fissures) et verticalement (exhaussement de la surface). Cette répartition se fait en fonction du coefficient d'anisotropie r_s (cf. section II.1.2).

Le flux apporté en surface est réparti en flux fissural et flux entrant dans la microporosité à partir du pourcentage de la surface totale occupée par la surface horizontale des fissures. Si de plus la capacité d'infiltration dans la microporosité est inférieure au flux proposé, alors l'excès s'écoule dans les fissures (cf. figure II-2). Lorsque les fissures se referment, tout excès d'eau est évacué par ruissellement. L'eau entrant dans les fissures s'écoule instantanément au fond de la fissure. Ensuite, cette eau est entièrement répartie dans le prisme de façon uniforme sur un pas de temps de calcul.



I infiltration matricielle,
E évaporation,
I_{c2} infiltration fissurale,
I_{c1} ruissellement vers la fissure,
en traits continus : le domaine à l'instant t,
en traits pointillés : le domaine à l'instant t+dt (après gonflement).

Figure II-2 : domaine discrétisé par le modèle FLOCR de Bronswijk, (d'après la figure 3 de Bronswijk, 1988)

Bien que le modèle prenne en compte l'écoulement fissural et la réhumectation latérale des prismes (cf. figure II-2), il reste essentiellement unidimensionnel et homogène. En effet, si le caractère bi - modal de l'écoulement (flux lents à l'intérieur des prismes, flux rapides dans les fissures) est reconnu, les transferts dans les macro-fissures et surtout la réhumectation instantanée du prisme par l'eau fissurale sont pris en compte de façon simplifiée.

Ce modèle est validé à l'échelle annuelle sur des mesures d'altitude de la surface du sol, de volumes de fissures, de niveau de la surface libre de la nappe et de l'humidité de la couche de surface.

II.3.3.2 Un exemple de modèle continu : MACRO (Jarvis, 1994).

Le modèle MACRO est répandu dans la littérature depuis de nombreuses années. Il est monodimensionnel et peut prendre en compte deux compartiments : micro- et macroporosité. L'intérêt de ce modèle réside dans le découplage des transferts ayant lieu dans la microporosité ou dans la macroporosité et dans la possibilité de prendre en compte la déformation du sol. Nous décrivons brièvement la version 3.1 de 1994.

La répartition des flux entrant à la surface se fait en fonction de la capacité d'infiltration de la microporosité. Si l'apport devient supérieur à cette capacité d'infiltration, l'excès s'infiltre dans la macroporosité. Quand l'excès d'eau est supérieur à la capacité d'infiltration de la macroporosité, alors ce nouvel excès d'eau est évacué instantanément par ruissellement. Les transferts dans la micro- et la macroporosité sont tous deux décrits par l'équation de Richards, les écoulements dans la macroporosité étant gravitaires. Un terme d'échange S_w permet de prendre en compte une réhumectation diffuse de la microporosité à partir de l'eau contenue dans les macropores. Cet échange est traité par un processus de diffusion du premier ordre qui néglige la gravité et suppose des agrégats de forme rectangulaire, de longueur 2d. La fonction puits/source S_w a l'expression suivante :

$$S_w = \frac{\theta_{mi}^{sat} - \theta_{mi}}{d^2} \cdot 3 \cdot \gamma \cdot S_{ma} \cdot \frac{D(\theta_{mi}^{sat}) + D(\theta_{mi})}{2}, \qquad \textit{eq. II-22}$$

où :

- l'exposant sat se rapporte à la saturation de la microporosité,
- l'indice mi se rapporte à la microporosité,
- S_{ma} est le degré de saturation de la macroporosité qui permet de prendre en compte une surface d'échange variable,
- D est la diffusivité de la microporosité,
- γ est un facteur d'échelle calculé à partir de la différence entre la résolution exacte de l'équation de diffusion et le processus du premier ordre pour un agrégat élémentaire.

Le gonflement - retrait du sol est traité de façon simplifiée :

(i) le modèle suppose que les mouvements du sol se font seulement horizontalement,
(ii) la porosité totale d'une couche de sol reste constante. S'il y a retrait (i.e. diminution de la microporosité), alors il y a accroissement de la macroporosité du même volume.

Comme le gonflement vertical est inexistant, le maillage utilisé par le modèle MACRO reste fixe. A chaque pas de temps, la prise en compte du gonflement - retrait se traduit uniquement par une modification du taux de saturation de la micro et de la macroporosité. Par ailleurs, **la définition de la macroporosité dans ce modèle englobe d'une part la porosité inter - agrégats, d'autre part la porosité d'origine biotique mais également les fissures liées directement aux mouvements du sol**. Ainsi, l'application du modèle MACRO à un vertisol semble impossible. Il est en effet peu probable que les écoulements dans un réseau de macro-fissures puissent être décrits par la loi de Darcy avec un gradient unitaire.

Le modèle MACRO n'est pas le seul modèle de type macroscopique discret. Nous en avons cité plusieurs dans la section II.3.2, et il en existe d'autres. Ainsi, le modèle de Pachepsky & Zborischuk (1984) semble être utilisable en milieu déformable à trois compartiments de porosité. Cependant, sa description est incomplète.

II.3.4 Conclusion.

Le non - équilibre local du potentiel de l'eau dans les différents compartiments de porosité rend nécessaire le découpage du milieu en plusieurs domaines ou systèmes homogènes (Beven, 1991). L'utilisation de modèles macroscopiques discrets ne peut être étendue aux sols naturels du fait de la très grande difficulté à déterminer exactement la géométrie du réseau macroporal. Seule l'utilisation de modèles macroscopiques continus peut être envisagée dans un but fonctionnel.

La synthèse bibliographique de Beven & Germann (1982) montre que l'écoulement macroporal ne suit généralement pas la loi de Darcy. Les lois empiriques développées, telle que la loi puissance reliant teneur en eau et flux macroporaux utilisée par Beven & Germann (1981), supposent que l'écoulement dans les macropores est laminaire. Or ceci n'est pas assuré (Di Pietro, 1990; Chen & Wagenet, 1992).

De plus, dès que plusieurs domaines sont modélisés, il faut prendre en compte des échanges inter - domaines. Généralement les échanges sont approchés par un processus diffusif du premier ordre (cf. Beven & Germann, 1981 ; le modèle MACRO de Jarvis, 1994 ;...). Cependant, la question reste largement ouverte (Dykhuisen, 1990; Luxmoore & Ferrand, 1993). En théorie, les échanges devraient être abordés de façon mécaniste à l'échelle du macropore (Gwo *et al.*, 1993). A ce titre, les approches de type gaz sur réseau (e.g. Di Pietro, 1992) sont prometteuses, mais elles se heurtent à des problèmes de puissance informatique afin de respecter les conditions de similitude (Garcia-Sanchez, 1997). De plus, le passage de l'échelle élémentaire du macropore à l'échelle du profil de sol ou de la colonne va se heurter au problème de la description précise de la macroporosité.

Ainsi, l'étude des écoulements dans les macropores et des échanges macro - microporosité reste un problème d'actualité. Les seules approches empiriques fonctionnelles se font actuellement à l'échelle du profil de sol ou de la colonne de laboratoire. Cependant, comme cela a été souligné par Beven (1991), ces approches font intervenir un grand nombre de paramètres dont la mesure physique n'est pas toujours possible. Ces paramètres sont alors généralement calés et laissent un doute sur leur unicité et donc sur la validité des modèles ainsi développés.

II.4 Conclusion du chapitre.

Ce chapitre consacré à quelques aspects liés à la modélisation des transferts hydriques dans les sols argileux gonflants naturels a permis de retenir les points suivants :

- les approches de type géotechnique ne sont pas facilement utilisables du fait de la quantité de paramètres (fonctions) à obtenir,

- la modélisation dans un repère lagrangien est adaptée dans le cas des sols à porosité homogène ou matricielle. Ces modèles ont jusqu'à présent été utilisés dans le cas de transferts monodimensionnels, mais Garnier (1996) a développé les équations nécessaires aux transferts tridimensionnels,

- dans le cas des sols à plusieurs compartiments de porosité, les approches eulériennes sont les seules employées. Les écoulements préférentiels sont pris en compte, ainsi que la réhumectation des agrégats (cf. le modèle MACRO, Jarvis, 1994). Ces modèles restent monodimensionnels.

Le domaine d'application des différents modèles est donné dans le tableau suivant.

Tableau II-1 : domaine d'application des modèles numériques de transferts dans des milieux déformables.

Porosité	Transferts hydriques	
	1D	2D ou 3D
❶	Kim *et al.* (1992d), déformations 3D.	Garnier (1996), déformations 3D
❶+❷	Jarvis (1994), déformations horizontales.	*non publié*
❶+❸	Bronswijk (1988), déformations 3D.	*non publié*
❶+❷+❸	Pachepsky & Zborischuk (1984), déformations horizontales.	*non publié*

❶ : porosité matricielle, ❷ : porosité structurale intra-massif, ❸ : macro-fissures.

Le milieu étudié (un vertisol typique à trois compartiments de porosité) se situe a priori dans la case grisée de ce tableau. Nous n'avons pas trouvé de modèles existants pouvant rendre compte de l'infiltration de l'eau dans les trois domaines de porosité.

III. Influence du potentiel de gonflement sur la déformation et les transferts.

III. INFLUENCE DU POTENTIEL DE GONFLEMENT SUR LA DEFORMATION ET LES TRANSFERTS. 49

III.1 LE POTENTIEL TOTAL DE L'EAU DANS UN MILIEU GONFLANT 50

III.2 INFLUENCE D'UNE PRESSION EXTERIEURE SUR LE RETRAIT D'UN ECHANTILLON DE SOL 52

III.2.1 Influence sur la pente de la courbe de retrait. 52

III.2.2 Influence sur l'isotropie du retrait. 52

III.2.3 Conclusion. 55

III.3 INFLUENCE DU POTENTIEL DE GONFLEMENT SUR LES TRANSFERTS HYDRIQUES 56

III.4 CONCLUSION DU CHAPITRE. 58

III.1 Le potentiel total de l'eau dans un milieu gonflant.

Dans les sols rigides, le potentiel total de l'eau du sol est la somme du potentiel de gravité, de pression et osmotique (Hillel, 1974). Si nous négligeons l'influence des solutés, le potentiel total s'écrit (axe vertical dirigé vers le bas) :

$$\phi_w = \psi_w - z.$$

L'unité choisie est le mètre de colonne d'eau. Le potentiel de pression ou potentiel matriciel ψ_w est négatif dans la zone non saturée du sol.

Par définition, le potentiel total est *la quantité de travail par quantité unitaire d'eau pure requise pour transporter, réversiblement et à température constante, une quantité infinitésimale d'eau à partir d'un bassin d'eau pure à une altitude donnée et à la pression atmosphérique, jusqu'à l'eau du sol au point considéré* (Hillel, 1974).

Dans les pâtes argileuses homogènes et unidimensionnelles, Philip (1969) introduit une nouvelle composante dans le potentiel total de l'eau ϕ_w, le *overburden potential* Ω que nous appellerons potentiel de gonflement :

$$\phi_w = \psi_w + \Omega - z, \qquad \textit{eq. III-1}$$

avec ψ_w le potentiel matriciel (l'opposé de la succion) et z la profondeur (axe vertical orienté vers le bas).
Ω représente *la quantité de travail par quantité unitaire d'eau pure à fournir à une quantité infinitésimale d'eau apportée à un point donné pour réaliser le déplacement des particules solides situées au dessus de ce point.* De façon imagée, l'eau qui entre dans un milieu poreux gonflant doit " y faire sa place" et doit donc écarter les particules de solide. Ce travail s'oppose à la gravité et à toute surcharge extérieure appliquée au système. L'expression de Ω retenue initialement par Philip (1969) est :

$$\Omega(e,z) = \frac{de}{d\vartheta} \cdot \left(P_0 + \int_0^z \rho_d(\xi) d\xi \right), \qquad \textit{eq. III-2}$$

où :

- e est l'indice de vide,
- ϑ est l'indice d'humidité, rapport du volume d'eau au volume de solide,
- $\frac{de}{d\vartheta}$ représente la pente de la courbe de retrait $e = f(\vartheta)$,
- P_0 la surcharge extérieure,
- ρ_d est la masse volumique apparente du sol,

- le dernier terme est le poids du sol sus-jacent à la profondeur z, également appelé **pression pédostatique**.

La forme de la courbe de retrait dépendant a priori de la pression appliquée P ou de la profondeur, Philip modifie l'expression de Ω qui devient (Philip, 1970) :

$$\Omega(e,z) = \alpha \cdot \left(P_0 + \int_0^z \rho_d(\xi) d\xi \right), \text{ avec } \alpha = \frac{1}{P} \cdot \int_0^P \left(\frac{\partial e}{\partial \vartheta} \right)_{\vartheta,\xi} d\xi \qquad \text{eq. III-3}$$

Cette expression est identique à celle trouvée par Sposito (1973) par une approche purement thermodynamique.

III.2 Influence d'une pression extérieure sur le retrait d'un échantillon de sol.

L'influence de la pression extérieure sur le retrait peut porter d'une part sur la forme de la courbe de retrait (pente α de l'équation II-12), d'autre part sur son isotropie.

III.2.1 Influence sur la pente de la courbe de retrait.

Talsma & van der Lelij (1976) ont calculé la pente α au champ à des teneurs en eau proches de la saturation. Le milieu étudié est un vertisol sodique d'Australie (69 % d'argile, dont une majorité de montmorillonite) submergé pendant plusieurs semaines. Les fissures sont donc refermées et le milieu devient unidimensionnel. Ils montrent que **la pente α est indépendante de la pression**.

Talsma (1977b) a travaillé sur des pâtes argileuses préparées à partir du sol précédent. Les échantillons initialement saturés sont préparés dans des cylindres de hauteur 2 cm et de diamètre 3.5 cm. La charge est appliquée à la surface de l'échantillon par des disques en plomb. Au cours de la dessiccation, la hauteur et la masse de l'échantillon sont régulièrement mesurées. Il obtient ainsi la courbe de retrait depuis la saturation jusqu'à l'état sec.
Il montre alors que **quelle que soit la pression appliquée**, les courbes de retrait dans la phase de retrait normal sont parallèles, ce qui signifie que **la pente α ne dépend pas de la charge**.
Cet auteur considère que le volume d'air périphérique créé par le retrait de l'échantillon fait partie de la porosité de l'échantillon. Ainsi, la courbe de retrait obtenue (indice de vide en fonction de l'indice d'humidité) prend en compte à la fois l'isotropie du retrait et la "normalité" du retrait (la pente α). Pour cet auteur, un retrait normal ne se traduit donc pas par une pente constante égale à 1.

La synthèse des résultats précédents montre que **la pente α ne dépend pas de la pression pédostatique sur toute la gamme de retrait**.

III.2.2 Influence sur l'isotropie du retrait.

Talsma (1977b) au cours des mêmes expériences que celles décrites dans la section III.2.1 montre que **proche de la saturation et lorsque la charge appliquée est importante, il existe une phase de retrait unidimensionnel vertical**. L'existence de celle-ci lorsque la charge est faible ne peut être mise clairement en évidence.

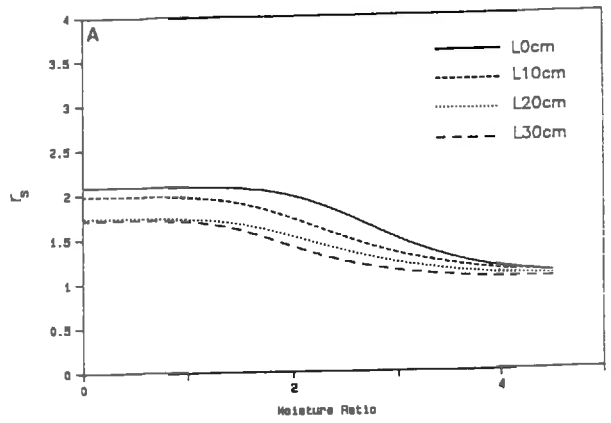
Bronswijk (1990) a étudié des échantillons non remaniés de sols peu évolués (teneur en argile de 52 à 69 %). 25 échantillons (cylindres de 7.7 cm de diamètre et de 5 cm de haut) sont prélevés à saturation à différentes profondeurs. La charge appliquée à la surface est soit nulle, soit égale à la pression pédostatique régnant *in situ*, soit supérieure à celle-ci. Les échantillons sont alors soumis à dessiccation dans une étuve à 103 °C. Après séchage complet, leurs

hauteur et volume sont mesurés. La comparaison entre la diminution de la hauteur de l'échantillon et la diminution de son volume depuis l'état saturé détermine le tropisme (i.e. l'isotropie ou l'anisotropie) du retrait.
Il montre ainsi que lorsque aucune charge n'est appliquée en surface, le sol est anisotrope (le retrait vertical est significativement inférieur au retrait horizontal). Ceci est en contradiction avec les résultats de Talsma (1977b). Lorsque la pression appliquée est supérieure ou égale à la pression pédostatique *in situ*, le retrait devient équidimensionnel.
Ces expériences peuvent cependant être critiquées car la dessiccation brutale peut modifier la structure naturelle de l'échantillon et favoriser une fissuration secondaire et artificielle à l'intérieur des échantillons à cause des forts gradients d'humidités induits lors du séchage.

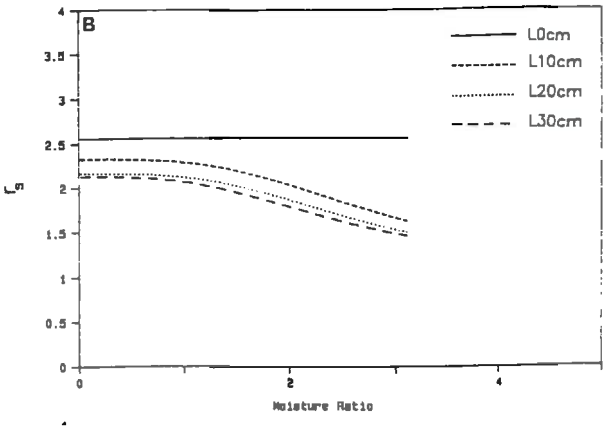
Kim *et al.* (1992b) suivent le retrait d'échantillons remaniés de sols non évolués (*unripe marine clay soil*) depuis la saturation jusqu'à l'état sec. Les échantillons sont de forme cylindrique, de hauteur et diamètre 7 cm. Leur teneur en argile est de 46 %, dont très peu de montmorillonite. Ils sont soumis à plusieurs successions d'humectation - dessiccation, ce qui leur donne différents stades d'évolution par création d'une certaine structure. Ensuite, ils sont soumis à une dessiccation continue, en fonction de différentes charges appliquées, au cours de laquelle leurs diamètre et hauteur sont mesurés régulièrement.
Les auteurs obtiennent ainsi l'évolution du tropisme du retrait avec la teneur en eau (cf. figure III-1abc). Il est déterminé par l'exposant r_s tel que :

$$1-\frac{\Delta V}{V}=\left(1-\frac{\Delta H}{H}\right)^{r_s} \qquad \textit{eq. III-4}$$

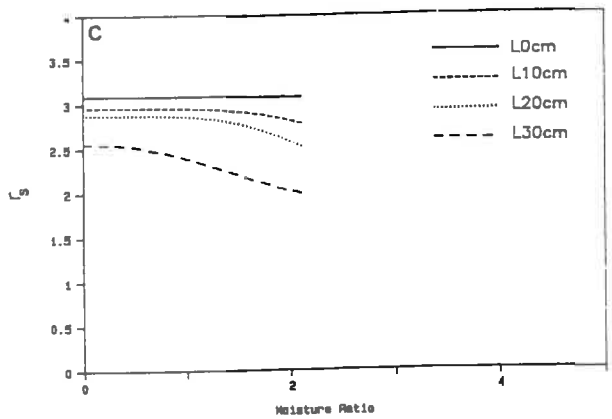
où V (resp. H) est le volume (resp. hauteur) initial de l'échantillon et ΔV (resp. ΔH) sa variation de volume (resp. de hauteur).
Si $r_s = 1$, le retrait est seulement vertical. Si $r_s = 3$, il est isotrope. S'il est inférieur à 3, le retrait vertical est supérieur au retrait horizontal et inversement s'il est supérieur à 3.



a : état d'évolution faible,



b : état d'évolution intermédiaire,



c : état d'évolution important,

L10cm représente une charge appliquée équivalente à une épaisseur de sol de 10 cm *in situ*.

Figure III-1 : évolution du tropisme du retrait pour différentes charges appliquées et différents états d'évolution du sol.

(d'après Kim et al., 1992b)

Pour des échantillons faiblement évolués (figure III-1a), r_s augmente au cours du retrait et ceci quelle que soit la pression appliquée. Il reste cependant toujours inférieur à 3. Proche de la saturation et quelle que soit la charge appliquée, le retrait est monodimensionnel vertical, ce qui est en contradiction avec les résultats de Talsma (1977b).

Pour les échantillons plus évolués, on remarque que r_s est indépendant de la teneur en eau lorsque aucune charge extérieure n'est appliquée. Cependant, les auteurs ne donnent aucune indication sur la dispersion des mesures expérimentales. Ainsi, ils n'indiquent pas si les fonctions $r_s = f(\vartheta)$ sont significativement différentes d'une charge appliquée à l'autre.

En supposant que les relations obtenues sont bien significativement différentes, les conclusions sont les suivantes :

(i) le retrait est d'autant plus isotrope que les échantillons sont évolués,

(ii) l'évolution du tropisme du retrait au cours de la dessiccation est d'autant plus faible que les échantillons sont évolués,
(iii) r_s diminue lorsque la charge appliquée augmente, ce qui ne favorise pas l'isotropie du retrait.

Le point **(iii)** est donc en contradiction avec les résultats de Bronswijk (1990).

Cabidoche & Voltz (1995) ont étudié le retrait *in situ* d'un vertisol calcique de Guadeloupe (teneur en argile d'environ 80 %, dont une très grande majorité de beidellite). L'amplitude des teneurs en eau mesurées situe le retrait dans sa phase normale. Ils montrent que les mouvements de sol ne sont pas isotropes, mais ils ne peuvent pas mettre en évidence de dépendance de cette anisotropie avec la profondeur dans la couche macro-fissurée (0-1.2 m). Pour ces auteurs, la pression pédostatique n'a pas d'influence sur le tropisme du retrait normal.

III.2.3 Conclusion.

Les études menées sur des pâtes argileuses et sur un vertisol d'Australie ont montré que la pente de la courbe de retrait ne dépendait pas de la pression appliquée.
Peu d'études ont été menées *in situ* pour étudier l'évolution du tropisme des mouvements de sol avec cette pression. Les résultats obtenus par les différents auteurs sont divergents. Ceci peut s'expliquer par les différents stades d'évolution des échantillons étudiés (pâtes argileuses ou échantillons naturels), mais peut être également par la minéralogie et la quantité des argiles présentes dans les échantillons.
Cependant, il semble que le tropisme du retrait dépend d'autant moins de la pression appliquée que le milieu étudié est évolué. Ceci est confirmé par les résultats de Cabidoche & Voltz (1995) qui ont travaillé sur un vertisol naturel.

Dans tous les cas, l'influence de la pression appliquée sur l'amplitude du retrait n'a pas été mise en évidence.

Nous ferons alors l'hypothèse que l'expression du potentiel Ω donnée par l'eq. III-3 peut être remplacée par celle donnée dans l'eq. III-2.

III.3 Influence du potentiel de gonflement sur les transferts hydriques.

L'introduction de Ω par Philip (1969) a concerné des systèmes homogènes unidimensionnels. En ce qui concerne les transferts d'eau *in situ* où les déformations de sol ont lieu dans toutes les directions de l'espace, rien ne permet d'affirmer que la formulation de Ω est encore valide (Philip, 1992; Smiles & Kirby, 1992).

Ainsi, Coulomb (1992) considère que tant que les fissures ne sont pas refermées, le potentiel de gonflement ne doit pas être pris en compte.
Philip (1992) propose une nouvelle approche afin d'étendre aux systèmes bi ou tridimensionnels le concept de Ω. Cette approche est basée sur l'équation de Poisson-Boltzmann qui s'applique à l'échelle microscopique des feuillets argileux. L'intégration du potentiel électrostatique sur un réseau régulier cubique permet d'accéder au tenseur "macroscopique" des contraintes, macroscopique signifiant à l'échelle des particules argileuses ... Comme le précise cependant Philip (1992, p 15) : "... *Much remains to be done* ...".

Par ailleurs, plusieurs auteurs ont étudié l'influence du potentiel de gonflement sur les transferts hydriques.

Les travaux de Talsma en Australie (Talsma & Van der Lelij, 1976; Talsma, 1977a) ont porté sur la détermination directe de Ω au champ et au laboratoire. Le système étudié est un vertisol (teneur en argile supérieure à 60%, dont une majorité de montmorillonite) submergé pendant plusieurs semaines. Ce système devient donc unidimensionnel et le concept de Ω peut s'appliquer. L'auteur montre alors que le coefficient α de l'eq. III-2 est toujours inférieur à 0.25 et que Ω est toujours très inférieur à ψ_w. Le fait que α soit très inférieur à 1 signifie qu'il s'agit de la phase de retrait structural, où tout départ d'eau n'est pas compensé par une diminution équivalente du volume de sol.

Des résultats très différents ont été trouvés par Kim *et al.* (1992a). Le milieu étudié par ces auteurs est obtenu à partir d'un sol non évolué de polder. A partir d'un état saturé, le retrait est normal et unidimensionnel vertical. Au cours de la dessiccation, il évolue vers un retrait normal tridimensionnel anisotrope, puis résiduel aux très faibles teneurs en eau.
Les auteurs simulent le drainage d'un échantillon argileux initialement saturé, en incorporant ou non Ω dans le potentiel total de l'eau. Ils montrent alors que, lorsque le potentiel de gonflement n'est pas pris en compte, le modèle ne permet pas de rendre compte de la quantité d'eau drainée ni de l'évolution du potentiel dans l'échantillon. Ces résultats appellent deux commentaires :

(i) le potentiel à la surface de l'échantillon évolue de 0 cm à -35 cm à la fin du drainage, ce qui situe le retrait essentiellement dans sa première phase unidimensionnelle verticale où effectivement le potentiel de gonflement peut avoir une influence,
(ii) nous pensons que ces résultats peuvent être dus à un artefact de mesure lors de la détermination de la courbe de conductivité hydraulique.

En effet, ils appliquent sur des pâtes argileuses saturées portées à différentes humidités une méthode de détermination de la conductivité à saturation : le perméamètre à charge variable (*falling head method*). L'échantillon ne peut donc pas se déformer au cours de cette détermination. Or, l'humidité de l'échantillon étant constante tout au long de l'expérience, il en est de même pour le potentiel hydrique ψ. L'apport d'eau libre à la surface de l'échantillon, donc à potentiel nul ψ_0, devrait s'accompagner d'un gonflement jusqu'à obtenir une nouvelle humidité fixée par la courbe de rétention. Ce gonflement virtuel est empêché par le dispositif : on crée donc de façon artificielle un potentiel de gonflement (*overburden potential*), dont l'ordre de grandeur est $|\psi_0-\psi|$, qui va s'opposer à l'écoulement. Dans le cadre d'une modélisation ultérieure avec ces données, ces auteurs mettent alors en évidence l'importance du *overburden potential*, alors que ceci peut, peut-être, s'expliquer par un biais expérimental.

Garnier (1996) simule les expériences d'infiltration de Angulo-Jaramillo (1989) dans un système homogène monodimensionnel (pâte de bentonite). Elle utilise les caractéristiques hydrodynamiques obtenues par Angulo-Jaramillo. Son modèle prend en compte le potentiel de gonflement. Cependant, elle ne réussit pas à reconstituer exactement les profils obtenus par Angulo-Jaramillo. Elle explique cette différence par un potentiel de gonflement différent entre le haut et le bas de l'échantillon, qui n'a pas été pris en considération lors de la caractérisation hydrodynamique. Ceci introduirait alors des caractéristiques hydrodynamiques (courbe de rétention, de retrait et de conductivité) différentes d'une couche à l'autre.
Au cours de ces expériences, Angulo-Jaramillo (1989) obtient des profils d'équilibre qui diffèrent de ceux obtenus sur des milieux rigides. **Seul le potentiel de gonflement permet d'expliquer la forme de ces profils** qui sont de type "hydric" (Philip, 1969).

Citons également Bronswijk (1992) qui montre que l'incorporation ou non du potentiel de gonflement dans un modèle de transfert hydrique a peu d'influence sur les sorties de ce modèle. Il ne précise pas quelles sont ces sorties. La différence avec les auteurs précédents peut s'expliquer par les divers états d'évolution des milieux étudiés.

III.4 Conclusion du chapitre.

L'influence du potentiel de gonflement sur les milieux étudiés est largement dépendante d'une part de la propriété étudiée (tropisme du retrait ou forme de la courbe de retrait) et d'autre part du milieu sur lequel porte l'étude.

Dans le cas de pâtes argileuses ou de sols remaniés peu évolués à porosité homogène, une pression extérieure appliquée à l'échantillon influe sur le tropisme du retrait et sur son évolution avec la diminution de la teneur en eau. Par contre, elle n'influe pas sur la forme de la courbe de retrait.
En ce qui concerne les transferts hydriques, Kim *et al.* (1992a) montrent clairement que seule la prise en compte du potentiel de gonflement permet de simuler correctement le drainage et l'évolution du potentiel hydrique au sein d'un échantillon. Cependant, ils se situent dans les très fortes teneurs en eau où le sol est "sur - saturé" (Kim *et al.*, 1992b) et leur résultat est peut-être dû à un artefact expérimental.
Les résultats expérimentaux de Angulo-Jaramillo (1989) montrent également l'influence du potentiel de gonflement sur la forme des profils de teneurs en eau à l'équilibre.

En ce qui concerne des sols évolués *in situ*, tels que les vertisols de Guadeloupe sur lesquels porte ce mémoire, le concept de potentiel de gonflement ne peut pas s'adapter tant que les fissures restent ouvertes (Philip, 1992; Smiles & Kirby, 1992). De plus, lorsque les fissures sont refermées, ce potentiel reste très inférieur au potentiel matriciel (Talsma, 1977a), ce qui doit permettre de le négliger dans le cadre d'une modélisation des transferts hydriques dans les vertisols.

Conclusion de la première partie et problématique.

L'espace poral des vertisols typiques de la Grande-Terre de la Guadeloupe fait de ces sols un milieu extrême dans lesquels les transferts semblent nettement dissociés :

- **les macro-fissures** constituent des "mégapores" déformables, de plusieurs centimètres d'ouverture qui sont le siège d'écoulements non darciens, réellement préférentiels et de type *by-pass*,
- **la porosité matricielle**, déformable également et de petite taille (inférieure à quelques microns) est le siège d'écoulements très lents qui a priori peuvent être décrits par la loi de Darcy,
- **la porosité structurale** intra-massif est relativement stable. Son spectre poral s'étend de 10 µm à plusieurs millimètres. C'est un domaine de taille où la loi de Darcy a déjà été mise en défaut sur d'autres milieux. Certains résultats expérimentaux suggèrent que cette porosité pourrait se remplir préférentiellement par rapport à la porosité matricielle, mais ce ne sont que des résultats indirects.

Cette dissociation constitue une relative facilité pour découpler les écoulements fissuraux des écoulements dans les autres méso- et macropores intra-massifs, classiquement confondus dans les modèles unidimensionnels tels que, par exemple, le modèle MACRO (Jarvis, 1994).

Nous nous proposons de développer un modèle déterministe, fonctionnel à base mécaniste décrivant l'infiltration de l'eau à l'échelle élémentaire d'un prisme de vertisol délimité par des macro-fissures. Il s'agit de prendre en compte les transferts dans les trois compartiments de porosité existants et les mouvements du prisme.

La partie 2 est consacrée à l'établissement des bases physiques de ce modèle. C'est donc une partie expérimentale décrivant les expérimentations conduites à plusieurs échelles qui ont servi d'une part à la formulation des hypothèses pour la construction du modèle, d'autre part à la caractérisation hydrodynamique du sol.

La partie 3 est alors consacrée à la présentation et aux tests du modèle.

PARTIE 2

DETERMINATION DES BASES PHYSIQUES DU MODELE ET CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DU SOL.

Introduction de la deuxième partie.

Nous présentons dans cette partie une série d'études expérimentales qui ont été réalisées afin de caractériser les mécanismes de l'infiltration dans un vertisol typique de la Guadeloupe. Ces études ont été menées à trois échelles différentes et ont permis de déterminer les hypothèses de base nécessaires à la construction d'un modèle déterministe et fonctionnel de l'infiltration.

Dans le chapitre IV nous faisons une typologie des écoulements de drainage à partir des bilans hydriques mensuels effectués sur une parcelle agricole drainée de la Grande-Terre. Cette typologie suggère un remplissage préférentiel de la porosité structurale à cette échelle de temps et d'espace.

Le chapitre V est consacré à l'étude du remplissage de la porosité structurale. Cette étude se base sur l'obtention de la courbe de retrait moyenne de prisme sur la parcelle précédemment décrite. Les résultats caractérisent le remplissage structural à l'échelle de la semaine.

Une caractérisation fine des transferts à l'échelle élémentaire nécessite l'obtention des paramètres hydrodynamiques et physiques du sol. Ceci est présenté dans le chapitre VI. Deux sites ont été caractérisés, la parcelle précédente et un autre site. Ce dernier a été utilisé pour tester la validité du modèle numérique que nous avons développé (cf. partie 3).

IV. Typologie des écoulements de drainage.

IV. TYPOLOGIE DES ECOULEMENTS DE DRAINAGE..... 62

IV.1 OBJECTIFS..... 63
IV.2 MATERIELS ET METHODES..... 64
IV.2.1 Description du site expérimental..... 64
IV.2.2 Description du climat régional..... 67
IV.2.3 Description de l'instrumentation..... 69
IV.2.4 Méthodologie..... 74
IV.3 RESULTATS..... 75
IV.3.1 Fonctionnement global des trois réseaux d'assainissement au cours des trois années de mesures..... 75
IV.3.2 Bilans hydriques à l'échelle mensuelle..... 77
IV.4 CONCLUSION DU CHAPITRE..... 82

IV.1 Objectifs.

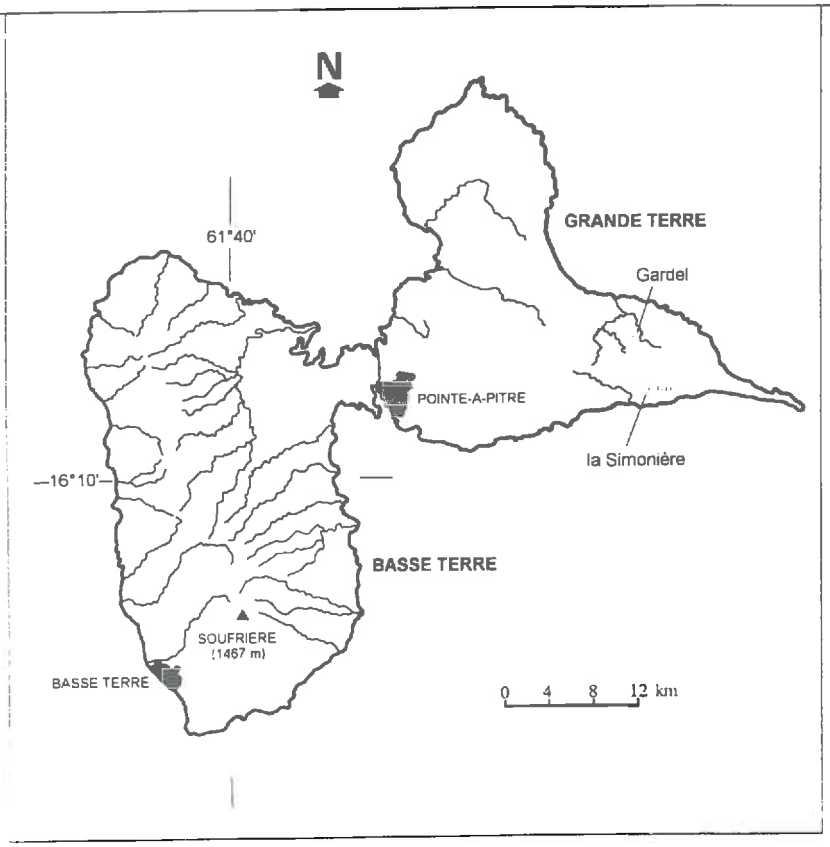
Les objectifs de cette étude sont de caractériser les écoulements à l'échelle d'une parcelle agricole drainée. Cette étude se base sur l'examen des bilans hydriques théoriques mensuels. Ces bilans sont comparés aux volumes drainés.

IV.2 Matériels et méthodes.

IV.2.1 Description du site expérimental.

- **Le site de la Simonière.**

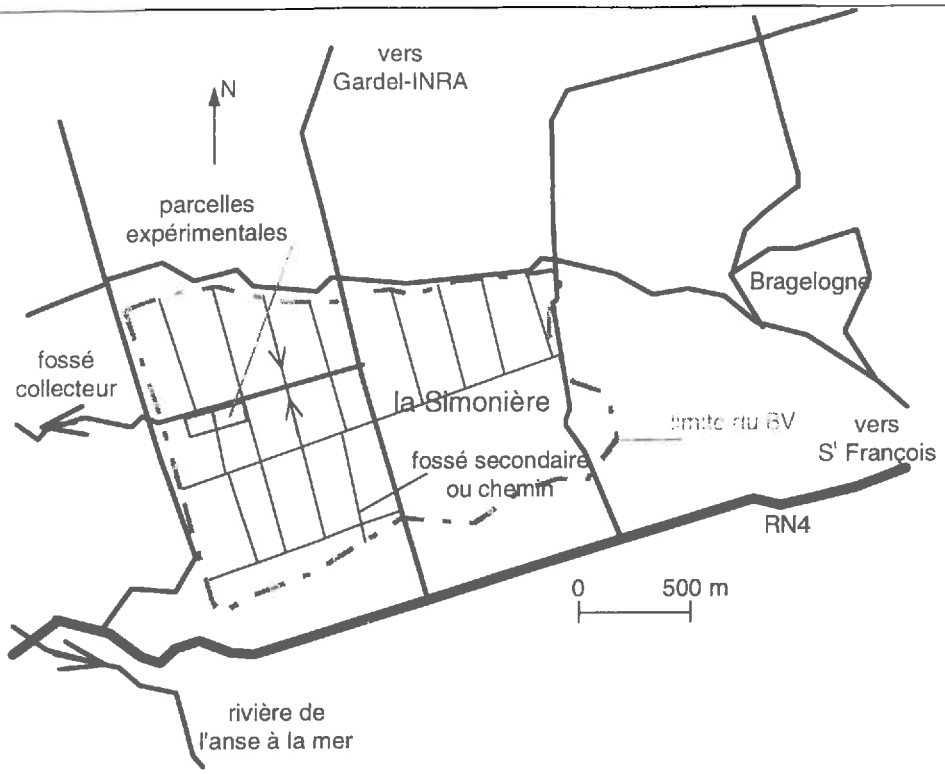
Le site d'étude se situe à l'intérieur de la plaine de la Simonière (cf. cartes IV-1 et IV-2). Il se trouve à l'intérieur du périmètre irrigué de l'Est Grande-Terre et est représentatif des vertisols de Guadeloupe.



Carte IV-1 : situation des deux sites expérimentaux.

Les parcelles instrumentées (16°15'57" N, 61°19'03" W, altitude de 34 m) font partie du périmètre du Faire Valoir Direct de l'usine sucrière de Gardel et sont situées sur la commune de St François.

La plaine de la Simonière est drainée transversalement par une série de fossés de faible profondeur. Ces fossés débouchent dans un fossé collecteur qui emprunte l'axe longitudinal de la plaine (direction ENE / WSW) et qui draine ainsi toute la zone (cf. carte IV-2).



Carte IV-2 : schéma de la plaine de la Simonière.

Trois types de drainage ont été installés fin mars 1990 (cf. Renaud, 1990) : des Ados ou planchettes ("drainage" de surface : parcelle ADOS), des drains plastiques enterrés (parcelle PVC), des galeries taupes (parcelle TAUPES). Ces différents drainage sont décrits dans la section IV.2.3.

Les trois parcelles drainées ont fait l'objet de nombreuses études (Renaud, 1990; Helly, 1990; Ozier-Lafontaine, 1992; Sexe & Cabidoche, 1992). Elles se situent au Sud du fossé collecteur et sont pentées dans la direction Nord - Sud (cf. relevé topographique en annexe A, carte A-2). Chaque parcelle est un carré de 80 m de côté plus ou moins isolé hydrauliquement des autres parcelles par des rigoles latérales. L'eau drainée de chaque parcelle rejoint le fossé principal. Elles sont plantées en canne à sucre depuis 13 ans.

- **Le sol.**

Le site englobe les deux types de séquence de sol décrits en annexe A (Ozier-Lafontaine, 1992). L'épaisseur du sol est très variable sur ces parcelles. Une cartographie résistive de la profondeur a été réalisée par Cabidoche (1986), voir carte A-1 en annexe A.

C'est un vertisol typique, à structure massive en profondeur, dans lequel on retrouve les trois compartiments de porosité décrits dans la première partie, chapitre I. La fraction de sol < 2 mm contient environ 80 % de particules argileuses (0.8 kg kg^{-1}), dont plus de 60 % de beidellite (Cabidoche & Voltz, 1995). Les principaux résultats des analyses physico-chimiques sont donnés dans le tableau IV-1

Le profil apparaît saturé en cations, parmi lesquels le calcium prédomine largement et le

sodium est en très faible proportion.

Tableau IV-1 : analyses physico-chimiques du sol de la Simonière.

Couche /m	<2 µm /10^{-2} kg·kg^{-1}	Carbone /10^{-3} kg·kg^{-1}	CEC /10^{-2} mol·kg^{-1}	Cations échangeables		
				Ca^{2+}	Mg^{2+} /10^{-2} mol·kg^{-1}	Na^{+}
0.05 - 0.10	75	22.25	35.50	28.95	5.27	0.81
		(2.49)	(4.16)	(1.63)	(0.25)	(0.14)
0.25 - 0.30	79	18.68	35.00	29.58	4.95	0.89
		(1.31)	(2.19)	(1.53)	(0.18)	(0.05)
0.45 - 0.50	84	10.50	30.00	22.65	5.05	1.60
		(1.76)	(1.58)	(1.69)	(0.27)	(0.20)
0.65 - 0.70	83	7.23	27.03	18.98	5.38	2.57
		(0.98)	(0.65)	(2.00)	(0.28)	(0.24)
0.85 - 0.90	81	5.52	27.87	18.00	6.13	3.83
		(0.38)	(0.19)	(0.86)	(0.36)	(0.45)
1.05 - 1.10	78	4.82	29.20	18.82	6.92	4.53
		(0.60)	(2.27)	(1.47)	(0.53)	(0.41)

Les écart-types sont donnés entre parenthèses (6 répétitions par couches).

La couche superficielle de couleur noire présente une structure polyédrique subanguleuse centimétrique, conséquence des successions d'humectation et de dessiccation. L'éclatement lors de la dessiccation crée un mulch de surface qui interdit toute dessiccation profonde du sol par évaporation. En période de sécheresse apparaît une fissuration secondaire horizontale et verticale à l'intérieur des prismes délimités par le réseau de macro - fissures. Cependant, en saison sèche "normale", un réseau fissural unique se développe, dont un relevé est présenté sur la figure IV-1.

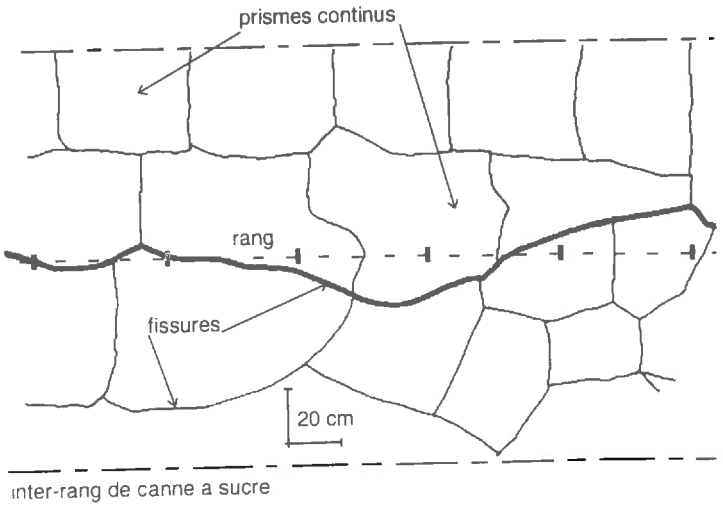


Figure IV-1 : réseau fissural relevé sur la parcelle PVC, la Simonière.

(avril 1995)

IV.2.2 Description du climat régional.

Le climat de la Grande Terre régnant sur le site de la Simonière est de type tropical à saison sèche marquée. La pluviométrie moyenne annuelle (cf. tableau IV-2) est de 1300 mm et l'écart-type de 304 mm, soit un coefficient de variation de près de 25 %, significatif d'une forte variabilité interannuelle. Le tracé des isohyètes moyens interannuels est porté sur la carte IV-3.

En raisonnant sur les données mensuelles, il apparaît que le coefficient de variation mensuel interannuel est toujours compris entre 50 % et 84 %, ce qui montre l'extrême variabilité des pluies mensuelles. En année moyenne, le rapport du mois le plus pluvieux au mois le moins pluvieux est de l'ordre de 4, ce qui montre un fort contraste climatique.

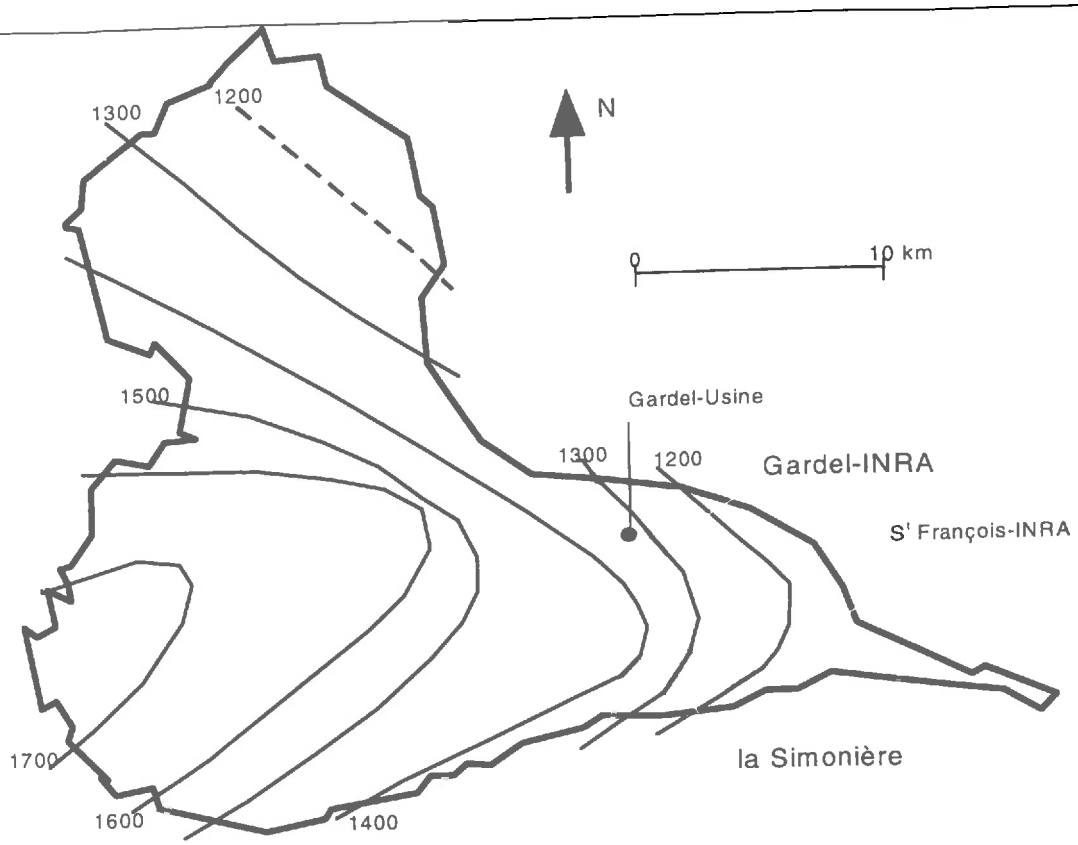
Tableau IV-2 : précipitations mensuelles interannuelles au poste de Gardel-Usine,

mois	moyenne /mm	Q(10) /mm	Q(25) /mm	Q(50) /mm	Q(75) /mm	Q(90) /mm	écart-type /mm
janvier	**66**	31	40	56	82	113	*35*
février	**43**	16	23	34	59	84	*27*
mars	**54**	17	27	42	65	114	*40*
avril	**89**	26	37	66	116	179	*74*
mai	**115**	27	48	87	163	207	*89*
juin	**96**	32	44	74	121	183	*70*
juillet	**111**	42	68	107	147	178	*68*
août	**136**	66	92	122	154	221	*74*
septembre	**161**	84	111	142	196	252	*73*
octobre	**167**	67	105	140	224	283	*92*
novembre	**166**	77	94	152	215	247	*99*
décembre	**110**	47	59	85	**128**	204	*80*
annuel	**1314**	977	1093	1306	1472	1615	*305*

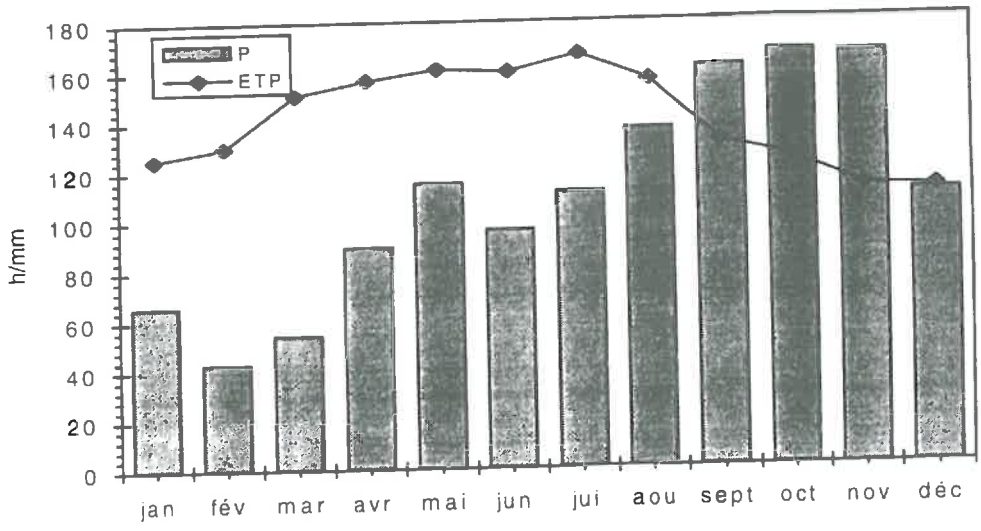
Période : 1938 - 1994. Q(x) = quantile à x%

(d'après Lafforgue & Bretaud, 1995)

Nous avons tracé sur le graphe IV-1 la pluie (poste de Gardel-Usine) et l'ETP-Penman en moyennes mensuelles (postes de Gardel-INRA et St François-INRA). Le poste de St François-INRA a fonctionné de novembre 1970 à avril 1988, alors que le poste de Gardel-INRA fonctionne depuis mai 1988. Aucune période commune de mesures n'existe donc. Nous avons testé les moyennes mensuelles de l'ETP à ces deux postes de mesures sous l'hypothèse que la variabilité des conditions climatiques enregistrées pendant les deux périodes de mesures était identique. Un test de variance à un facteur sur les moyennes mensuelles montre alors qu'au seuil de 5 %, elles ne sont pas significativement différentes.



Carte IV-3 : isohyètes moyens (mm) interannuels sur la Grande Terre, (d'après monographie Orstom).



Graphe IV-1 : hauteurs mensuelles moyennes sur la région de Gardel.

Les mesures de pluie proviennent du poste Gardel-Usine (Lafforgue & Bretaud. 1995), celles de l'ETP-Penman des postes St-François -INRA (1970-1988) et Gardel-INRA (1988-1996).

Nous considérons donc que les postes de Gardel et de St François fournissent la même ETP, qui pourra donc être appliquée au site de la Simonière.

La saison sèche marquée apparaît de janvier à juillet inclus, alors que la saison pluvieuse s'étend de septembre à décembre. Août marque la décroissance de l'ETP et le début de la saison des pluies. Décembre est un mois équilibré. En se basant sur l'indice P-ETP, le déficit hydrique dure de décembre à août inclus.

Un bilan hydrique théorique moyen a été effectué en utilisant la notion de Réserve Facilement Utilisable (RFU) qui est un bon indicateur de la quantité d'eau du sol susceptible d'être "évapo-transpirée". Pour un enracinement moyen de 1 m, la RFU a été fixée d'après les travaux de Ozier-Lafontaine (1992) à 80 mm. Elle serait vide en août d'après l'indice climatique P-ETP. Les résultats sont donnés dans le tableau IV-3. Nous faisons débuter l'année hydrologique en septembre, premier mois où cette réserve est susceptible de se remplir en raisonnant au pas de temps mensuel.

Tableau IV-3 : bilan hydrique théorique en année moyenne.

mois	sept	oct	nov	dec	jan	fev	mar	avr	mai	juin	juil	aou
P	161	167	166	110	66	43	54	89	115	96	111	136
ETP	131	124	112	111	125	130	151	157	161	160	166	156
P-ETP	+30	+43	+54	-1	-59	-87	-97	-68	-46	-64	-55	-20
RFU	+30	73	**80**	79	20	0	0	0	0	0	0	0
excédent	0	0	+47	0	0	-67	-97	-68	-46	-64	-55	-20
ETR	131	124	112	111	125	63	54	89	115	96	111	136

Toutes les données sont en mm. La RFU utilisée est de 80 mm.
Les données météo (P,ETP) proviennent du poste Gardel-Retenue, ORSTOM, période = 1978-1994.
(d'après Lafforgue & Bretaud, 1995)

D'après ce tableau, seul le mois de novembre présente un excédent hydrique, ce qui correspondrait à une période de drainage et/ou de ruissellement intense. Les mois de septembre et octobre correspondraient alors à une période d'initiation du drainage avec une saturation progressive du sol, alors que les mois de décembre et janvier correspondraient à une période de fin de drainage et de désaturation du sol par diminution de la pluviométrie et reprise de l'ETP.

IV.2.3 Description de l'instrumentation.

IV.2.3.1 Le réseau de drainage.

- **ADOS** : les ados sont obtenus par un modelage de la surface du sol pour donner au champ un profil ondulé de grande amplitude (16 m environ), afin de faciliter l'évacuation superficielle de l'eau en excès. Le travail du sol se fait ensuite perpendiculairement à l'axe des ados, les sillons favorisant ainsi l'évacuation de l'eau. Une rigole de collecte dirige ces eaux vers un avaloir, dont la première partie sert de bac décanteur (cf. figure IV-2). L'eau emprunte ensuite un collecteur PVC de diamètre 160 mm jusqu'à la chambre de mesure.

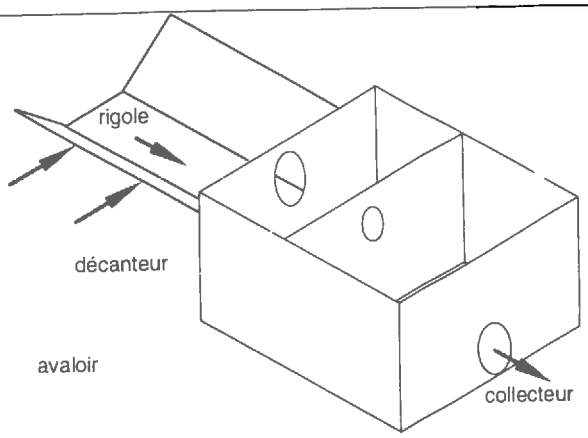


Figure IV-2 : collecte du ruissellement

- **PVC :** des drains annelés perforés de diamètre 80 mm ont été installés par un coutre à caisson adapté à une pelle mécanique en utilisant un guidage laser (Sexe & Cabidoche, 1992) pour obtenir une pente régulière de 0.5 % et un fil d'eau de 0.80 m à 1.10 m sous le terrain naturel. Ils sont installés tous les 16 m et débouchent dans un collecteur (diamètre 160 mm) implanté à 1.20 m de profondeur.

- **TAUPES :** les galeries taupes ont été formées avec un diamètre de 10 cm et sont installées à une profondeur de 65 cm. Elles sont espacées de 1.60 m. Chaque galerie débouche dans une tranchée de profondeur 80 cm au fond de laquelle un collecteur fendu assure l'évacuation de l'eau jusqu'à l'extrémité de la parcelle. Cette tranchée est gravillonnée sur 60 cm, puis recouverte de 20 cm de sol. Elle est encadrée par deux rigoles (au Nord et au Sud) afin de recueillir uniquement l'eau drainée par les galeries (cf. figure IV-3). A la sortie de la parcelle, l'eau recueillie est acheminée jusqu'à la chambre de mesure par un collecteur non fendu. Les fosses pédologiques ouvertes trois ans après l'installation montrent la disparition totale de ces galeries, sans aucun doute à cause des mouvements de sol.

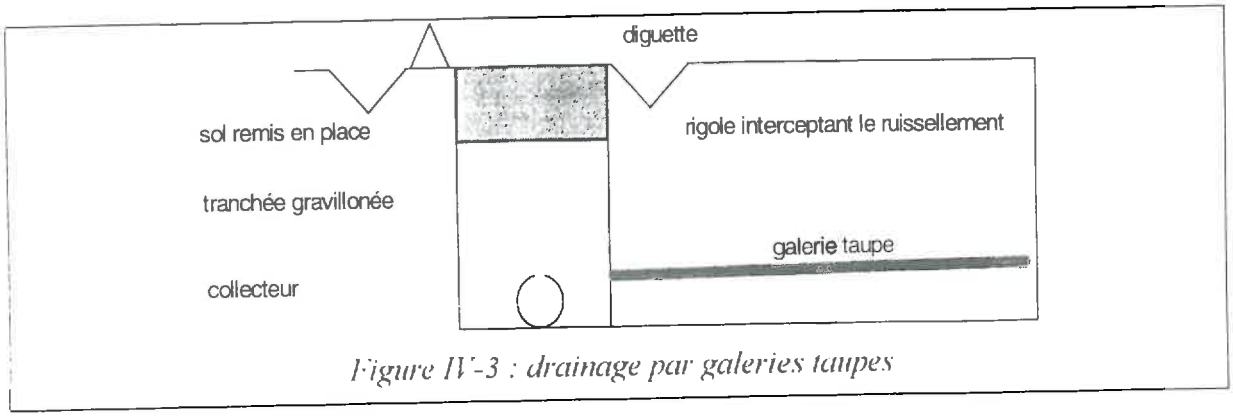


Figure IV-3 : drainage par galeries taupes

L'ensemble du dispositif est porté sur la figure IV-4.

Chacun des trois collecteurs est acheminé jusqu'à un bac débitmétrique (déversoir en V), dans une chambre de mesure commune située en bordure du fossé drainant la Simonière. Afin de conserver une pente régulière aux collecteurs, les bacs de mesure ont dû être installés dans les berges du fossé, d'où un possible refoulement du fossé dans les déversoirs. Ainsi, les épisodes

pluvieux de forte intensité n'ont pu être enregistrés.

Le suivi des hydrogrammes de drainage s'est étalé de octobre 1992 à avril 1996. En juillet 1994, nous avons amélioré l'isolation latérale de la parcelle PVC. Un film polyane double épaisseur a été installé sur une profondeur de 1.50 m sur les cotés Est et Sud de la parcelle PVC. L'isolation hydraulique coté Nord est assurée par le fossé collecteur de la plaine de la Simonière (profondeur supérieure à 2 m) et coté Ouest par un fossé de plus d'1 m de profondeur. Le suivi du drainage TAUPES à été stoppé et le collecteur a été récupéré pour mesurer le ruissellement sur la parcelle PVC. Le dispositif de collecte de ce ruissellement est identique à celui de la parcelle ADOS.

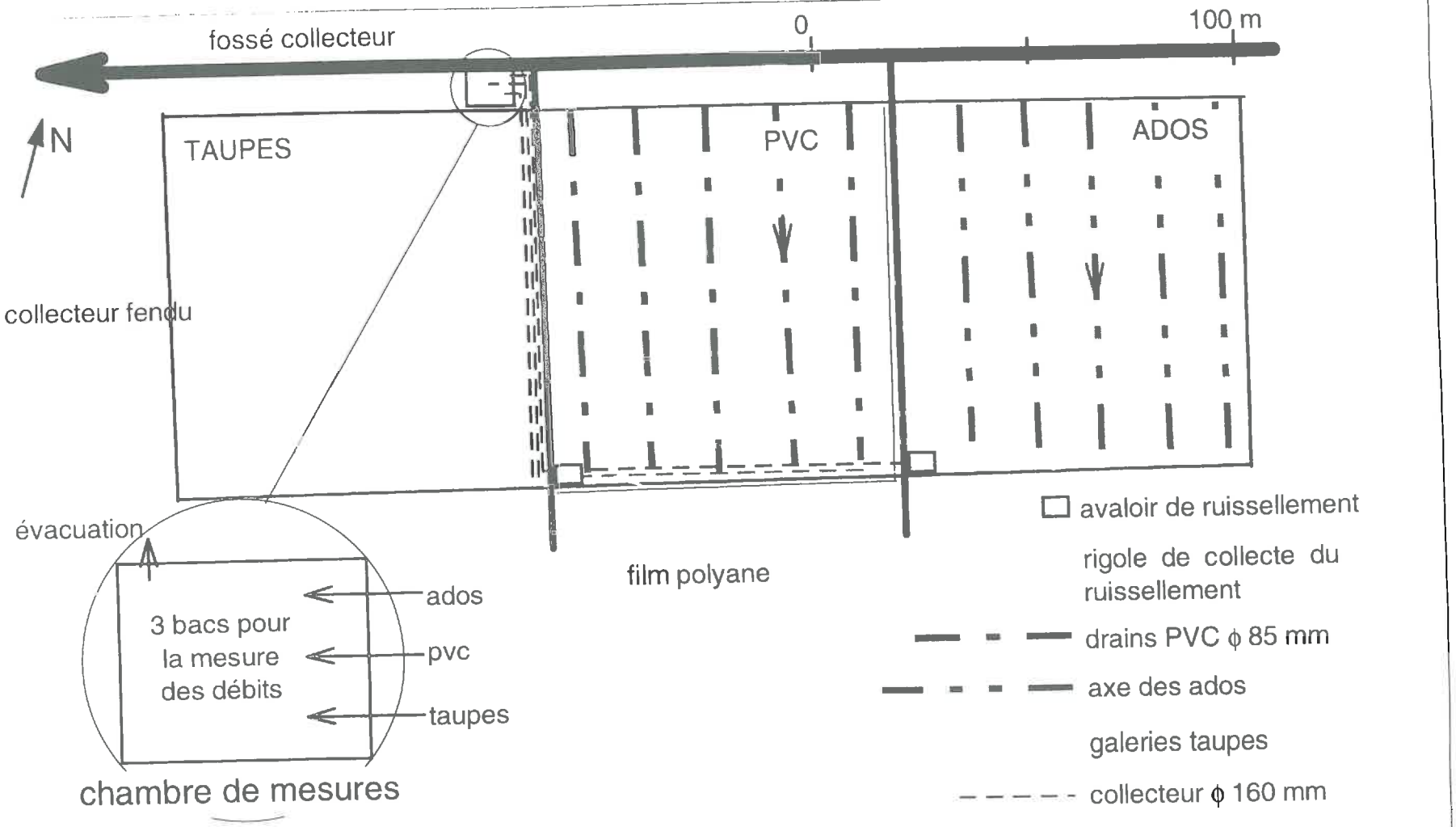


Figure IV-4 : schéma d'implantation des trois types de drainage, la Simonière.

IV.2.3.2 L'enregistrement des hydrogrammes de drainage.

Le dispositif de mesure et d'enregistrement des données, schématisé sur la figure IV-5, s'inspire des dispositifs utilisés par le CEMAGREF (Lesaffre, 1988). Le débit maximal mesurable par le dispositif est de 15.5 $l \cdot s^{-1}$ pour chaque collecteur. La hauteur d'eau au-dessus du déversoir est mesurée à 20 cm en amont à l'aide d'une sonde à ultrason (réflexion de l'onde sur la surface libre), avec correction de la vitesse de propagation du son dans l'eau en fonction de la température. L'incertitude de mesure est de ± 1 mm. Les hauteurs d'eau dans les trois bacs sont stockées dans une centrale d'acquisition CR2M à un pas de temps variable supérieur ou égal à 1 mn.

La relation entre le débit Q et la hauteur d'eau h est de la forme $Q = \alpha \cdot h^{\beta}$. L'étalonnage a été mené par M. Sexe (Sexe & Cabidoche, 1992).

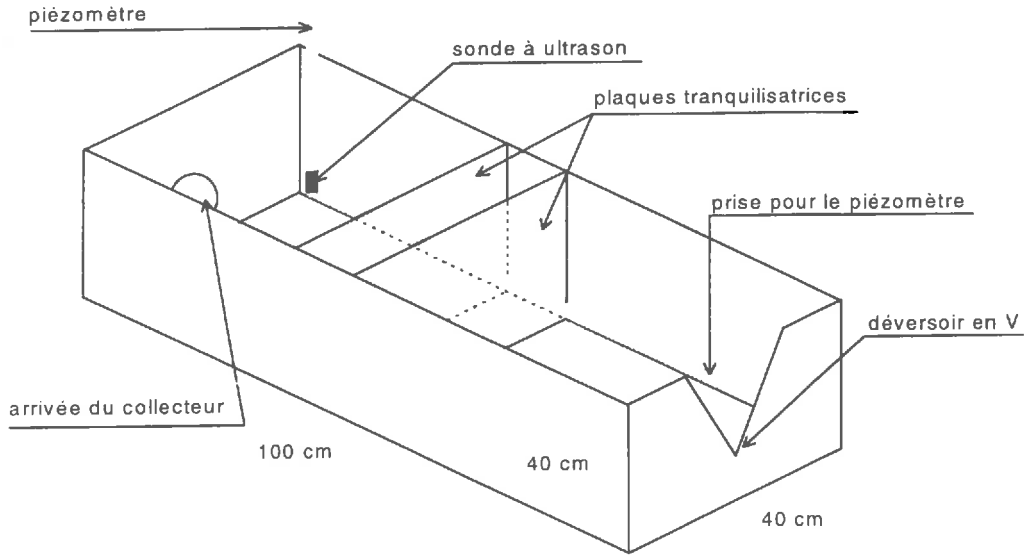


Figure IV-5 : schéma de la mesure des débits de drainage

IV.2.3.3 La pluviométrie.

Un pluviomètre à enregistrement et un pluviomètre à relevé manuel étaient installés à coté de la chambre de mesure, à 3 m l'un de l'autre. Un autre pluviomètre à enregistrement a été installé temporairement au milieu de la parcelle PVC, au-dessus des cannes à sucre.
Le pluviomètre proche de la chambre de mesure a été enregistré au pas de temps de la minute dans la centrale CR2M. Le pluviomètre à relevé manuel était relevé toutes les semaines. Celui situe dans la parcelle PVC a été enregistré sur une CAMBPELL au pas de temps de 15 mn.

Les données recueillies dans le pluviomètre manuel permettent de vérifier le bon fonctionnement du pluviomètre à enregistrement voisin. La comparaison entre les deux

pluviomètres automatiques, distants d'une soixantaine de mètres, permet de vérifier l'homogénéité de la pluie à l'échelle de la parcelle (cf. annexe B, section B.2).

IV.2.4 Méthodologie.

L'étude effectuée s'appuie sur le calcul d'un bilan hydrique théorique à l'échelle mensuelle. La parcelle n'étant pas irriguée, les hypothèses formulées sur les différents termes de ce bilan sont les suivantes :

- Les **remontées capillaires** sont nulles, la nappe à surface libre contenue dans le soubassement se situant à plus de dix mètres de profondeur
- Les **infiltrations profondes** sont nulles tant que les fissures n'atteignent pas le soubassement. Ceci a été vérifié au cours des trois années de mesures.
- L'apport se limite donc à la pluie. Celle-ci est donnée par le pluviomètre automatique relié à la centrale d'acquisition CR2M (cf. section IV.2.3). Elle est reconnue homogène sur l'ensemble des parcelles (cf. annexe B, section B.2).
- L'évapotranspiration réelle ETR est calculée à partir de l'EvapoTranspiration Maximale ETM , elle même calculée à partir de l'EvapoTranspiration Potentielle ETP obtenue par la formule de Penman sur le site de Gardel-INRA distant d'une dizaine de km. L'ETP-Penman de Gardel-INRA est représentative du site de la Simonière (cf. section IV.2.2).
  Nous supposons que **la réserve du sol susceptible de se remplir** est égale à la Réserve en eau Facilement Utilisable ***RFU***. Pour une culture de canne à sucre et pour une profondeur d'enracinement de 1 m, celle-ci est fixée à 80 mm et est égale à l'intégrale de la porosité structurale sur toute la profondeur d'enracinement (Ozier-Lafontaine, 1992, Ozier-Lafontaine & Cabidoche, 1995).

Les règles de calculs du bilan sont données dans le tableau IV-4.

Tableau IV-4 : règles de calcul du bilan hydrique mensuel.

1 : calcul de ETM_i, >0	$ETM_t = K_c \cdot ETP_t$
2 : calcul de ETR_i (évapotranspiration réelle) >0	$ETR_t = \min(ETM_t, P_t + RFU_{t-1})$
3 calcul de la pluie en excédent >0 ou <0	$PEx_t = P_t - ETR_t$
4 : calcul de la RFU_i	$RFU_t = \min(RFU_{max}, RFU_{t-1} + PEx_t)$
5 : calcul de la pluie efficace, i.e. pouvant être drainée ou ruisselée, >0	$PE_t = PEx_t - \max(0, RFU_t - RFU_{t-1})$

ETM : évapotranspiration maximale. K_c = coefficient cultural.

Les coefficients culturaux K_c reliant l'ETP à l'ETM pour la canne à sucre, issus de Combres (1989), sont donnés dans l'annexe C. Les cannes à sucre sont recoltées généralement à la fin du premier trimestre de chaque année.

IV.3 Résultats.

IV.3.1 Fonctionnement global des trois réseaux d'assainissement au cours des trois années de mesures.

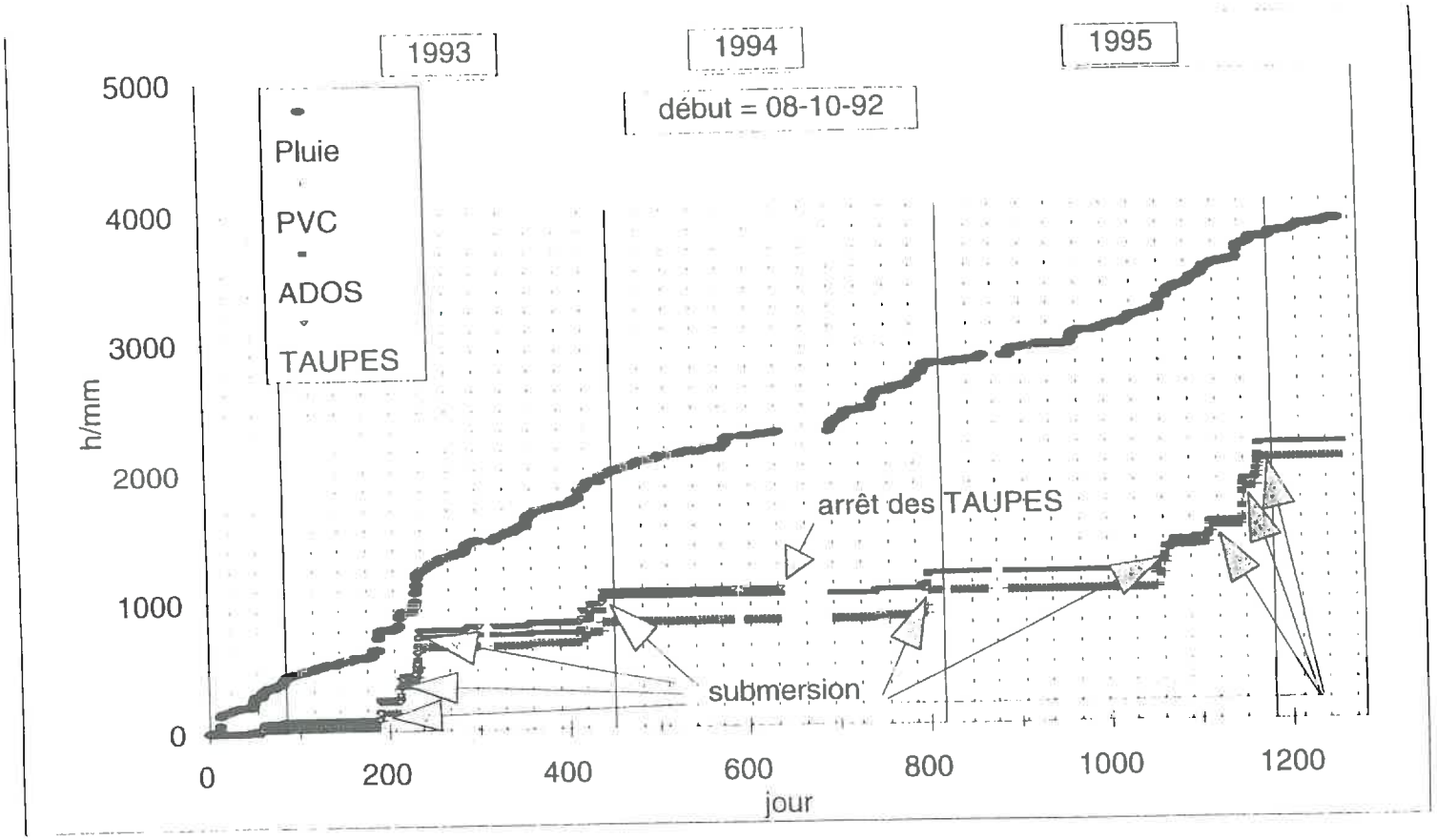
La pluviométrie mensuelle au cours des trois saisons de mesures est reportée dans le tableau B-1 situé en Annexe B. D'après ce tableau, l'année 1993 apparaît comme exceptionnellement pluvieuse. Avec un total de précipitations de 1500 mm, elle peut être considérée comme une année humide de période décennale.
Par opposition, l'année 1994 a été une année de sécheresse sévère sur toute la Grande Terre et correspond à une année sèche de période de retour 10 ans (d'après monographie ORSTOM).
L'année 1995 a été une "année normale", marquée cependant par le passage de plusieurs tempêtes ou cyclones tropicaux en août - septembre.

Malgré les conditions pluviométriques très contrastées des trois années hydrologiques, nous pouvons trouver des caractéristiques communes dans l'évolution des volumes drainés (graphe IV-2).

- Les mois de décembre de 1992 à 1995 montrent à chaque fois une réponse importante des trois types de drainage, ce qui pourrait nous amener à les considérer comme des périodes de drainage intense. Ce drainage apparaît brusquement sans être précédé d'une période d'amorce de drainage, telle qu'on peut l'observer dans les pays tempérés (cf. Concaret *et al.*, 1984; Lesaffre, 1988; Zimmer, 1988; Coulomb, 1992), ni être suivi d'une période de fin de drainage.
  En fait, comme cela est reporté sur le graphe IV-2, ce drainage correspond à une saturation du dispositif par refoulement du fossé collecteur dans la chambre de mesures.

  Comme exposé dans le chapitre précédent, les mois de septembre à novembre permettent en moyenne une recharge en eau de la RFU du sol. Dans le même temps, le sol gonfle et le réseau fissural se referme. En année moyenne, on atteint alors le mois de décembre avec un sol complètement refermé et saturé, qui présente une très faible capacité d'infiltration et donc un drainage très lent (Reid & Parkinson, 1984; Coulomb, 1992; Muirhead *et al.*, 1996). Toute pluie qui arrive à ce moment là, même de faible intensité, contribuera de façon significative au ruissellement de surface et pourra donc, dans notre cas, entraîner une submersion généralisée du dispositif expérimental.

- L'autre caractéristique commune aux trois années hydrologiques est que, à tout moment de l'année, des épisodes pluvieux peuvent donner lieu à un drainage ponctuel, même si à l'échelle mensuelle l'indicateur P-ETP reste négatif.



Graphe IV-2: volumes drainés et pluie apportée au cours du temps, la Simonière.

Les mois d'avril et mai 1993 exceptionnellement pluvieux (près de 250 et 400 mm respectivement) ont entraîné une inondation de la plaine de la Simonière. La période de mi août à mi septembre 1995 a été marquée par plusieurs tempêtes ou cyclones, entraînant là aussi la submersion de la plaine.

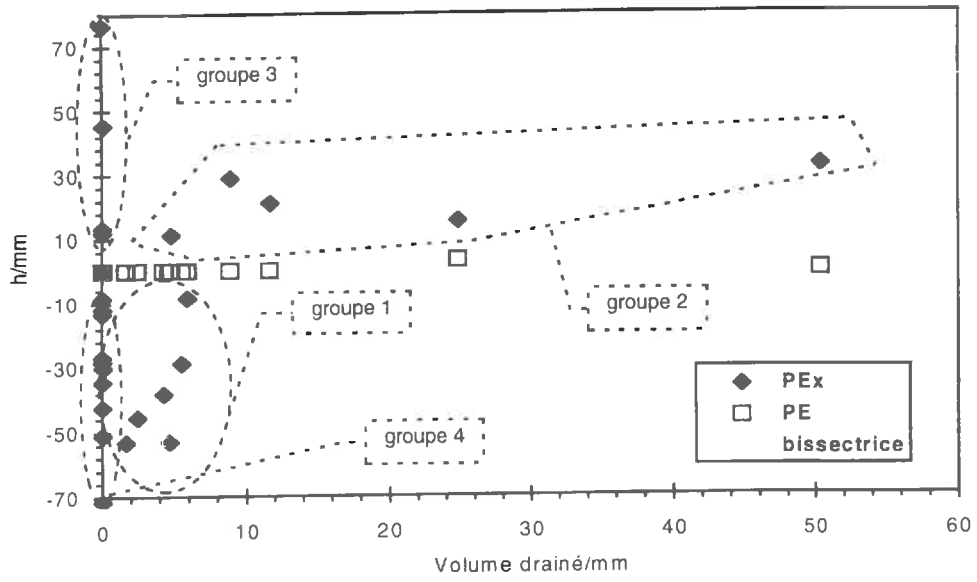
Du fait de la submersion régulière du dispositif expérimental, il est impossible de raisonner à l'échelle annuelle et de calculer des coefficients de restitution. Il semble en fait que le drainage soit essentiellement discontinu. Afin d'en préciser les mécanismes, nous allons raisonner à l'échelle mensuelle.

IV.3.2 Bilans hydriques à l'échelle mensuelle.

Le bilan hydrique théorique est réalisé à partir d'octobre 1992 en partant d'une *RFU* vide. Il est donné pour l'ensemble des saisons de mesures dans l'annexe D.

Ce calcul théorique montre que la pluie efficace pour le drainage ou le ruissellement *PE* n'est strictement positive que pour les mois de décembre 1992, avril et mai 1993, décembre 1994, septembre, octobre et décembre 1995.

Nous pouvons alors **comparer ces valeurs de *PE* aux volumes drainés par la parcelle PVC** et calculés à partir de l'enregistrement des hydrogrammes (cf. graphe IV-3).



Graphe IV-3: relation entre le volume drainé (PVC) et la pluie efficace du bilan hydrique théorique.

Aucune relation n'existe entre les volumes drainés et la partie PE de la pluie, disponible pour le drainage, calculée à l'aide du bilan théorique.
Les mois où le bilan indique un excès de pluie disponible pour le drainage correspondent effectivement à des périodes où la plaine a été inondée et où le dispositif était saturé. Ces points ne sont donc pas représentés sur le graphe précédent.
Cependant, aucun excès d'eau théorique n'est calculé pour les mois de décembre 1993 ou d'août et septembre 1995, périodes où la plaine de la Simonière a également été submergée. Ces périodes de saturation correspondent à des pluies importantes, intenses et regroupées. Il a ainsi plu 40 mm en 2 heures le 19/12/93 et 93 mm en 24 heures le 05/09/95. Pour le mois d'août 1995, la majorité de la pluie du mois est tombée le 27.

Sur ce même graphe, nous avons également reporté non pas *PE* mais *PEx*. En première analyse, là aussi, aucune relation ne semble se dégager. Il existe ainsi des périodes où *PEx* est négative, ce qui correspond à une consommation de la *RFU*, alors que le volume d'eau drainée n'est pas négligeable (cf. groupe 1 sur le graphe IV-3). Cependant, une tendance semble se dessiner pour le groupe 2.

Nous avons donc essayé de relier qualitativement les volumes drainés à la quantité *PEx* du bilan théorique. Pour cela, les données ont été réparties en six groupes, les quatre reportés sur le graphe IV-3, un cinquième qui regroupe les mois où le dispositif était saturé et un sixième formé des points à l'origine. Les caractéristiques pluviométriques correspondant à chacun des éléments de ces six groupes sont reportées dans le tableau IV-5.

Le groupe 1 correspond à des mois à déficit hydrique (*PEx* négative) mais où malgré tout un drainage non négligeable a été enregistré.
La caractéristique commune est qu'au début de chaque mois de ce groupe, la *RFU* est à un niveau de remplissage très important (exception faite de 10/93 sur lequel nous reviendrons à la fin de ce paragraphe).
Les intensités maximales horaires sont relativement faibles (inférieures à 10 mm/h) et le nombre de jours mensuels ayant reçu un volume de pluie supérieur à 5 mm est variable (entre 6 % et 23 %). Le fait que la *RFU* soit remplie au début du mois implique alors qu'elle ne peut plus jouer un rôle tampon vis à vis des pluies. Lorsque celles-ci arrivent à la surface du sol, elles ne peuvent que s'infiltrer dans la porosité matricielle du sol (de très faible conductivité, cf. les données collectées dans Coulombe *et al.*, 1996) ou ruisseler. Ce ruissellement est alors intercepté par les fissures, puis il est finalement repris par les drains enterrés sans avoir humecté latéralement la matrice argileuse. Ce phénomène de "court-circuit" a été précédemment décrit par Bouma & Dekker (1978) et son importance a été soulignée à l'échelle de la parcelle agricole par Leeds-Harrison *et al.* (1982). **L'hypothèse formulée est que les fissures restent ouvertes même lorsque la *RFU* est remplie**.

Concernant le mois d'octobre 1993, l'explication est différente. L'épisode qui a donné naissance au drainage a été une pluie très intense (Imax = 60 mm h^{-1} au pas de temps de 6 mn) précédée d'un premier épisode 24 heures avant.
Le premier épisode a saturé temporairement la capacité de stockage de la *RFU*, le second épisode a alors ruisselé et a été intercepté par les fissures, puis par les drains.

Tableau IV-5: caractéristiques pluviométriques mensuelles par groupe.

Groupe	Mois	RFU_{i-1}	RFU_i	% jour P<1 mm	% jour 5<P<10	% jour P>10 mm	Imax /mm h^{-1}
	11/92	76.4	67.8	60.0	10.0	13.3	8.0
	01/93	80	26.8	45.2	9.7	3.2	8.2
	06/93	80	41.8	70.0	3.3	6.7	10.4
groupe 1	10/93	28.8	0	48.4	12.9	0.0	8.6 (60)
	11/94	66.2	36.2	63.3	6.7	3.3	9.6
	11/95	80	27	56.7	13.3	0.0	6.4
	01/96	80	34.4	77.4	3.2	3.2	9.2
	12/92	67.8	80	45.2	16.1	25.8	8.8
	07/93	41.8	51	58.1	12.9	12.9	11.2
groupe 2	09/93	0	28.8	43.3	10.0	13.3	19.2 (86)
	11/93	0	32.4	60.0	3.3	10.0	28.8 (88)
	10/94	45.3	66.2	58.1	16.1	12.9	32.0 (92)
	04/93	0	80	73.3	3.3	10.0	47.8
	05/93	80	80	61.3	9.7	25.8	47.0
	12/93	32.4	70.6	61.3	6.5	9.7	36.2
submersion	12/94	36.2	80	54.8	6.5	16.1	12.6
	08/95	0	16.1	51.6	12.9	12.9	20.0
	09/95	16.1	80	53.3	16.7	10.0	12.4
	10/95	80	80	48.4	12.9	19.4	15.6
	12/95	27	80	64.5	0	12.9	55.8
	10/92	0	76.4	50.0	12.5	11.5	17.0
	05/94	0	12	74.2	6.5	6.5	12.8
groupe 3	09/94	0	45.3	40.0	10.0	20.0	16.2
	03/95	0	13.4	82.3	5.9	11.8	19.4
	03/93	0	0	71.0	9.7	0	5.6
	03/94	0	0	80.6	0	3.2	7.6
origine	04/94	0	0	86.7	0	0	4.8
	06/95	0	0	80.0	6.7	3.3	15.6
	07/95	0	0	67.7	6.5	9.7	8.6
	03/96	0	0	68.2	9.1	0	2.4
	02/93	26.8	0	71.4	10.7	3.6	6.0
	08/93	51	0	62.5	12.5	6.2	5.6
	01/94	70.6	42.5	45.2	16.1	0	3.0
	02/94	42.5	0	50.0	8.3	4.2	5.0
groupe 4	06/94	12	0	89.5	0	0	1.6
	01/95	80	8.6	72.2	5.6	0	5.8
	02/95	8.6	0	71.4	0	4.8	5.8
	04/95	13.4	0	80.0	3.3	0	3.2
	05/95	17.5	0	83.9	0	3.2	23.0
	02/96	34.4	0	65.5	17.2	0	3.8

Dans la dernière colonne, le chiffre entre parentheses correspond à l'intensité instantanée maximale (pas de temps = 6 mn)

Le groupe 2 correspond à des mois à excès hydrique (*PEx* positive), où du drainage a été mesuré. Ils sont caractérisés par de fortes intensités pluvieuses horaires (sauf 12/92) et par un grand nombre de jours fortement pluvieux (entre 13 et 42 % des jours ont un volume de pluie supérieur à 5 mm). Le niveau de remplissage de la *RFU* au début du mois est variable (entre 0 et 67.8 mm) et le remplissage total n'est pas atteint à la fin du mois, sauf pour 12/92. Ainsi, la pluie efficace est nulle, sauf pour 12/92. Nous proposons alors deux mécanismes expliquant l'apparition du drainage.

(i) Pour les mois de 09/93 et 11/93 où la *RFU* initiale est vide, le drainage s'explique par des intensités moyennes de pluie élevées : 19.2 mm h^{-1} et 28.8 mm h^{-1} respectivement, sachant que les intensités instantanées (pas de temps = 6 mn) sont beaucoup plus élevées (86 mm h^{-1} et 88 mm h^{-1}). Nous avons alors affaire à un ruissellement par saturation de la couche de surface (Horton, 1933).

(ii) Concernant le mois de décembre 1992 où le degré de remplissage de la *RFU* est de 85 % et où les intensités pluvieuses sont peu élevées, le mécanisme proposé est un ruissellement par "débordement" de la porosité structurale au sens de Dunne (1978 : *saturation excess runoff*).

Le drainage des mois de 07/93 et 10/94, qui débutent avec une *RFU* à moitié pleine et où les intensités horaires maximales sont élevées, résulte sans doute d'un mécanisme complexe faisant intervenir les deux mécanismes précédents.

Nous pouvons intégrer à ce groupe les mois où le dispositif a été saturé. Ils combinent des intensités horaires très élevées (jusqu'à 55.8 mm h^{-1}) et un remplissage parfois total de la *RFU*.

Le groupe 3 regroupe les mois à excès hydrique (*PEx* > 0) sans enregistrement de drainage. Ils se caractérisent tous par un remplissage nul de la *RFU* au début du mois. Les intensités moyennes horaires peuvent être importantes (jusqu'à 19.4 mm h^{-1}) et le nombre de jours pluvieux est important (entre 13 et 30 % des jours reçoivent une pluviométrie supérieure à 5 mm). De plus le remplissage de la *RFU* deux mois avant (RFU_{n-2}, non portée dans le tableau IV-5) est soit nul, soit très faible (inférieur à 16 %). La culture a donc subit un déficit hydrique les deux mois précédents, ce qui l'a amenée, suivant le mécanisme décrit par Ozier-Lafontaine (1992), à puiser dans la Réserve Difficilement Utilisable (*RDU*) contenue dans la porosité matricielle.

Nous avons donc des pluies intenses, importantes (*PEx* >0) qui arrivent sur un sol fortement fissuré mais qui ne donnent aucun drainage. Cela peut sembler surprenant sachant que la conductivité hydraulique de la matrice argileuse du sol est très faible et que l'eau fissurale est évacuée rapidement par les drains sans avoir le temps d'humecter latéralement les prismes argileux inter-fissuraux (phénomène de *short circuit*, Bouma & Dekker, 1978).

Nous attribuons cette pseudo contradiction à **la forte infiltrabilité de la porosité structurale**. La *RFU* (ou porosité structurale) se remplirait plus ou moins prioritairement par rapport à la matrice argileuse. Sa capacité d'infiltration moyenne horaire est supérieure à environ 20 mm et sa capacité d'infiltration instantanée (pas de temps = 6mn) est comprise entre 44 mm h^{-1} (mois 03/95) et 60 mm h^{-1} (mois 09/93). Ces valeurs doivent être considérées comme indicatives, du fait du pas de temps mensuel choisi pour cette étude.

Elles peuvent être néanmoins comparées aux valeurs de conductivité à saturation de vertisols. Lin (1995) trouve dans certains vertisols une conductivité à saturation de 360 mm h^{-1}, à partir

de mesures sous infiltromètre à succion. Coulombe *et al.* (1996) rapportent des valeurs de conductivités de vertisols saturés trouvées dans la littérature qui varient entre 5 mm h^{-1} et plusieurs centaines de mm h^{-1} suivant la méthode employée. Par contre, des valeurs beaucoup plus faibles sont trouvées par Ritchie *et al.* (1972b) (Ksat ~ 1 mm h^{-1}) et Talsma & van der Lelij (1976) (Ksat ~ 0.2 mm h^{-1}) à partir de mesures sur un sol submergé pendant plusieurs jours (Ritchie *et al.*, 1972b) ou plusieurs semaines (Talsma & van der Lelij, 1976).

Le groupe "origine" correspond aux mois où le bilan théorique est en accord avec les volumes drainés enregistrés. Leurs valeurs sont nulles dans les deux cas. La *RFU* est nulle au début et à la fin du mois, le nombre de jours faiblement pluvieux est important (entre 68 % et 87 % des jours ont une pluviométrie inférieure à 1 mm), le nombre de jours fortement pluvieux est faible (entre 0 % et 15.2 %) et les intensités horaires maximales sont peu élevées.

Le groupe 4 correspond à des mois à déficit hydrique (*PEx* négative) et sans drainage. Le nombre de jours sans pluie peut être élevé (jusqu'à 90 %) alors qu'il y a peu de jours très pluvieux (moins de 6 % des jours du mois ont une pluviométrie supérieure à 10 mm). Lorsque le nombre de jours sans pluie est peu élevé (mois 01/94 et 02/94), les intensités maximales horaires sont peu importantes (moins de 5 mm h^{-1}).
Seul le mois de 05/95 présente une intensité horaire élevée (23 mm h^{-1}), mais la *RFU* étant vide cet épisode peut s'infiltrer dans la porosité structurale.

IV.4 Conclusion du chapitre.

Les résultats acquis à l'échelle annuelle ont permis de mettre en évidence la discontinuité du drainage. Quelle que soit la période de l'année, un drainage peut avoir lieu alors que le bilan hydrique théorique mensuel montre un déficit hydrique. Ce drainage est rapide et fugace (quelques heures à quelques jours). Aucune saison de drainage intense n'a pu être dégagée.

Ces résultats ont été précisés au pas de temps mensuel. La comparaison entre un bilan hydrique théorique et les volumes drainés mensuels a montré qu'aucune relation n'existe entre la pluie efficace pour le drainage, définie comme l'excès de pluie une fois la RFU remplie, et les volumes drainés. Par contre, nous avons pu expliquer qualitativement les volumes drainés en fonction de la pluie excédentaire (P - ETR), de l'intensité maximale de pluie (au pas de temps horaire et de 6 mn) et du degré de remplissage de la RFU au début du mois.

Les mécanismes suivants, obtenus à partir des résultats qualitatifs précédents, sont proposés :

(i) les drains recueillent l'eau contenue dans les fissures avant que celle-ci ne s'infiltre latéralement dans les prismes argileux continus (phénomène de *short circuit* ou *by-pass*),

(ii) les fissures interceptent le ruissellement de surface,

(iii) le ruissellement de surface apparaît de deux façons :
- par débordement de la RFU,
- par saturation de la couche de surface,

(iv) la RFU, constituée de la porosité structurale, a une forte capacité d'infiltration dont les ordres de grandeur sont les suivants : au moins 20 mm h^{-1} pendant une heure ou 50 mm h^{-1} pendant 6 mn. Elle joue alors le rôle de réservoir tampon.

Deux hypothèses fondamentales ont été formulées dans cette analyse. Nous avons supposé d'une part que la porosité structurale possède une forte capacité d'infiltration, d'autre part que les fissures peuvent rester ouvertes même lorsque la porosité structurale est saturée. Ces hypothèses ont été introduites pour expliquer les résultats obtenus. Elles demandent donc à être vérifiées.

Ce travail ne peut avoir qu'un aspect qualitatif, du fait du pas de temps d'étude (le mois). De plus, nous avons dû descendre à l'échelle infra - horaire pour proposer le mécanisme précédent. Afin de le valider, il devient nécessaire de passer à une échelle d'étude plus fine.

V. Etude du remplissage de la porosité structurale.

V. ETUDE DU REMPLISSAGE DE LA POROSITE STRUCTURALE. 83

V.1 OBJECTIFS. 84
V.2 MATERIELS ET METHODES. 85
V.2.1 Mesure de la teneur en eau matricielle. 85
V.2.2 Mesure de la teneur en eau totale. 88
V.2.3 Schéma d'implantation. 89
V.2.4 Principe de l'étude. 90
V.3 RESULTATS. 92
V.3.1 Profils de teneur en eau matricielle et du volume spécifique d'air au point d'entrée d'air fissural. 92
V.3.2 Vérification de l'hypothèse de constriction proportionnelle. 93
V.3.3 Incertitudes associées à l'estimation des teneurs en eau moyennes. 96
V.3.4 Résultats. 96
V.4 CONCLUSION DU CHAPITRE. 106

V.1 Objectifs.

Les résultats obtenus au chapitre précédent suggèrent un remplissage préférentiel de la porosité structurale par rapport aux transferts matriciels. Le but de ce chapitre est de vérifier cette hypothèse.

Pour cela, nous avons comparé l'évolution des teneurs en eau matricielle et totale sur la parcelle PVC au cours de deux périodes de mesures en 1993-1994 et 1994-1995. L'intervalle de temps entre deux profils de teneurs en eau était de une semaine.

V.2 Matériels et méthodes.

Le site d'étude est la parcelle PVC située dans la plaine de la Simonière. La description du sol est donnée dans le chapitre précédent.

V.2.1 Mesure de la teneur en eau matricielle.

V.2.1.1 Principe.

Les mouvements de sol dus aux variations de teneurs en eau matricielles rendent inopérantes les méthodes classiques de détermination de la teneur en eau (Yule & Ritchie, 1980b; Jarvis & Leeds-Harrison, 1987a) telles que la sonde à neutrons ou les sondes TDR. Par contre, dans la gamme de retrait normal, toute mesure des variations du volume de sol peut être transformée en variations de teneurs en eau matricielles. Cependant, seule la composante verticale des mouvements de sol est aisément mesurable. Ainsi, l'utilisation d'un capteur qui enregistre les mouvements verticaux du sol à différentes profondeurs (voir Cocquet, 1995 pour une revue des différents capteurs) permet, *via* un modèle, de repasser aux teneurs en eau matricielles.

V.2.1.2 Capteurs de déplacements THERESA.

Les capteurs THERESA (Cabidoche & Ozier-Lafontaine, 1995) permettent de mesurer l'épaisseur d'une couche de sol. Ils se composent de 3 tubes coaxiaux (cf. figure V-1) :

- le tube intérieur est fileté sur 2 cm à son extrémité inférieure; il est ancré au bas de la couche étudiée,
- le tube intermédiaire est également fileté à son extrémité inférieure; il est ancré en haut de la couche,
- le tube extérieur s'étend du haut de la couche étudiée jusqu'à la surface du sol : il empêche les frottements du sol sus-jacent sur le tube intermédiaire.

Les avants - trous sont creusés avec des tarières de diamètre adéquat. Les THERESA sont équipés de capteurs de déplacement potentiométrique (précision : 0.01 mm) qui, reliés à la centrale CAMPBELL, permettent un enregistrement à un pas de temps fin. Le pas de temps utilisé était de 1 heure.

Les avantages de THERESA sur d'autres types de capteurs (voir par exemple Bronswijk, 1991, Hallaire, 1987; Cocquet, 1995) sont nombreux (Cabidoche et Ozier-Lafontaine, 1995; Cocquet, 1995). Ils perturbent très peu le sol et mesurent l'épaisseur d'une couche de sol à partir d'une différence de cotes situées sur une même verticale (par rapport à des capteurs à un

seul point de mesure). La teneur en eau ainsi calculée est réellement ponctuelle et permet donc une étude de la variabilité spatiale de la couche de sol étudiée.

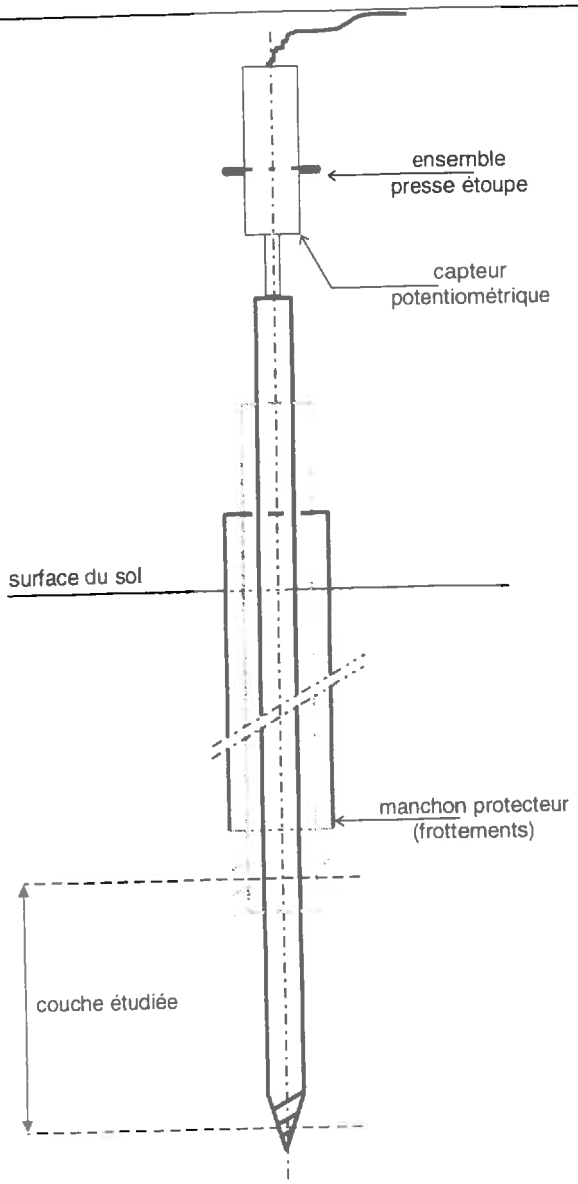


Figure V-1 : schéma du capteur THERESA.

V.2.1.3 Le modèle de Voltz & Cabidoche (1995).

Les modèles reliant l'épaisseur à la teneur en eau matricielle ont généralement été développés soit sur des échantillons homogènes (cf. le modèle AHF de Aitchison & Holmes, 1953, et Fox, 1964; Yule & Ritchie, 1980a), soit en supposant que le sol est homogène (Bronswijk, 1991), ce qui peut s'écrire

$$W_{mat} = f_{uniforme}(z) \qquad \text{eq. V-1}$$

Or de nombreux auteurs ont mis en évidence la non - uniformité de la teneur en eau dans les sols fissurés (voir par exemple Yule & Ritchie, 1980b; Jaillard & Cabidoche, 1984). Lorsque cette non - uniformité est aléatoire, on peut raisonner en moyenne et relier les variations moyennes d'épaisseurs à celles de teneurs en eau, ce qui peut s'écrire :

$$\overline{W_{mat}} = f_{sol}(\bar{z}). \qquad eq.\ V\text{-}2$$

Implicitement, Bronswijk ou Yule & Ritchie supposent que $f_{sol} = f_{uniforme}$. Voltz & Cabidoche (1995) suivent une approche rigoureuse et obtiennent :

$$f_{sol}(\bar{z}) = f_{uniforme}(\bar{z}) + g(\Delta z^2) + h(\Delta z^3), \qquad eq.\ V\text{-}3$$

où g et h représentent des fonctions dépendant des moments d'ordre 2 et 3 de la distribution des variations d'épaisseurs de couche. Si l'hétérogénéité des variations d'épaisseur est gaussienne, la fonction h disparaît. De plus, ces auteurs montrent que g peut être négligée dès que les variations d'épaisseur sont faibles par rapport à l'épaisseur initiale.

Nous avons utilisé le modèle de Voltz & Cabidoche, en faisant ces deux hypothèses. Nous avons vérifié *a posteriori* que g pouvait effectivement être négligée.

V.2.1.4 Détermination des paramètres du modèle de Voltz & Cabidoche (1995).

La relation entre l'épaisseur d'une couche donnée de sol et son volume spécifique ou sa teneur en eau matricielle est donnée en annexe E. Les différents paramètres du modèle sont les suivants :

- k : ratio d'anisotropie des mouvements de sol.
- W^{ae} : teneur en eau matricielle au point d'entrée d'air fissural,
- v_s^{ae} : volume spécifique d'air structural au point d'entrée d'air fissural,
- z^{ae} : épaisseur de la couche à ce même point,
- v_s : volume spécifique de solide,

La valeur de k a été estimée par Cabidoche & Voltz (1995) sur un site proche. Nous prendrons cette valeur sur le site de la Simonière : ***k = 0.85***.

Les valeurs du volume spécifique de solide sur la Simonière ont été établies par Ozier-Lafontaine (1992). **Il vaut 0.373 $dm^3\ kg^{-1}$ en surface (profondeur inférieure à 50 cm) et 0.370 $dm^3\ kg^{-1}$ en profondeur**.

Les valeurs de z^{ae} correspondent à l'épaisseur maximale enregistrée par les THERESA.

Les autres paramètres ont été mesurés sur le site selon le protocole suivant :

(i) le sol est "saturé" par des apports d'eau successifs pendant plusieurs jours. Les prélèvements sont ensuite effectués dès que les fissures réapparaissent. La porosité structurale est alors remplie d'air et la teneur en eau est égale à la teneur en eau matricielle au point d'entrée d'air fissural,

(ii) une fosse est ouverte manuellement sur le terrain. Des échantillons de très grande taille (jusqu'à plusieurs dm^3) sont ensuite prélevés graduellement de la surface jusqu'à 1.20 m de profondeur. Ces échantillons sont conservés dans des sachets plastiques fermés hermétiquement et manipulés avec soin jusqu'au laboratoire,

(iii) au laboratoire, nous prélevons au sein des échantillons de très grande taille des mottes non remaniées de plusieurs centaines de cm^3. La détermination du volume spécifique d'air se fait selon la méthodologie de Cabidoche & Ney (1987) et reprise par Helly (1990). La teneur en eau pondérale de ces échantillons est égale à la teneur en eau matricielle au point d'entrée d'air fissural. La méthodologie est décrite en annexe F.

V.2.1.5 Vérification de l'hypothèse de constriction proportionnelle.

Le modèle de Voltz & Cabidoche (1995) peut être utilisé soit en supposant que le volume d'air structural reste fixe au cours du retrait, soit en supposant une diminution de ce volume suivant l'hypothèse de constriction proportionnelle (cf. chapitre I).

Le protocole d'étude est le même que dans la section V.2.1.4, mais les prélèvements ont été effectués sur un sol largement fissuré. La teneur en eau de ces échantillons est donc plus faible, ce qui permet de décrire la courbe de retrait. La représentation choisie pour la courbe de retrait est celle reliant le volume spécifique de l'échantillon $v_{éch}$ à la teneur en eau pondérale W. Les volumes spécifiques s'additionnant, nous avons :

$$v_{éch} = v_s + v_a(W) + W \qquad \text{eq. V-4}$$

Dans cette représentation, une porosité structurale fixe se traduit par une pente 1, alors que la constriction proportionnelle se traduit par une pente supérieure à 1. Nous comparons donc la pente de la courbe de retrait expérimentale à celle théorique obtenue sous l'hypothèse de constriction proportionnelle.

V.2.2 Mesure de la teneur en eau totale.

Les profils hydriques moyens de teneur en eau totale ont été mesurés par prélèvements à la tarière à intervalles d'une semaine au cours des saisons 1993-1994 et 1994-1995. Ceci permet d'obtenir un écart-type d'estimation de la moyenne inférieur à 0.02 kg kg^{-1} (Cabidoche & Ozier-Lafontaine, 1995).

V.2.3 Schéma d'implantation.

Sur la parcelle PVC, six capteurs THERESA ont été installés par couche (trois sous le rang de canne à sucre, trois sous l'inter-rang), ce qui permet de calculer la teneur en eau matricielle moyenne de la couche avec une bonne précision (incertitude inférieure à $2 \cdot 10^{-2}$ kg kg^{-1} : Ozier-Lafontaine, 1992). La distance horizontale entre deux capteurs installés à la même profondeur était de 3 m, ce qui évite les autocorrélations spatiales. Les couches étudiées ont été :

- saison 1993-1994 : 0-10 cm, 10-30 cm, 30-50 cm, 50-80 cm, 80-120 cm;
- saisons 1994-1995 et 1995-1996 : 10-30 cm, 30-50 cm, 50-70 cm, 70-90 cm, 90-110 cm.

Lors de la première campagne de mesures, la couche 80-120 cm a présenté de très faibles variations d'épaisseurs, d'où sa séparation lors de la campagne suivante.

L'installation des THERESA doit se faire au gonflement maximal afin de respecter le modèle de retrait - gonflement (Voltz & Cabidoche, 1995). Concrètement, l'installation s'est faite à la fin de la saison pluvieuse. L'implantation sur la parcelle PVC est présentée sur la figure V-2.

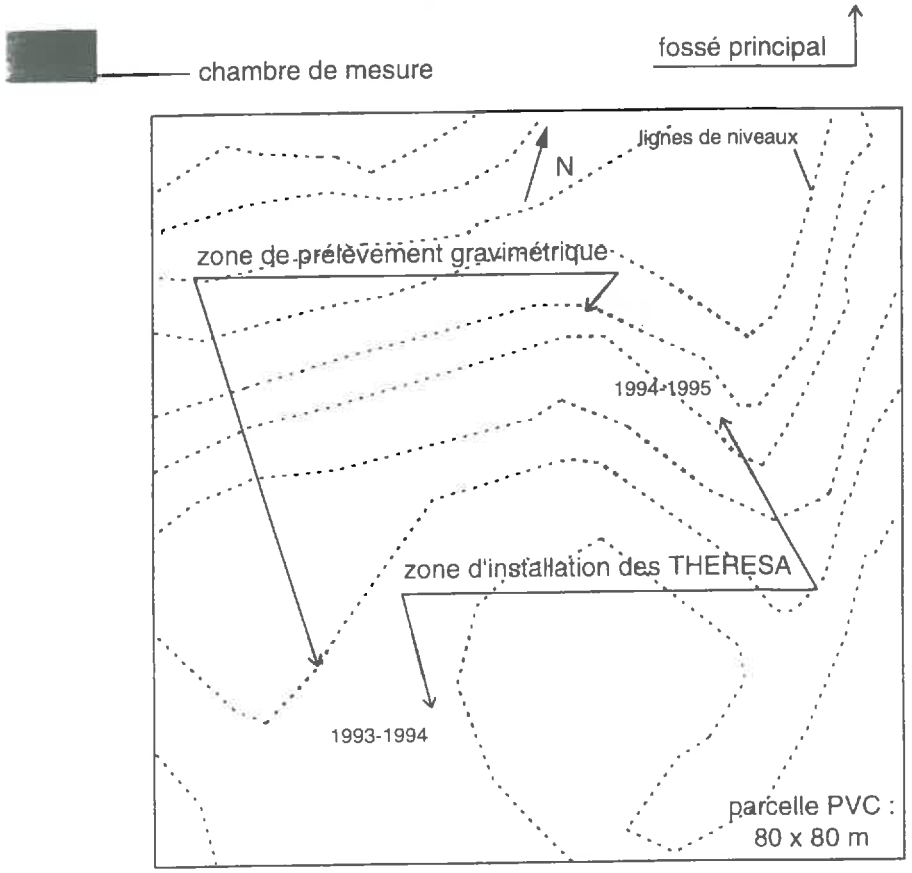


Figure V-2 : implantation des THERESA, la Simonière.

12 répétitions à la tarière étaient effectuées, 6 sous les rangs de canne à sucre, 6 sous les inter - rangs. Les profils étaient réalisés aux alentours de l'implantation des THERESA et étaient espacés de 80 cm d'une semaine à l'autre. Le plan d'implantation pour les deux saisons est également présenté sur la figure V-2. Les prélèvements se sont faits selon le même schéma que précédemment (distance de 3 m entre chaque profil afin d'éviter les autocorrélations spatiales).

V.2.4 Principe de l'étude.

La comparaison d'une date à l'autre des variations de teneurs en eau totale et matricielle permet alors de caractériser le remplissage de la porosité structurale. Si ces deux variations sont égales, cela signifie que la porosité structurale ne s'est pas remplie. Si la variation de teneur en eau totale est positive (resp. négative) et que la variation de teneur en eau matricielle est nulle, cela signifie que la porosité structurale s'est remplie (resp. vidée) préférentiellement par rapport à la porosité matricielle.

A titre d'illustration, imaginons une succession de six profils hydriques correspondant aux conditions suivantes :

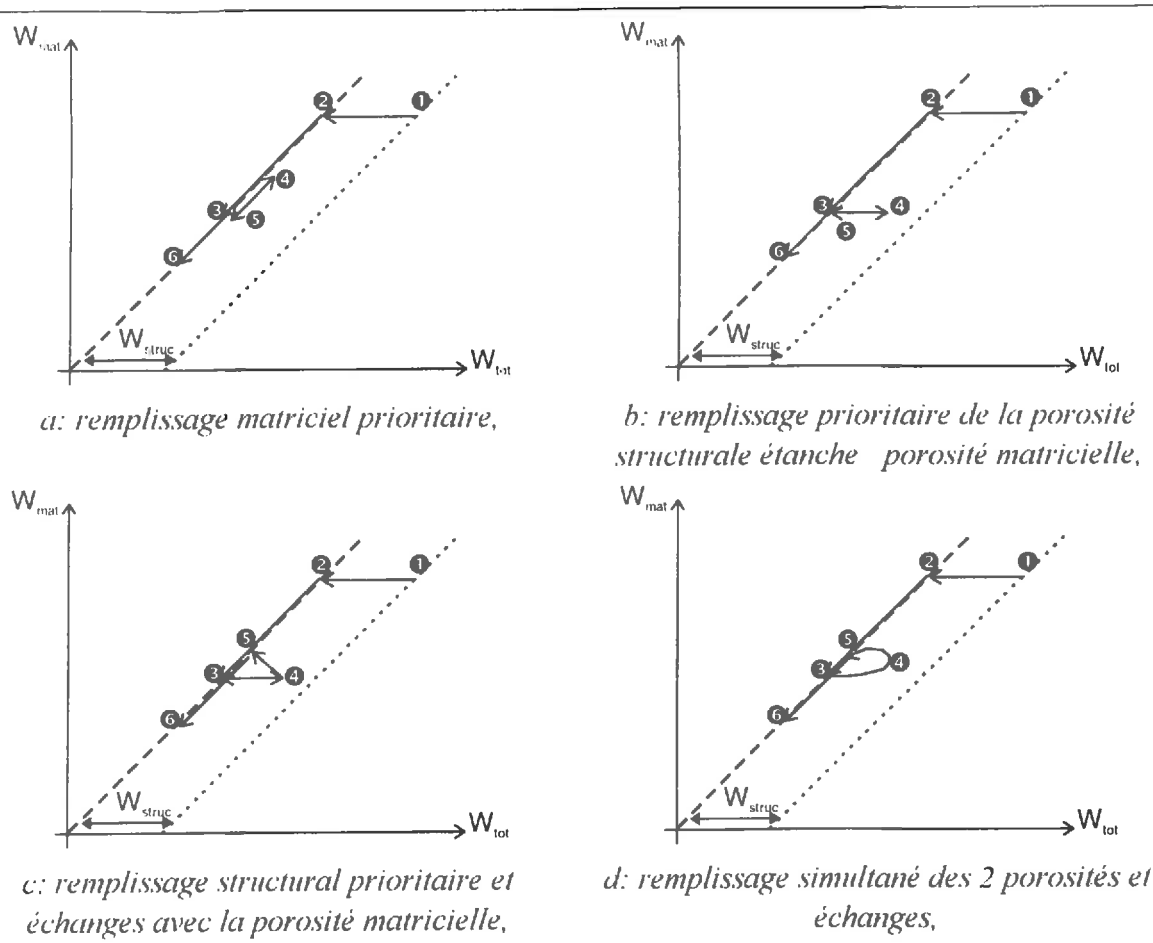
1 - sol saturé (porosités matricielle + structurale),
2 - diminution de la teneur en eau par pompage racinaire : l'eau structurale, moins fortement liée au sol, est consommée de façon prioritaire jusqu'à épuisement,
3 - la dessiccation se poursuit : l'eau matricielle est alors consommée,
4 - la dessiccation est interrompue par une averse,
5 et 6 - reprise du pompage racinaire.

Suivant le degré d'indépendance des transferts structural et matriciel et le degré de "préférentialité" du remplissage structural, nous aurons différents cheminements possibles sur un graphe $W_{matricielle}=f(W_{totale}(t))$ (cf. figure V-3abcd).

1er cas : les transferts ont lieu préférentiellement dans la porosité matricielle. Nous avons alors le cheminement présenté sur la figure V-3a. La relation entre teneur en eau matricielle et teneur en eau totale est bijective. On obtient une courbe de retrait "classique" avec une phase unique de retrait structural lorsque le sol est saturé.

2ème cas: la porosité structurale est étanche vis-à-vis de la porosité matricielle et elle se remplit de façon prioritaire (voir la figure V-3b). Lors de l'averse, la teneur en eau matricielle reste identique (remplissage structural prioritaire). On obtient une trajectoire 3-4 horizontale. Le point 5 est confondu avec le point 3 (pas d'échanges entre la structure et la matrice du sol).

3ème cas: la porosité structurale se remplit de façon prioritaire mais des échanges ultérieurs existent vers la porosité matricielle. On obtient la figure V-3c. La trajectoire 3-4 est encore horizontale, mais la trajectoire 4-5 représente une consommation de l'eau structurale par les racines et une diffusion simultanée dans la matrice, donc une augmentation de la teneur en eau matricielle.



a: remplissage matriciel prioritaire,

b: remplissage prioritaire de la porosité structurale étanche porosité matricielle,

c: remplissage structural prioritaire et échanges avec la porosité matricielle,

d: remplissage simultané des 2 porosités et échanges,

Figure V-3: différentes trajectoires possibles sur un graphe W_{mat} - $W_{tot}(t)$ d'une dessiccation monotone interrompue par une averse.

4ème cas: des transferts et des échanges ont lieu simultanément dans les deux compartiments de porosité. On obtient la figure V-3d. La trajectoire 3-4-5 est une boucle d'autant plus horizontale que le remplissage structural est préférentiel et d'autant plus aplatie que la porosité structurale est étanche vis-à-vis de la porosité matricielle.

Le principe de l'étude va donc consister à obtenir et à analyser de tels graphes à la lumière de l'exemple ci-dessus. Sur toute la période d'étude, la forme de la courbe caractérisera le remplissage de la porosité structurale. Pour une période donnée (dessiccation ou réhumectation continue), nous faisons une régression linéaire entre les teneurs en eau totale et matricielle. La pente de la régression obtenue caractérisera alors le remplissage de la porosité structurale.

V.3 Résultats.

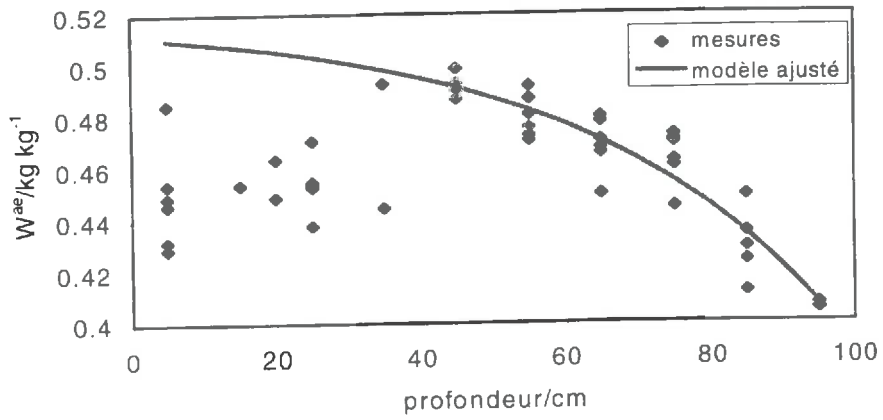
V.3.1 Profils de teneur en eau matricielle et du volume spécifique d'air au point d'entrée d'air fissural.

- **Profil de teneur en eau matricielle.**

Les fissures étant ouvertes en surface, les humidités superficielles sont inférieures aux humidités au point d'entrée d'air fissural. Un modèle exponentiel a donc été ajusté sur les profondeurs supérieures à 40 cm. Il a ensuite été extrapolé pour les couches de surface. Son expression analytique est la suivante :

$$W^{ae}(z) = 0.519 - 0.0079 \cdot e^{0.028\,z} \qquad \text{eq. V-5}$$

où W^{ae} est la teneur en eau matricielle au point d'entrée d'air fissural (kg kg^{-1}) et z la profondeur (cm) (cf. graphe V-1).

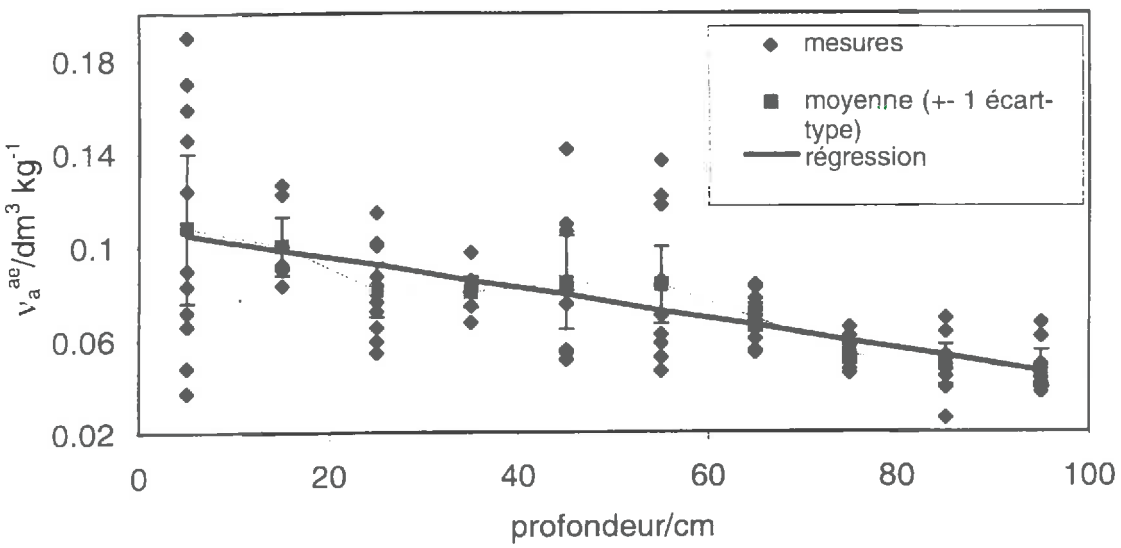


Graphe V-1 : profil de teneur en eau au point d'entrée d'air, la Simonière.

- **Profil de volume spécifique d'air.**

Le profil de volume spécifique d'air est reporté sur le graphe V-2.

On observe une tres forte variabilité du volume spécifique d'air, particulièrement dans les couches de surface. Le volume spécifique d'air structural, équivalent à la porosité structurale, diminue avec la profondeur. Ces résultats sont comparables à ceux trouvés par Helly (1990) et Ozier-Lafontaine (1992).



Graphe V-2 : profil de volume spécifique d'air sous canne à sucre, la Simonière.

Les valeurs respectives des teneurs en eau et des volumes spécifiques d'air pour les différentes couches étudiées sont donnés dans le tableau V-1.

Tableau V-1 : paramètres mesurés du modèle de Voltz & Cabidoche (1995), la Simonière.

couche /cm	W^{ae} /kg kg^{-1}	v_a^{ae} /dm^3 kg^{-1}
0-10	0.510	0.105
10-30	0.505	0.095
30-50	0.495	0.082
50-70	0.477	0.069
50-80	0.469	0.066
70-90	0.445	0.056
90-110	0.406	0.043
80-120	0.413	0.043

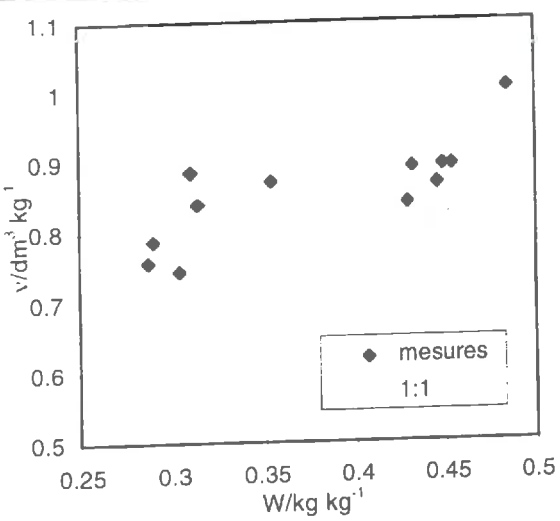
V.3.2 Vérification de l'hypothèse de constriction proportionnelle.

Les courbes de retrait sur gros échantillons sont tracées sur les graphes V-3 à V-5.

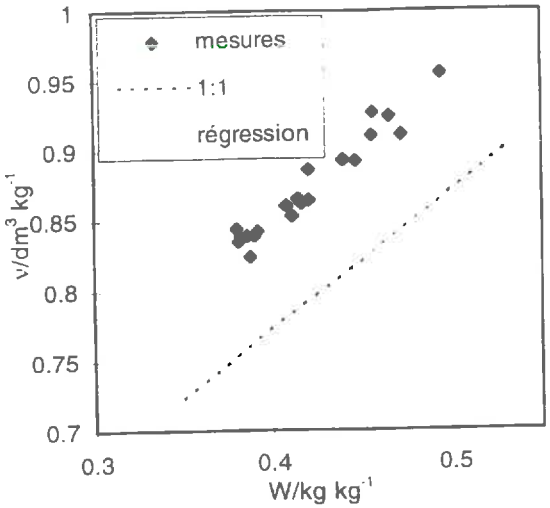
Pour la couche 0-10 cm, on observe une augmentation du volume d'air structural avec le retrait. Ceci est dû à la structure secondaire de la couche superficielle qui favorise, par rapport au réseau fissural principal, une fissuration secondaire verticale et horizontale et un écartement des agrégats élémentaires.

Pour les couches 10 - 40 cm et 40 - 100 cm, les points obtenus s'alignent sur une droite qui semble parallèle à la droite de pente 1. Nous nous situons donc dans la gamme de retrait

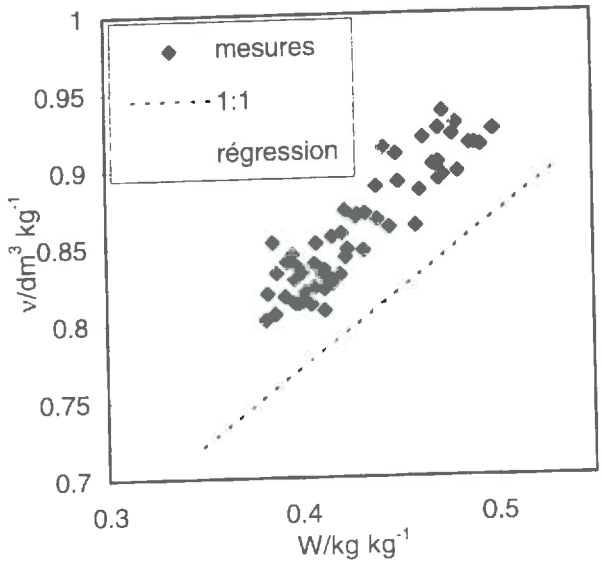
normal.



Graphe V-3 : courbe de retrait de mottes, 0-10 cm, la Simonière



Graphe V-4 : courbe de retrait de mottes, 10-40 cm, la Simonière



Graphe V-5 : courbe de retrait de mottes, 40-100 cm, la Simonière.

Sous l'hypothèse de constriction proportionnelle, les coefficients théoriques sont calculés à partir de la relation suivante :

$$\left.\begin{array}{l} \text{eq. V-4 : } \nu_{e\,ch}(W) = \nu_s + W + \nu_a(W) \\ \text{constriction proportionnelle : } \nu_a(W) = \nu_a^{ae} \cdot \dfrac{W + \nu_s}{W^{ae} + \nu_s} \end{array}\right\}$$

$$\Leftrightarrow$$

$$\nu_{e\,ch}(W) = \nu_s + \nu_a^{ae} \cdot \frac{\nu_s}{W^{ae} + \nu_s} + \left(1 + \frac{\nu_a^{ae}}{W^{ae} + \nu_s}\right) \cdot W \qquad \textit{eq. V-6.}$$

$$\Downarrow$$

$$\begin{cases} a^{th} = \dfrac{W^{ae} + \nu_s + \nu_a^{ae}}{W^{ae} + \nu_s} \\ b^{th} = \nu_s \cdot \dfrac{W^{ae} + \nu_s + \nu_a^{ae}}{W^{ae} + \nu_s} \end{cases}$$

A l'aide d'un test de Student (Scherrer, 1984), nous avons testé l'hypothèse H0 d'égalité entre valeurs théoriques et valeurs calculées par régression. Dans le tableau V-2, nous avons reporté le seuil α correspondant au rejet de cette hypothèse. Il faut noter que l'emploi de ces tests statistiques ne permet jamais de valider une hypothèse, mais permet juste de quantifier la probabilité de se tromper (i.e. le seuil) en rejetant l'hypothèse.

Tableau V-2 : régressions obtenues sur les courbes de retrait de mottes, la Simonière.

	régression				théorie		seuil de rejet de H0	
couche / cm	a (σ)	b (σ) /dm^3 kg^{-1}	R^2	n	a^{th}	b^{th} /dm^3 kg^{-1}	α_a	α_b
10-40	1.057 (0.061)	0.429 (0.010)	0.944	20	1.103	0.416	45 %	25 %
40-100	1.104 (0.081)	0.387 (0.018)	0.771	57	1.080	0.399	80 %	50 %

a : pente, b : ordonnée à l'origine, R^2 : coefficient de corrélation, n : taille de l'échantillon.
exposant th : valeurs théoriques sous l'hypothèse de constriction proportionnelle.
H0 : égalités entre les valeurs théoriques et calculées par régression.

On voit donc que l'on peut accepter "sans risque" l'hypothèse d'égalité. **Les courbes de retrait obtenues sur gros échantillons sont compatibles avec une constriction de la porosité structurale proportionnelle au retrait matriciel**.

V.3.3 Incertitudes associées à l'estimation des teneurs en eau moyennes.

Le fait de raisonner en moyenne implique que les teneurs en eau totale et matricielle ne sont pas connues exactement, mais à un "écart-type d'estimation près". Pour une couche donnée *i* (*i* variant de 1 à 5), les incertitudes associées à l'estimation des teneurs en eau moyennes totale et matricielle sont données dans l'annexe G.

Les incertitudes sur l'estimation de la teneur en eau matricielle peuvent être négligées par rapport à celles sur l'estimation de la teneur en eau totale. L'ordre de grandeur de ces dernières est de +- 0.03 kg kg^{-1}.

V.3.4 Résultats.

Les courbes expérimentales sont formées par l'ensemble des couples $(\overline{W}_{totale}, \overline{W}_{matricielle})$. Elles sont tracées sur les graphes V-6 à V-15 pour les différentes couches. Ces courbes expérimentales doivent être comprises entre les trois droites théoriques suivantes :

- la première bissectrice qui correspond à l'ensemble des points tels que $\begin{cases} \overline{W}_{struc} = 0 \\ \overline{W}_{totale} = \overline{W}_{matricielle} + 0 \end{cases}$,

- la droite de saturation de la porosité structurale qui correspond à l'ensemble des points tels que $\begin{cases} \overline{W}_{struc} = \nu_a \\ \overline{W}_{totale} = \overline{W}_{matricielle} + \overline{W}_{struc} \end{cases}$. Sous l'hypothèse de constriction proportionnelle, ν_a varie avec la teneur en eau matricielle selon l'équation V-6. L'équation de la droite de saturation est alors :

$$\overline{W}_{totale} = \frac{W^{ae} + \nu_a^{ae} + \nu_s}{W^{ae} + \nu_s} \cdot \overline{W}_{matricielle} + \frac{\nu_s}{W^{ae} + \nu_s} \cdot \nu_a^{ae}$$

- un segment de droite horizontale reliant les points $\left(\overline{W}_{totale} = W^{ae}, \overline{W}_{matricielle} = W^{ae}\right)$ et $\left(\overline{W}_{totale} = W^{ae} + \nu_a^{ae}, \overline{W}_{matricielle} = W^{ae}\right)$ qui correspond à la vidange de la porosité structurale à partir de la saturation.

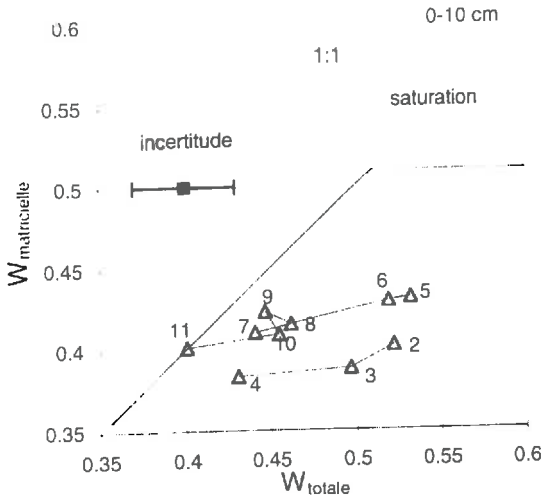
Ces trois droites sont reportées sur chacun des graphes.

Les différentes dates de prélèvements sont reportées dans le tableau V-3. Les numéros portés sur les graphes indexent les dates de prélèvements.
Aucun drainage ou ruissellement n'a été enregistré sur la parcelle PVC pour l'ensemble des deux périodes de mesures, sauf entre les dates 13-14 et 14-15 (submersion du dispositif du mesure dans ce dernier cas).

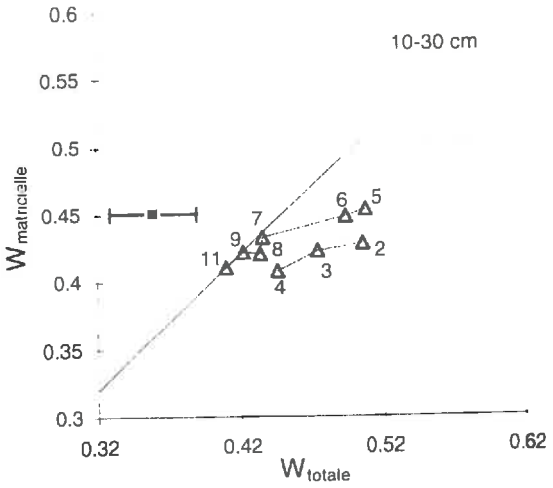
Tableau V-3 : dates des prélèvements à la tarière, parcelle PVC, 1993-1995, la Simonière.

numéro	date	Pluie /mm
2	08-10-93	21.6
3	15-10-93	10.2
4	22-10-93	13.0
5	06-01-94	7.8
6	13-01-94	18.6
7	20-01-94	9.4
8	27-01-94	17.2
9	03-02-94	24.2
10	07-02-94	4.0
11	10-02-94	2.0
12	21-11-94	7.2
13	06-12-94	44.8
14*	13-12-94	47.4
15**	20-12-94	62.0
16	27-12-94	10.4
17	03-01-95	0.2
18	10-01-95	6.2
19	17-01-95	3.4
20	24-01-95	9.8
21	31-01-95	2.6
22	07-02-95	3.2
23	14-02-95	2.8
24	21-02-95	23.6
25	27-02-95	3.2
26	07-03-95	15
27	14-03-95	30.0
28	21-03-95	0.4
29	28-03-95	50.4
30	04-04-95	6.0
31	18-04-95	17.2
32	25-04-95	3.2

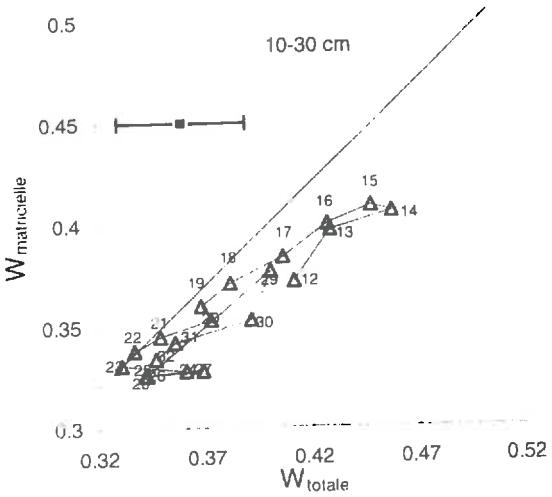
La pluie représente la pluie entre deux dates.
* : ruissellement et drainage enregistré.
** : saturation du dispositif de mesure des hydrogrammes.



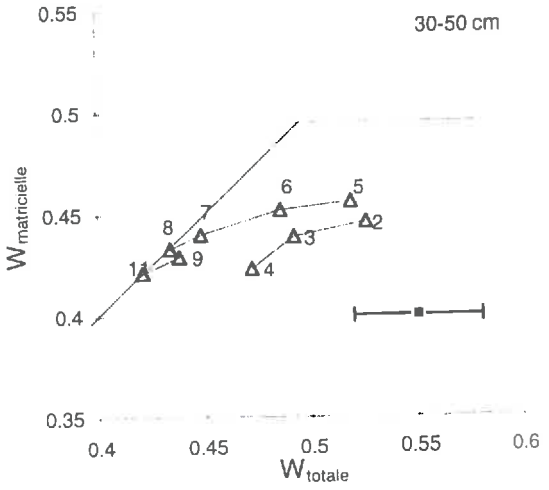
Graphe V-6 : relation entre teneurs en eau matricielle et totale, 0-10 cm, 1993-1994.



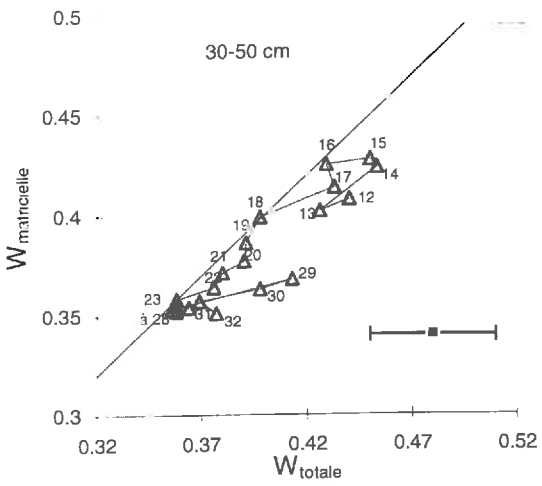
Graphe V-7 : relation entre teneurs en eau matricielle et totale, 10-30 cm, 1993-1994.



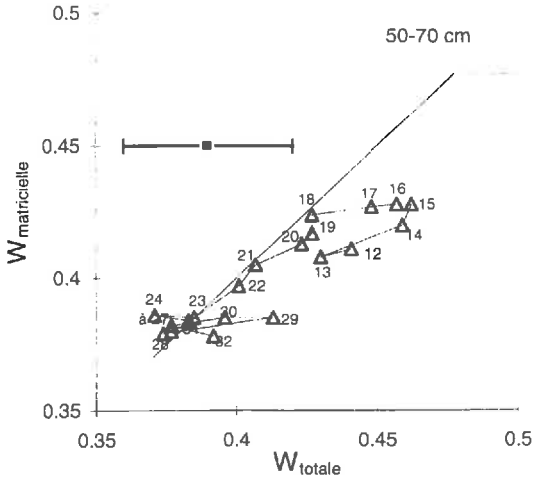
Graphe V-8 : relation entre teneurs en eau matricielle et totale, 10-30 cm, 1994-1995.



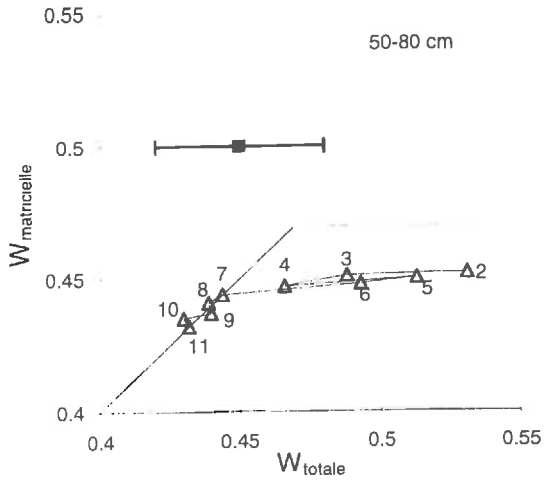
Graphe V-9 : relation entre teneurs en eau matricielle et totale, 30-50 cm, 1993-1994.



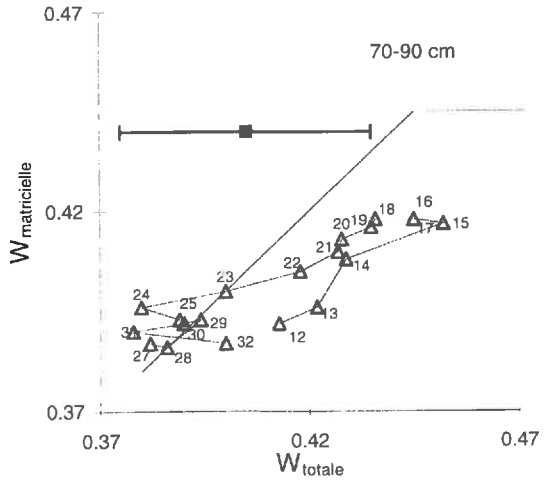
Graphe V-10 : relation entre teneurs en eau matricielle et totale, 30-50 cm, 1994-1995.



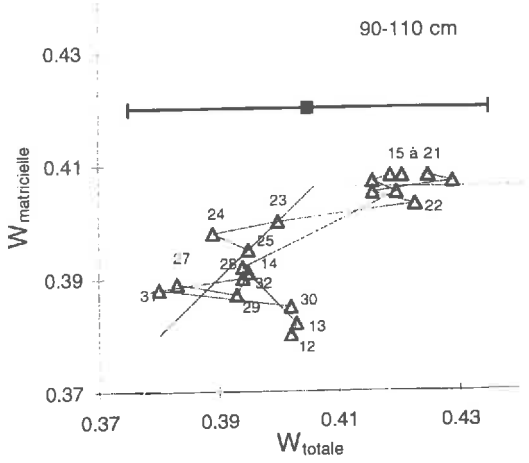
Graphe V-11 : relation entre teneurs en eau matricielle et totale, 50-70 cm, 1994-1995.



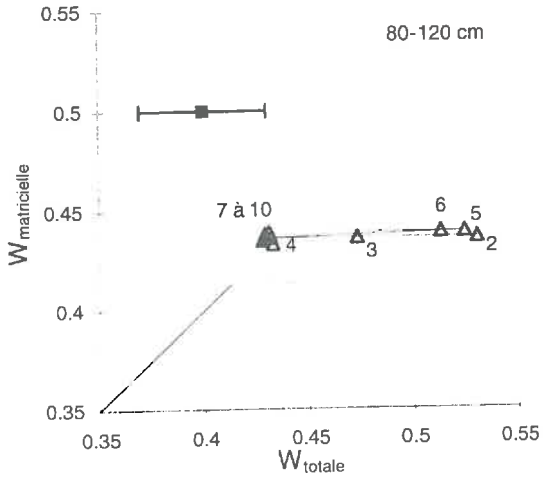
Graphe V-12 : relation entre teneurs en eau matricielle et totale, 50-80 cm, 1993-1994.



Graphe V-13 : relation entre teneurs en eau matricielle et totale, 70-90 cm, 1994-1995.



Graphe V-14 : relation entre teneurs en eau matricielle et totale, 90-110 cm, 1994-1995.



Graphe V-15 : relation entre teneurs en eau matricielle et totale, 80-120 cm, 1993-1994..

Pour l'ensemble des couches sauf 80-120 cm, les courbes expérimentales se situent bien à l'intérieur des enveloppes théoriques aux incertitudes expérimentales près.

Les trajectoires décrites pour la couche 80-120 cm sont horizontales et se situent largement à l'extérieur des enveloppes théoriques. L'horizontalité des trajectoires signifie qu'à aucun moment la teneur en eau matricielle n'a évolué. Les THERESA ayant été implantés proche de la saturation donc à l'état de gonflement maximal, nous nous situons sur des trajectoires de consommation structurale classiques, dans le sens où elles apparaissent au début de la phase de retrait.

L'inadéquation du modèle de Voltz & Cabidoche (1995) pour cette couche peut s'expliquer de plusieurs façons :

(i) une mauvaise estimation des paramètres du modèle pour cette couche. Cela semble peu probable. En effet, d'une part nous avons trouvé des paramètres identiques à ceux mesurés par Ozier-Lafontaine (1992), d'autre part nous avons utilisé la même méthode pour cette couche que pour les couches précédentes où on observe une bonne adéquation du modèle,

(ii) une hétérogénéité de ces paramètres. En effet, la profondeur du sol de la parcelle PVC est très variable (cf. carte A-1 en annexe A). Les paramètres physiques ont été mesurés sur une placette profonde (supérieure à 1.50 m) qui présente des traces d'hydromorphie permanente (Ozier-Lafontaine, 1992). Or, un sol moins épais permettra aux racines d'atteindre le soubassement récifal ce qui favorisera le développement de la porosité structurale. Si les profils à la tarière ont été faits à des endroits où le sol est moins épais, alors il est possible de mesurer une teneur en eau supérieure à la porosité calculée sur un sol plus profond.

De l'ensemble de ces courbes, il ressort que **la consommation de l'eau structurale se fait bien de façon prioritaire par rapport à l'eau matricielle** plus fortement liée au sol (cf. par exemple couches 30-50 cm et 50-80 cm : trajectoires 2-3-4 et 5-6-7, couche 70-90 cm: trajectoire 15 à 23). Ceci est en accord avec les résultats de Ozier-Lafontaine (1992) lorsqu'il définit l'équivalence entre *RFU* et porosité structurale. Ce résultat n'est pas étonnant en soi et la consommation prioritaire de l'eau de la macroporosité par les racines est prise en considération par de nombreux modèles (e.g.: MACRO de Jarvis, 1994).

En période de réhumectation, **on assiste sur toute la profondeur du profil à des phases de remplissage structural quelle que soit la teneur en eau matricielle** :

- couche 10-30 : trajectoire 23-24,
- couche 30-50 : trajectoires 13-14, 28-29,
- couche 50-70 : trajectoires 13-14, 28-29, 31-32,
- couche 70-90 : trajectoires 12-15, 31-32.

Pour préciser le degré de remplissage et de vidange "préférentiel" de la porosité structurale, nous avons calculés les pentes des régressions pour les différentes couches et les différentes périodes. Aucun calcul n'a été effectué sur la couche 80-120 cm.

Deux types de régressions ont été effectuées : une régression "classique" en considérant que les deux variables (teneurs en eau totale et matricielle) sont connues sans incertitude, une régression en considérant l'incertitude sur la variable "teneur en eau totale". Les résultats sont donnés dans le tableau V-4. Appliquer la régression classique dans le cas où l'une au moins des variables est affectée d'une incertitude conduit à des valeurs biaisées de la pente et de l'ordonnée à l'origine (Hann, 1982).

Nous avons donc fait une régression en considérant une incertitude sur la variable explicative (teneur en eau totale) en utilisant l'estimateur non biaisé du calcul de la pente donné dans Bertuzzi *et al.* (1987).

Dans le tableau V-4, nous donnons les valeurs de la pente et de son écart-type d'estimation obtenues par ces deux méthodes. Les différences sont surtout importantes pour l'écart-type. Dans le premier cas (calcul biaisé), les écart-types extrêmes sont de 0.003 et de 0.352, alors que dans le second cas ils sont de 0.038 et 0.509.

Du fait du faible nombre de périodes de calculs, il est impossible de distinguer les phases de dessiccation des phases de réhumectation et de mettre en évidence une possible hystérésis. A l'aide d'un test de Student, nous avons testé pour chaque couche et pour chaque période l'hypothèse *H0 : la pente estimée est nulle*, c'est à dire *H0 : il n'existe aucun échange entre porosité structurale et porosité matricielle*. Dans le tableau V-4 nous avons porté le seuil de rejet de H0 pour les méthodes de régressions utilisées.

En considérant l'estimateur non biaisé, la probabilité de se tromper en rejetant l'hypothèse H0 est forte dans la majorité des cas. Il est donc "préférable" de garder l'hypothèse, ce qui signifie bien **que les variations de teneur en eau totale ne permettent pas d'expliquer les variations de teneur en eau matricielle**. Au seuil de 10 %, seules 4 périodes sur 22 permettent de considérer une pente différente de 0. Au seuil de 20 %, ce nombre passe à 7. Ce résultat est dû à la forte incertitude sur la pente.

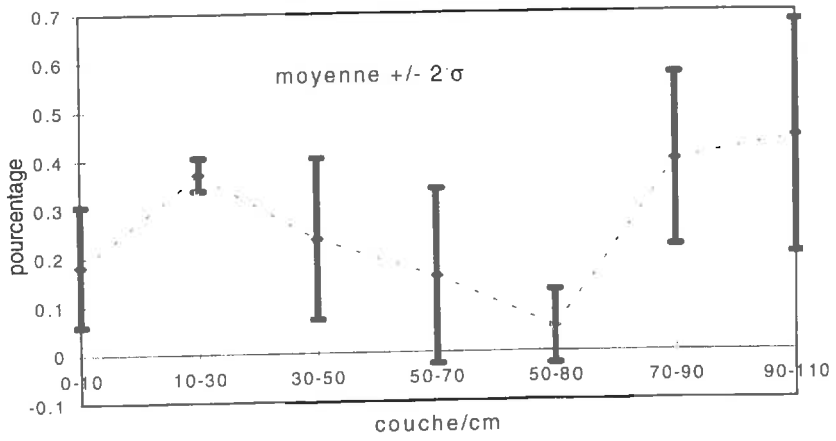
Avec l'estimateur biaisé, les résultats sont différents: aux seuils de 10 et 20%, respectivement 10 et 13 périodes fournissent une pente significativement différente de 0. Il est donc important de prendre en compte les incertitudes expérimentales dans la détermination de la teneur en eau totale.

Tableau V-4 : synthèse des régressions entre teneurs en eau totale et matricielle, la Simonière.

couche /cm	période	N	R^2	pente* (σ)	rejet* de H0	pente** (σ)	rejet** de H0	pente# (σ)	pente§ (σ)
0-10	2-4	3	0.78	0.187 (0.099)	40 %	0.125 (0.125)	60 %	0.182 (0.062)	0.299 (0.014)
	5-11	7	0.80	0.218 (0.049)	1 %	0.201 (0.072)	5 %		
10-30	2-4	3	0.94	0.352 (0.090)	20 %	0.235 (0.240)	60 %	0.370 (0.017)	
	5-9	6	0.93	0.383 (0.061)	1 %	0.311 (0.127)	10 %		
	12-14	3	0.84	0.710 (0.306)	30 %	0.473 (0.509)	60 %		
	14-17	4	0.89	0.468 (0.116)	10 %	0.362 (0.234)	30 %		
	23-25	3	0.19	-0.076 (0.155)	80 %	-0.05 (0.097)	80 %		
	25-28	3	0.96	0.093 (0.020)	20 %	0.062 (0.038)	40 %		
	28-32	5	0.88	0.701 (0.149)	2 %	0.570 (0.283)	20 %		
30-50	2-4	3	0.87	0.399 (0.151)	30 %	0.266 (0.249)	50 %	0.235 (0.083)	
	5-8	4	0.95	0.269 (0.046)	5 %	0.205 (0.131)	30 %		
	13-17	5	0.48	0.590 (0.352)	20 %	0.524 (0.396)	30 %		
	28-32	5	0.78	0.273 (0.084)	1 %	0.225 (0.126)	20 %		
50-70	13-18	6	0.32	0.298 (0.215)	30 %	0.474 (0.243)	20 %	0.156 (0.090)	
	28-32	5	0.39	0.123 (0.089)	30 %	0.105 (0.097)	40 %		
50-80	2-4	3	0.82	0.073 (0.034)	30 %	0.049 (0.055)	60 %	0.050 (0.038)	
	5-7	3	0.99	0.076 (0.003)	5%	0.050 (0.052)	60 %		
70-90	12-15	4	0.91	0.650 (0.143)	5%	0.512 (0.307)	30 %	0.394 (0.089)	
	15-23	9	0.87	0.392 (0.057)	0.1 %	0.383 (0.093)	1 %		
	28-32	5	0	0.001 (0.221)	?	0.001 (0.210)	?		
90-110	15-23	9	0.92	0.222 (0.095)	5 %	0.440 (0.120)	1 %	0.440 (0.120)	
	28-32	5	0.05	-0.065 (0.161)	70 %	-0.067 (0.150)	70 %		

*: calculs biaisés.
**: calculs non biaisés.
#: moyennes pondérées par couche.
§: moyenne pondérée sur l'ensemble des couches.

Du fait de cette forte incertitude expérimentale, les pentes calculées à l'intérieur de chaque couche ne sont pas significativement différentes les unes des autres. Il est donc possible de calculer des pentes moyennes par couche. Elles sont pondérées par l'inverse de la variance d'estimation de la pente (Cabidoche & Voltz, 1995). Nous n'avons gardé que les périodes où le R^2 calculé était supérieur à 0.30. La valeur de la pente représente le pourcentage de la variation de teneur en eau matricielle du à la variation de teneur en eau totale. Les pentes pondérées sont tracées sur le graphe V-16 avec leur intervalle de confiance à 95 % pour les différentes profondeurs.



Graphe V-16 : pourcentage de la variation de teneur en eau totale due à la variation de la teneur en eau matricielle et intervalle de confiance à 95 % en fonction de la profondeur.

Seul l'intervalle de confiance des couches 50-70 cm et 50-80 cm contient la valeur 0. On peut donc considérer que les transferts de la porosité structurale vers la porosité matricielle ne sont jamais nuls sauf éventuellement dans la couche 50-80 cm.
La pente dans les couches profondes est plus importante que dans les couches de surface, ce qui signifie que les échanges inter-porosités sont plus importants.

Nous pouvons essayer d'expliquer de façon qualitative les différences entre les couches.

Couches 0-10 et 10-30 cm : elles présentent une pente importante associée à une faible incertitude pour la couche 10-30 cm. L'importance de ces échanges peut s'expliquer par la forte porosité structurale. Ces couches ont été travaillées lors de l'implantation de la culture de canne à sucre en 1990, ce qui a créé des agrégats centimétriques avec une importante porosité structurale inter - agrégats (de type *interconnected vughs*, McIntyre et Sleeman, 1982).
De plus le fort développement racinaire dans cette couche favorise une porosité structurale de forme cylindrique formée par le passage d'anciennes racines, mais également de forme tubulaire formée par un espace libre autour des racines actives. Cet espace libre péri - racinaire a été mis en évidence sur d'autres vertisols par Lin (1995). L'importance des surfaces d'échanges favorise la diffusion vers la matrice (phases de réhumectations), et la forte densité racinaire permet une consommation mixte structure et matrice (phases de dessiccations).

Couche 30-50 cm : cette couche présente aussi une pente significativement différente de 0. Nous nous trouvons dans une couche de transition, avec persistance d'une porosité structurale inter - agrégats mais avec une plus forte proportion de pores tubulaires ou cylindriques. Les échanges inter-porosités sont encore conséquents, mais en plus faible proportion que pour la couche supérieure.

Couches 50-70 à 50-80 cm : nous nous trouvons dans les couches profondes, prismatiques, où la structure est massive continue entre les macro-fissures. Les transferts inter-porosités ne peuvent se faire que par l'intermédiaire des pores cylindriques. Les surfaces de contact entre porosités structurale et matricielle diminuent, ainsi que les échanges.

Couches 70-90 et 90-110 cm : les pentes sont de l'ordre de 40 %, mais elles sont associées à une forte incertitude. Les variations de teneurs en eau matricielle à cette profondeur ne peuvent être dues à des transferts matriciels depuis la surface du fait de la très faible conductivité hydraulique. Trois explications peuvent alors être avancées :

(i) les diamètres des pores structuraux diminuent avec la profondeur (cf. chapitre I, section I.4). Leur taille se rapproche donc de celle des pores matriciels, ce qui entraîne que l'eau des deux porosités sera consommée simultanément,

(ii) il est possible que les gonflements des couches profondes soient en partie dus à une réhumectation latérale par de l'eau contenue dans les macro - fissures. En effet, du fait de la variabilité spatiale d'une part de la profondeur de sol, d'autre part du réseau fissural, il est possible que de l'eau s'écoule dans les fissures sans que des hydrogrammes de drainage soient enregistrés. Cette hypothèse est de plus compatible avec les mesures *in situ* de Jaillard & Cabidoche (1984).

(iii) l'existence d'une fissuration secondaire intra-massif peut exister et va favoriser le gonflement des massifs. Le développement de cette fissuration secondaire est favorisé par, d'une part l'augmentation de la teneur du sol en ions Na^+ et Mg^{2+} (cf. tableau IV-1), d'autre part par la présence plus importante de cailloux au niveau des remontées du substratum calcaire.

V.4 Conclusion du chapitre.

Nous avons mis en évidence l'existence de phases de remplissage et de vidange structural à n'importe quelle teneur en eau matricielle sur l'ensemble du profil. Ce remplissage structural préférentiel s'accompagne d'échanges non négligeables vers la porosité matricielle. Entre 20 et 35 % des variations de teneurs en eau totale sont dues à des variations matricielles dans les couches 0 à 50 cm. Ces échanges sont peu importants dans la couche 50-70 cm, puis augmentent jusqu'à 40 % dans les couches 70-90 cm et 90-110 cm.

Nous avons expliqué ces différences en termes de forme de la porosité structurale. Ceci doit être confirmé par la détermination directe de cette porosité :

(i) typologie de sa forme en fonction de la profondeur par des méthodes micromorphologiques (Bouma & Dekker, 1978; McIntyre & Sleeman, 1982, Guillaume, 1997),
(ii) continuité verticale par l'utilisation de colorants (Lin, 1995).

Cependant, il faut garder à l'esprit les limites de la méthode. Nous avons choisi de travailler sur un sol naturel dont la culture et le travail impliquent une variabilité spatiale importante de la porosité structurale.
De plus, la méthode destructrice utilisée (prélèvement à la tarière) a nécessité de changer de site à chaque prélèvement. Malgré 12 répétitions, nous avons vu que la principale source d'incertitude vient de la dispersion des teneurs en eau. Elle est de l'ordre de grandeur de la variation de teneur en eau d'une date à l'autre.
Ces sources d'incertitudes ne permettent donc pas de tirer des conclusions certaines quant aux échanges inter-porosités, particulièrement dans les couches profondes. Des études en conditions plus contrôlées avec une faible variabilité de la porosité structurale (fabrication d'agrégats remaniés) et un suivi en continu de la teneur en eau totale permettraient de préciser les mécanismes mis en jeu.

Dans le cadre d'une modélisation de l'infiltration, ces résultats montrent la nécessité, d'une part de dissocier les écoulements structuraux des écoulements matriciels, d'autre part de prendre en compte les échanges entre ces deux compartiments de porosité.

VI. Caractérisations physique et hydrodynamique de la phase matricielle du sol.

VI. CARACTERISATIONS PHYSIQUE ET HYDRODYNAMIQUE DE LA PHASE MATRICIELLE DU SOL..... 107

VI.1 OBJECTIFS..... 108
VI.2 MATERIELS ET METHODES..... 109
VI.2.1 Mesure de la courbe de rétention..... 109
VI.2.2 Mesure de la courbe de retrait..... 109
VI.2.3 Etablissement de la courbe de conductivité..... 110
VI.3 RESULTATS..... 117
VI.3.1 Courbe de rétention..... 117
VI.3.2 Courbe de retrait..... 118
VI.3.3 Influence de la pression pédostatique sur la courbe de retrait..... 120
VI.3.4 Courbe de conductivité..... 120
VI.4 CONCLUSION DU CHAPITRE..... 128

VI.1 Objectifs.

Le chapitre précédent a permis d'une part de montrer le remplissage préférentiel de la porosité structurale à l'échelle de la parcelle, d'autre part de caractériser physiquement cette porosité par l'intermédiaire de la courbe de retrait obtenue sur gros échantillons.

L'objectif de ce chapitre est d'obtenir la caractérisation physique et hydrodynamique de la porosité matricielle. Dans les sols gonflants, trois courbes caractéristiques doivent être déterminées :

- la courbe de conductivité qui traduit la capacité du sol à transmettre l'eau,
- la courbe de rétention qui caractérise la capacité d'emmagasinement du sol,
- la courbe de retrait qui traduit les variations de volume du sol en fonction des variations de son humidité.

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats expérimentaux liés à la détermination de ces trois courbes sur le site de la Simonière. Nous avons développé une méthode originale de mesure de la conductivité hydraulique qui se base sur une description eulérienne des transferts.

VI.2 Matériels et méthodes.

VI.2.1 Mesure de la courbe de rétention.

Les courbes de rétention ont été obtenues sur des échantillons de taille centimétrique prélevés à saturation dans l'horizon de surface (20-30 cm) et profond (60-70 cm). Nous avons utilisé l'appareil d'ultrafiltration de Tessier & Berrier (1979) pour des valeurs de succion inférieures à 10^5 Pa (pF=3) et les presses à pression de Richards pour les succions comprises entre pF3 et pF=4.2 ($16 \cdot 10^5$ Pa). Pour les succions supérieures à $16 \cdot 10^5$ Pa, il faut placer les échantillons dans des atmosphères dont l'humidité est déterminée par des solutions salines. Il faut alors plusieurs mois pour que les échantillons s'équilibrent et nous n'avons pas de données pour ces valeurs élevées de succion, dont l'obtention est sans intérêt pour notre sujet.

Les résultats expérimentaux ont été ajustés par le modèle de Van Genuchten (1980).

VI.2.2 Mesure de la courbe de retrait.

Du fait de la forte hétérogénéité de la porosité structurale (cf. section I.4), la courbe de retrait doit être obtenue à partir de nombreux échantillons. Le suivi d'un échantillon unique, comme cela a été fait par Braudeau (1987) ou Garnier(1996) n'inclue pas toute cette hétérogénéité.

Nous avons utilisé la méthode décrite dans Monnier *et al.* (1973) et rappelée sur la figure VI-1. Les agrégats utilisés ont un volume de quelques cm^3. La méthode décrite dans Monnier *et al.* (1973) s'applique initialement à des agrégats de taille millimétrique. Cependant, comme cela a été montré par Fiès & Stengel (1981), la densité texturale mesurée par poussée dans le pétrole est indépendante de la taille des échantillons naturels. En effet, les échantillons choisis ne présentent pas de pores structuraux de gros diamètres et le ressuyage léger du film de pétrole superficiel ne permet pas la vidange des pores structuraux de petits diamètres.

Deux types de prélèvements conduisant à deux courbes de retrait différentes peuvent être effectués :

(i) les échantillons peuvent être prélevés *in situ* à différentes teneurs en eau. Dans ce cas, lorsque les échantillons sont rapidement traités au laboratoire, nous pouvons considérer qu'ils forment la courbe de retrait soumise à la pression pédostatique,

(ii) les échantillons peuvent être prélevés *in situ* à saturation. Ils sont ensuite portés lentement à différentes succions (cf. section précédente). Dans ce cas, nous pouvons considérer que au bout de plusieurs jours, l'influence de la pression pédostatique à laquelle ils étaient soumis in situ a disparu. Ils forment alors une courbe de retrait non soumise à l'influence de cette pression.

La comparaison de ces deux courbes permet de déterminer l'importance de l'influence de cette pression sur la courbe de retrait.

1 - Pesée de l'échantillon humide (M_1),

2 - Imbibition de l'échantillon dans le pétrole de masse volumique ρ_{Pe} pendant 8 à 12 h,

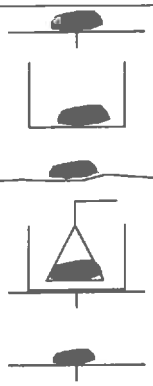
3 - Ressuyage de l'échantillon sur un papier filtre,

4 - Mesure de la poussée hydrostatique dans le pétrole (M_2),

5 - Mise à l'étuve pendant 48 h,

6 - Pesée de l'échantillon sec (M_3),

7 - Détermination du volume spécifique de l'échantillon :



$$v = \frac{1}{\rho_{Pe}} \cdot \frac{M_2}{M_3 - M_1}$$

Figure VI-1 : schéma de la détermination du volume spécifique d'échantillons centimétriques par poussée d'Archimède dans le pétrole.

(d'après Helly, 1990).

Nous avons effectué cette comparaison sur le site de la Simonière. Nous avons utilisé les données de la courbe de rétention pour obtenir la courbe de retrait soustraite à l'influence de la pression pédostatique. Nous avons également prélevé des échantillons à différentes dates, donc à différentes humidités, pour obtenir la courbe de retrait soumise à cette pression.

Nous avons de plus vérifié l'hypothèse de constriction proportionnelle de la porosité structurale au cours du retrait.

VI.2.3 Etablissement de la courbe de conductivité.

La présence d'un réseau fissural de grande taille délimitant des prismes continus rend impossible l'obtention **d'une courbe de conductivité du sol**. En effet, d'une part ceci nécessiterait un volume représentatif de plusieurs m^3 et d'autre part, les transferts dans les fissures de grande taille ne suivent pas la loi de Darcy. Il faut alors s'intéresser à **la courbe de conductivité des prismes continus**. Cependant, comme nous l'avons mis en évidence dans le chapitre V, on trouve à l'intérieur de ces prismes deux compartiments de porosité aux propriétés de transferts différentes. Il faut donc séparer transferts structuraux et transferts matriciels, comme cela a été souligné de façon générale par Beven (1991).

Peu d'études ont pourtant été menées pour obtenir la courbe de conductivité sur de tels sols déformables. Ritchie *et al.* (1972b) ont été les premiers à déterminer la courbe de conductivité sur des échantillons non remaniés de vertisols du Texas. Ils ont utilisé une méthode diffusive en négligeant les déformations des échantillons. Leurs résultats sont donc approchés.

Afin de prendre en compte la déformation du sol, de nombreux auteurs ont travaillé sur des milieux homogènes unidimensionnels en se plaçant dans un repère mobile lié à la phase solide (e.g. Smiles & Harvey, 1973; Douglas & McKyes, 1978; Garnier, 1996)

Kim *et al.* (1992c) utilisent une approche mixte au laboratoire sous condition d'évaporation. Ils enregistrent les profils de potentiel et utilisent la méthode de Wind automatisée par Boels *et al.* (1978). Les transferts sont modélisés par l'équation de Richards classique des milieux indéformables. Le retrait vertical et horizontal des échantillons est mesuré (cf. figure VI-2), ce qui permet de corriger les bilans de masse à chaque pas de temps de calcul, ainsi que les distances entre les tensiomètres.

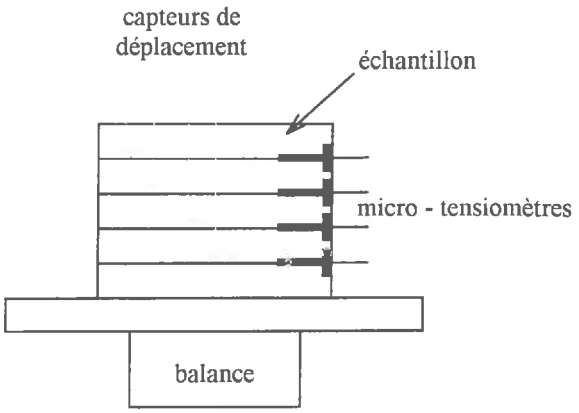


Figure VI-2 : schéma du dispositif de Kim et al. (1992c).

D'autres auteurs ont privilégié une description des transferts dans un repère fixe **eulérien** (Nakano *et al.*, 1986; Angulo-Jaramillo, 1989; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1990a). Dans un tel repère, il est nécessaire de décrire à la fois les transferts d'eau et de solide. Ces auteurs ont travaillé sur des milieux homogènes unidimensionnels dans des conditions d'humectation. Les hypothèses formulées, reliant les flux de particules solides et d'eau, sont validées par comparaison avec une approche lagrangienne classique (Nakano *et al.*, 1986; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1990b).

Nous nous proposons d'étendre l'approche eulérienne dans le cas d'un retrait tridimensionnel sous un flux évaporatif unidimensionnel vertical. Les échantillons étudiés sont des échantillons non remaniés. Les conditions initiales sont choisies de façon à ce que la teneur en eau structurale soit nulle. La méthode utilisée est une méthode destructrice.

VI.2.3.1 Théorie.

Le sol est considéré comme un système à 3 phases : eau, air, solide, chaque phase étant en mouvement. L'écoulement d'air est négligé. Dans la suite, les indices w se rapportent à l'eau, s au solide, /o au repère eulérien fixe, /s au repère mobile lié au solide. Nous formulons les hypothèses mentionnées au chapitre II, section II.1.2.1.

L'écoulement de solide est décrit par la loi phénoménologique suivante (Angulo-Jaramillo *et al.*; 1990a) :

$$\mathbf{q}_{s/o} = -\mathbf{K}_{s/o} \cdot \vec{\nabla}\psi_s, \qquad \textit{eq. VI-1}$$

où $\mathbf{q}_{s/o}$ est le flux de solide ($[LT^{-1}]$), $\mathbf{K}_{s/o}$ le tenseur de conductivité de la phase solide ($[LT^{-1}]$), ψ_s le potentiel de la phase solide ([L]) qui dépend seulement de la teneur en solide et $\vec{\nabla}$ l'opérateur différentiel nabla ($[L^{-1}]$). Les potentiels sont exprimés dans la suite en cmCE, c'est à dire en centimètre de Colonne d'Eau.

D'après ces hypothèses, nous pouvons dire que le potentiel total responsable ϕ des mouvements d'eau est la somme du potentiel matriciel ψ_m (l'inverse de la succion), du potentiel gravitaire $-z$ (axe vertical orienté vers le haut) et du potentiel de gonflement Ω (Philip, 1969). Dans la suite, on négligera les potentiels gravitaire et de gonflement car leurs valeurs (quelques cmCE) sont négligeables par rapport aux valeurs du potentiel matriciel (plusieurs centaines de cmCE).
Si nous supposons que la teneur en eau est uniforme horizontalement, alors il en est de même pour la teneur en solide et donc pour les potentiels des phases solide et liquide. La loi de Darcy pour l'eau et l'eq. VI-1 peuvent être écrites :

$$\begin{cases} \mathbf{q}_{w/o} = -\mathbf{K}_{w/o} \cdot \left(\dfrac{\partial \psi_m}{\partial z} \cdot \mathbf{e}_z \right) \\ \mathbf{q}_{w/s} = -\mathbf{K}_{w/s} \cdot \left(\dfrac{\partial \psi_m}{\partial z} \cdot \mathbf{e}_z \right), \\ \mathbf{q}_{s/o} = -\mathbf{K}_{s/o} \cdot \left(\dfrac{\partial \psi_s}{\partial z} \cdot \mathbf{e}_z \right) \end{cases} \qquad \textit{eq. VI-2}$$

où $\mathbf{q}$ est le flux et $\mathbf{e}_z$ est le vecteur unitaire de l'axe vertical. Les tenseurs symétriques de conductivités s'écrivent :

$$\mathbf{K} = \begin{bmatrix} K^{xx} & K^{xy} & K^{xz} \\ K^{xy} & K^{yy} & K^{yz} \\ K^{xz} & K^{yz} & K^{zz} \end{bmatrix}. \qquad \textit{eq. VI-3}$$

Il est important de noter que même si les gradients de potentiels sont uniquement verticaux, les mouvements d'eau et de solide peuvent être observés dans toutes les directions du repère Eulérien. Ceci justifie donc l'écriture des conductivités sous forme tensorielle. Par contre, dans le repère lié aux particules solides, les mouvements d'eau et de solide sont exactement opposés. Le tenseur $\mathbf{K}_{ws}$ est donc diagonal. L'hypothèse 1 implique de plus que la conductivité est isotrope et donc que $\mathbf{K}_{ws}$ se réduit à un scalaire K_{ws}.

La loi de composition des vitesses peut s'exprimer en termes de flux puisque nous considérons que la porosité matricielle est homogène et isotrope :

$$\mathbf{q}_{w/o} = \mathbf{q}_{w/s} + \frac{\theta}{\sigma} \cdot \mathbf{q}_{s/o}, \qquad \textit{eq. VI-4}$$

où θ et σ sont les teneurs volumiques en eau et en solide. Nakano *et al.* (1986) et Angulo-Jaramillo *et al.* (1990a) font l'hypothèse suivante :

$$\frac{\partial \psi_s}{\partial z} = -\nu \cdot \frac{\partial \psi_w}{\partial z}, \nu \in [0,1]. \qquad \textit{eq. VI-5}$$

En combinant les équations eq. VI-2, eq. VI-3 et eq. VI-4, nous obtenons sur l'axe vertical :

$$K^{zz}_{w/o} = K_{w/s} - \nu \cdot \frac{\theta}{\sigma} \cdot K^{zz}_{s/o}. \qquad \textit{eq. VI-6}$$

Le but est maintenant d'éliminer le paramètre ν. Il suffit d'écrire les relations de l'eq. VI-2 non pas en fonction des tenseurs de conductivités, mais en faisant intervenir les tenseurs de diffusivités reliés aux conductivités par la relation suivante :

$$\begin{cases} \mathbf{D}_{w/o} = \mathbf{K}_{w/o} \cdot \dfrac{d\psi_w}{d\theta} \\ \mathbf{D}_{s/o} = \mathbf{K}_{s/o} \cdot \dfrac{d\psi_s}{d\sigma} \end{cases} \qquad \textit{eq. VI-7}$$

La combinaison des équations eq. VI-2, eq. VI-5 et eq. VI-7 donne :

$$\frac{D^{zz}_{s/o}}{D^{zz}_{w/o}} = \frac{K^{zz}_{s/o}}{K^{zz}_{w/o}} \cdot \frac{d\psi_s}{d\psi_w} \cdot \frac{d\theta}{d\sigma} \qquad \textit{eq. VI-8}$$

$$\Updownarrow$$

$$\frac{D^{zz}_{s/o}}{D^{zz}_{w/o}} = -\nu \cdot \frac{K^{zz}_{s/o}}{K^{zz}_{w/o}} \cdot \frac{d\theta}{d\sigma}$$

En reportant eq. VI-8 dans eq. VI-6, nous pouvons éliminer ν et nous obtenons la relation :

$$K_{w/s} = K^{zz}_{w/o} \cdot \left(1 - \frac{\theta}{\sigma} \cdot \frac{d\sigma}{d\theta} \cdot \frac{D^{zz}_{s/o}}{D^{zz}_{w/o}}\right) \qquad \textit{eq. VI-9}$$

La relation eq. VI-9 permet de calculer la conductivité au sens de Darcy ($K_{w/s}$) à partir de la conductivité apparente ($K^{zz}_{w/o}$), des mesures des teneurs volumiques en eau (θ) et solide (σ), de la courbe de retrait ($\sigma(\theta)$) et des diffusivités apparentes.

Prenons un cylindre de sol que l'on laisse évaporer par sa face supérieure seulement. Le bilan de masse pour l'eau pendant un intervalle de temps Δt entre la base du cylindre et une profondeur donnée z_0 s'écrit :

$$\frac{\Delta V_w}{\Delta t} = - \oiint_{\Sigma=\Sigma_{bot}+\Sigma_{up}+\Sigma_{lat}} \mathbf{q}_{w,0} \cdot \mathbf{n} \cdot d\Sigma \ , \qquad eq.\ VI\text{-}10$$

où **n** est la normale unitaire extérieure de l'élément de surface dΣ. Les indices "bot", "up" et "lat" se réfèrent aux surfaces inférieure, supérieure et latérale respectivement. Les transferts d'eau à travers les surfaces latérale et inférieure sont nuls par hypothèse. Le bilan de masse devient alors :

$$\frac{\Delta V_w}{\Delta t} = q^{zz}_{w,0}(z_0,t) \cdot \Sigma_{up} = -D^{zz}_{w,0}\left(\theta(z_0,t)\right) \cdot \left(\frac{d\theta}{dz}\right)_{z_0,t} \cdot \Sigma_{up} \qquad eq.\ VI\text{-}11$$

L'équation eq. VI-11 permet de déterminer la diffusivité apparente pour la phase liquide, et donc la conductivité apparente. Un bilan de masse pour la phase solide donnerait de même la diffusivité pour la phase solide.

VI.2.3.2 Description de la mesure.

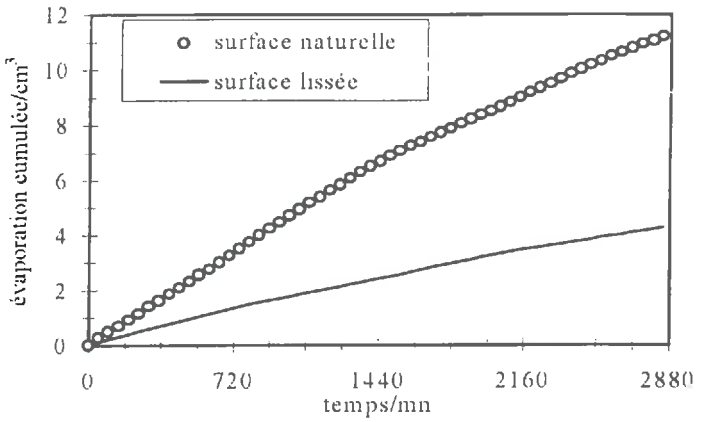
- **Prélèvements in situ.**

Au champ, le prélèvement se décompose en plusieurs étapes. Dans un premier temps, le profil est saturé pendant plusieurs jours. Puis l'évapotranspiration reprend, ce qui vide la porosité structurale. Le prélèvement a lieu lorsque les fissures commencent à se rouvrir. La porosité structurale est alors totalement désaturée.
Pour le prélèvement, nous utilisons une carotteuse Eijkelkamp de longueur 50 cm et de diamètre interne 8 cm. Elle contient 10 petits cylindres de longueur 4.5 cm et de même diamètre. La carotteuse, dont les parois extérieures sont graissées, est lentement enfoncée dans le sol par un vérin hydraulique. Une fois la carotte enfoncée, deux profils à la tarière sont effectués le long des parois, afin de déterminer la teneur en eau initiale (teneur en eau pondérale). Une fois la carotte retirée, des échantillons non remaniés sont prélevés en bordure du trou. Ceci permettra de déterminer au laboratoire le volume spécifique et donc de repasser aux teneurs en eau volumiques.

- **Déroulement au laboratoire.**

Au laboratoire, on détermine sur les échantillons centimétriques prélevés le long de la carotteuse le volume spécifique et le volume spécifique d'air, ce qui permet de repasser aux teneurs volumiques initiales en eau et en solide. En reportant ces valeurs sur la courbe de retrait, nous pouvons vérifier que l'état initial correspond bien à une teneur en eau structurale nulle. Le cylindre de sol prélevé de 45 cm de haut et de 8.5 cm de diamètre interne est découpé en 10 cylindres de même diamètre et de hauteur 4.5 cm. Nous faisons l'hypothèse que ces cylindres sont aux mêmes conditions les uns que les autres. Lors du découpage, la surface supérieure est lissée, ce qui entraîne une fermeture de la porosité et une diminution des flux évaporatifs (cf. Graphe VI-1). Afin de recréer une surface d'échange à la porosité naturelle, la face supérieure de chaque cylindre est exposée à un flux d'air chaud pendant 20 secondes. Ceci

crée un mulch d'agrégats millimétriques en surface qui rompt le cheminement hydraulique avec le reste du cylindre de sol. Ainsi aucun gradient vertical de teneur en eau n'est induit par cette méthode. Les agrégats sont ensuite arrachés avec la pointe d'un couteau, ce qui recrée en surface une porosité naturelle.



Graphe VI-1 : influence du lissage de la surface sur l'évaporation d'un échantillon de sol.

Après 24 h de rééquilibrage pendant lesquels les cylindres sont conservés dans des sachets étanches, ils sont soumis à un flux évaporatif par leur surface supérieure. L'évaporation est conduite sous condition naturelle, dans l'atmosphère climatisée (T=24°C) du laboratoire. Au fur et à mesure de l'évaporation, le cylindre de sol présente un retrait différentiel entre le haut et le bas du cylindre. Il prend la forme d'un tronc de cône, ce qui pourrait favoriser l'évaporation latérale. Ceci est évité de deux façons : **(i)** le lissage lors du prélèvement ferme la porosité des parois latérales des cylindres et diminue donc l'intensité des échanges latéraux avec l'atmosphère, **(ii)** nous mettons en place un cordon de graisse au silicone en surface entre la face supérieure du cylindre de sol et les parois du cylindre métallique (cf. figure VI-3).

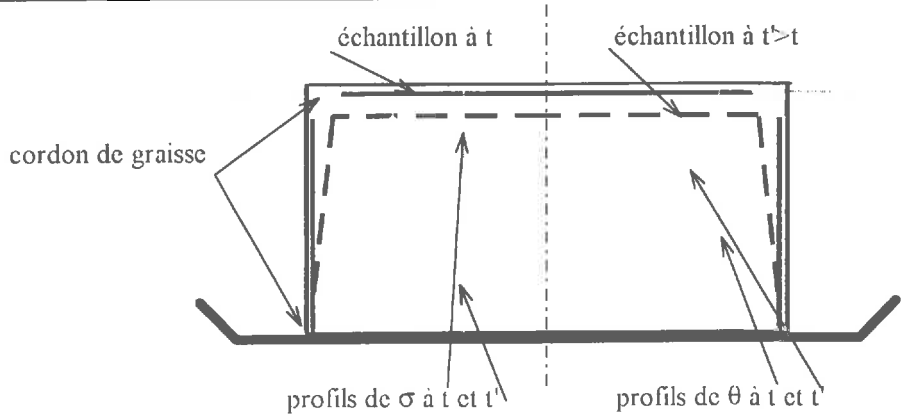


Figure VI-3 : évolution de la forme des cylindres de sol au cours du retrait.

Nous nous sommes assurés de l'homogénéité horizontale des teneurs en eau et donc de

l'absence de gradients horizontaux en étudiant sur quelques cylindres la répartition horizontale de la teneur en eau.

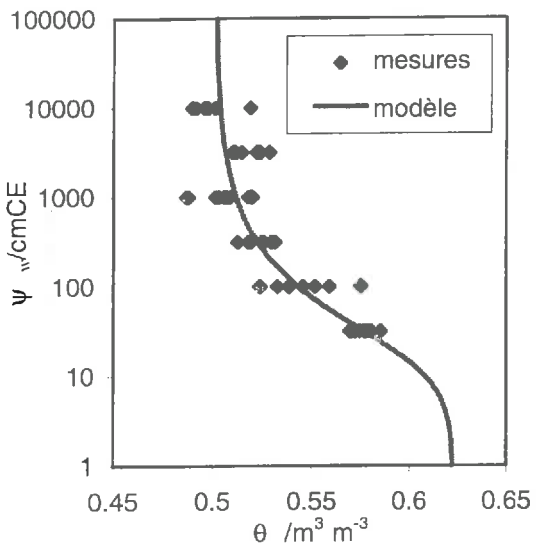
Tous les cylindres sont mis à évaporer au même instant. Au cours de l'expérience, chaque cylindre est étudié à des instant différents. Le retrait vertical total de l'échantillon est mesuré au comparateur au 1/100 mm en 13 points de la surface. Ce nombre de points de mesure est un compromis entre une précision acceptable de la mesure (écart-type inférieur à 0.5 mm) et le temps nécessaire pour effectuer ces mesures (moins de 1 mn). Le diamètre de l'échantillon est mesuré au niveau de la face inférieure, à 20 mm de cette face et en surface. Deux mesures sont effectuées par profondeur. Par interpolation linéaire entre les cotes de mesures, nous pouvons calculer les véritables surfaces d'échanges dans l'échantillon. Ensuite, le cylindre est découpé en 6 tranches d'environ 7 mm d'épaisseur, sur lesquelles on détermine la teneur en eau gravimétrique. Par l'intermédiaire de la courbe de retrait, nous pouvons repasser aux profils de teneurs volumiques en eau et en solide, puis aux potentiels matriciels par l'intermédiaire de la courbe de rétention.

D'un échantillon à l'autre, nous pouvons ainsi établir l'évolution des profils de teneurs en eau et en solide au cours du temps. Les bilans de masse pour l'eau et le solide peuvent donc être faits, ce qui permet à partir des équations eq. VI-11, eq. VI-2 et eq. VI-9 de calculer la conductivité au sens de Darcy.

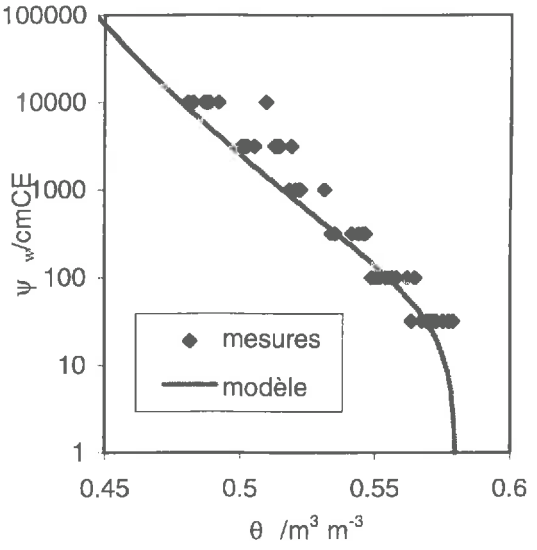
VI.3 Résultats.

VI.3.1 Courbe de rétention.

Les données expérimentales viennent de Helly (1990) et sont portées sur les graphes VI-2 et VI-3.



Graphe VI-2 : courbe de rétention, la Simonière, 20-30 cm.



Graphe VI-3 : courbe de rétention, la Simonière, 60-70 cm.

Le modèle de Van Genuchten s'écrit :

$$\frac{\theta - \theta_{res}}{\theta_{sat} - \theta_{res}} = \frac{1}{\left(1 + \left(\alpha \cdot |\psi_w|\right)^n\right)^{1-1/n}} \qquad \textit{eq. VI-12,}$$

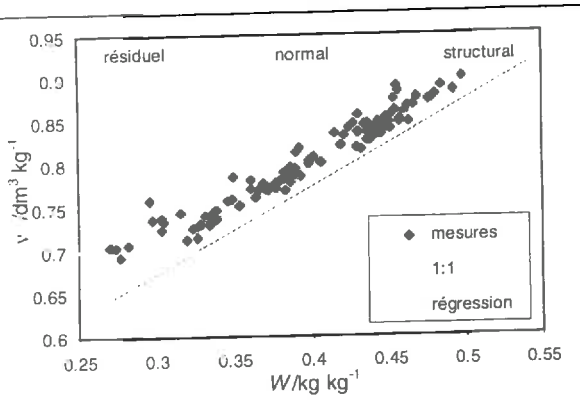
où θ est la teneur en eau volumique et ψ_w le potentiel (négatif) exprimé en mètre de colonne d'eau (mCE). Les paramètres de Van Genuchten relatifs au site de la Simonière sont portés dans le tableau VI-1.

Tableau VI-1 : paramètres du modèle de Van Genuchten, la Simonière.

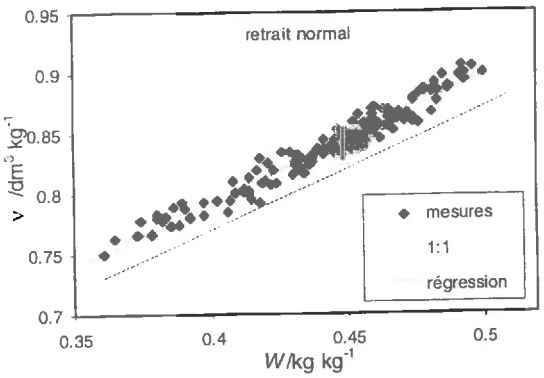
	20-30 cm	60-70 cm
$\theta_{sat}/m^3\ m^{-3}$	0.623	0.580
$\theta_{res}/m^3\ m^{-3}$	0.501	0.290
α/m^{-1}	5.739	2.279
n	1.602	1.080

VI.3.2 Courbe de retrait.

Les échantillons ont été regroupés en deux classes selon que la profondeur de prélèvement était inférieure ou supérieure à 40 cm. Les courbes de retrait ainsi obtenues sont présentées sur les graphes VI-4 et VI-5.



Graphe VI-4 : courbe de retrait d'échantillons centimétriques, 10-40 cm, la Simonière.



Graphe VI-5 : courbe de retrait d'échantillons centimétriques, 40-100 cm, la Simonière.

Pour la couche de surface et pour les teneurs en eau comprises entre 0.32 et 0.48 kg kg^{-1}, les points expérimentaux s'alignent sur une droite qui semble parallèle à la droite de pente 1. Pour cette gamme d'humidité, le retrait semble donc normal.
Pour les faibles humidités, les points s'éloignent de cette droite, ce qui est compatible avec la phase de retrait résiduel. Pour les fortes teneurs en eau, les points semblent se rapprocher de la droite de pente 1, ce qui correspondrait à la gamme de retrait structural. Cependant, le nombre de points est insuffisant pour pouvoir conclure.

Pour la couche profonde, l'ensemble des points s'aligne sur une droite qui semble parallèle à la droite de pente 1. Les mesures se situent donc toutes dans la gamme de retrait normal.

Les régressions obtenues entre teneur en eau et volume spécifique sont résumées dans le tableau VI-2.

Tableau VI-2 : valeurs des coefficients de régression pour la courbe de retrait d'échantillons cm, la Simonière.

	régression				valeurs théoriques		test de Student		
couche /cm	a (σ)	b (σ) /dm^3 kg^{-1}	R^2	n	a_{th}	b_{th} /dm^3 kg^{-1}	$(a-a_{th})/\sigma$	$(b-b_{th})/\sigma$	$t_{\alpha/2,n-2}$ α=5%
10-40	1.041 (0.031)	0.384 (0.012)	0.916	108	1.024	0.382	0.539	0.167	2.021
40-100	1.065 (0.019)	0.367 (0.008)	0.948	169	1.026	0.380	2	-1.63	1.98

a : pente. b : ordonnée à l'origine.
σ : écart-type d'estimation.
les valeurs théoriques sont obtenues sous l'hypothèse de constriction proportionnelle.

Les valeurs théoriques sont obtenues pour l'hypothèse de constriction proportionnelle à partir de l'équation V-6, dans laquelle il faut connaître v_a^{ae} et W^{ae} pour de petits échantillons.
Ces derniers sont calculés à partir des courbes de rétention en supposant que le point d'entrée d'air fissural est obtenu lorsque la vidange structurale est terminée, i.e. lorsque le volume spécifique d'air est maximal. Les valeurs trouvées sont données dans le tableau VI-3.

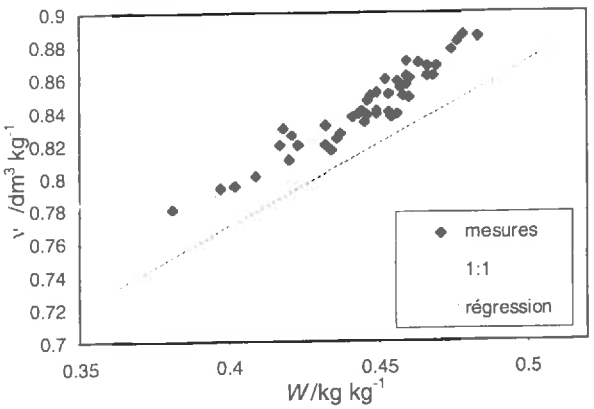
Tableau VI-3 : paramètres au point d'entrée d'air fissural, échantillons cm, la Simonière.

couche /cm	W^{ae} /kg kg^{-1}	v_a^{ae} /dm^3 kg^{-1}	v_s /dm^3 kg^{-1}
10-40	0.505	0.022	0.373
40-100	0.469	0.021	0.370

Pour la couche 10-40 cm, la régression a porté sur l'ensemble des points dont la teneur en eau est comprise entre 0.325 et 0.505. En effet, on observe une augmentation du volume spécifique d'air pour les teneurs en eau inférieures à 0.325. Cette phase peut correspondre soit à l'apparition du retrait résiduel, soit à une microfissuration à l'échelle centimétrique. En considérant la courbe de rétention obtenue par Helly (1990) sur la couche de surface, les valeurs de pF sont supérieures à 5 pour des teneurs en eau de 0.300. Tessier (1980) montre que sur des pâtes argileuses de smectite calcique, le retrait résiduel commence pour des pF supérieurs à 5.2. Ces valeurs sont comparables et il est donc possible qu'il s'agisse bien de la phase de retrait résiduel pour la couche de surface.
L'analyse de la régression montre que **au seuil de 5%, les coefficients de régression de la couche 10-40 sont compatibles avec une constriction proportionnelle de la porosité structurale.**

Dans la couche profonde, la pente est significativement différente de la pente théorique. Cependant, la couche 40-100 cm n'est pas homogène et présente en fait une variation de la porosité avec la profondeur (cf. les profils obtenus sur gros échantillons sur graphe V-2). Ainsi, en raisonnant pour des couches moins épaisses, **les coefficients de régression pour la couche 60-70 cm ne sont pas significativement différents des valeurs théoriques** (cf.

graphe VI-6 et tableau VI-4).



Graphe VI-6 : courbe de retrait d'échantillons cm, 60-70 cm, la Simonière.

Tableau VI-4 : coefficients de régression pour la courbe de retrait d'échantillons cm, 60-70 cm, la Simonière.

	a (σ)	b (σ) /dm^3 kg^{-1}	n
régression	1.059	0.370	46
	(0.051)	(0.008)	
théorie	1.026	0.380	
Student $(x-x_{th})/\sigma$	0.647	-1.25	t=2.021 (α=5%)

Nous venons donc de vérifier que :

(i) sur la gamme d'humidité explorée, le retrait des échantillons est normal,

(ii) ce retrait normal est compatible avec une diminution de la porosité structurale en proportion du retrait, donc avec l'hypothèse de constriction proportionnelle (McGarry & Daniells, 1987; Cabidoche & Voltz, 1995).

En annexe H, nous présentons la comparaison des courbes de retrait obtenues sur petits et gros échantillons (cf. section V.2 et V.3). Leur allure est identique, seul le volume d'air structural varie, ce qui s'explique par les méthodes utilisées. La courbe de retrait sur petits échantillons peut donc servir à caractériser la porosité structurale.

VI.3.3 Influence de la pression pédostatique sur la courbe de retrait.

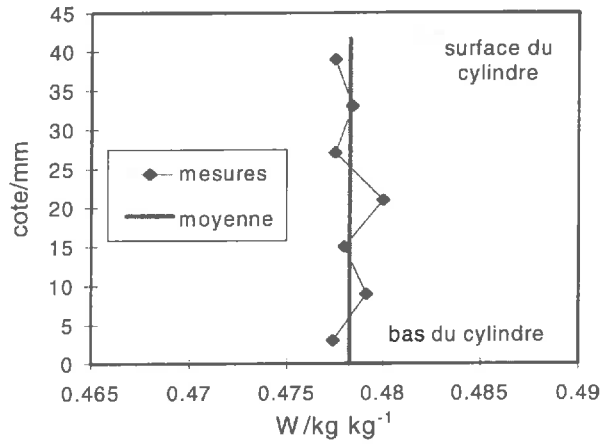
Nous avons étudié cette influence en comparant les coefficients de la droite de régression obtenus sur des échantillons soumis à la pression de gonflement (nos mesures, site de la Simonière, profondeur, 60-70cm) avec ceux obtenus sur des échantillons soustraits à cette pression (données de Helly utilisées pour la courbe de rétention, même site et même profondeur).

L'étude est détaillée en annexe I. **Elle n'a pas permis de mettre en évidence une influence de cette pression sur la courbe de retrait**.

VI.3.4 Courbe de conductivité.

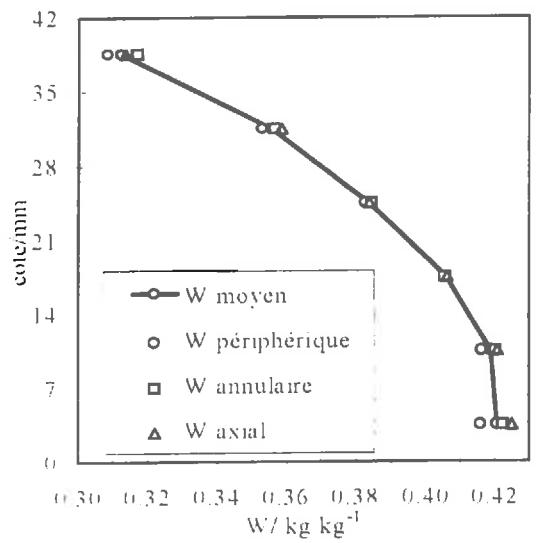
VI.3.4.1 Vérification des hypothèses d'homogénéité.

Sur le Graphe VI-7, nous avons reporté le profil de teneur en eau dans un cylindre après rafraîchissement de sa surface par le flux d'air chaud et après rééquilibrage de 24h. On observe bien que le rafraîchissement n'induit pas de gradient vertical de teneur en eau.

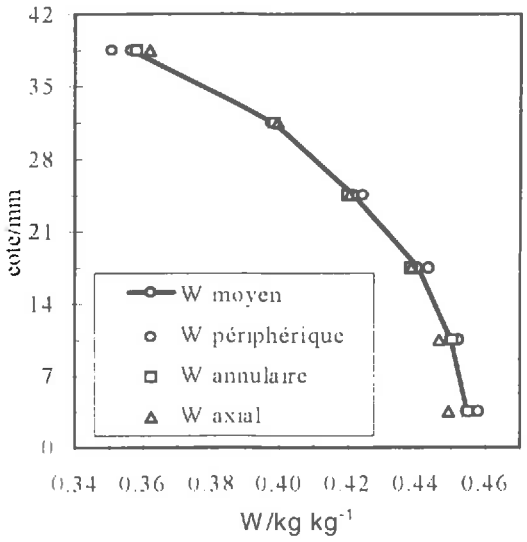


Graphe VI-7 : profil de teneur en eau après rafraîchissement de la surface des cylindres.

Sur le Graphe VI-8ab, nous avons tracé les profils horizontaux et verticaux de teneur en eau sur deux cylindres étudiés après 2780 mn et 2400 mn d'évaporation. Pour chaque tranche, nous avons déterminé la teneur en eau au centre, à la périphérie et dans un anneau intermédiaire. Nous ne pouvons pas observer de gradient systématique entre le coeur du cylindre et ses parois, ce qui confirme l'hypothèse de flux évaporatif vertical.



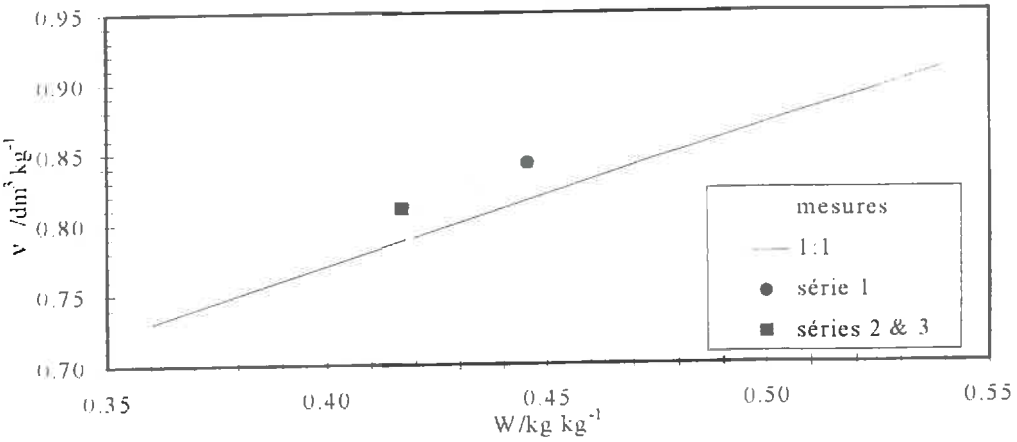
a : après 2780 mn d'évaporation,



b : après 2400 mn d'évaporation,

Graphe VI-8 : profils verticaux et horizontaux des teneurs en eau dans 2 cylindres au cours de l'évaporation.

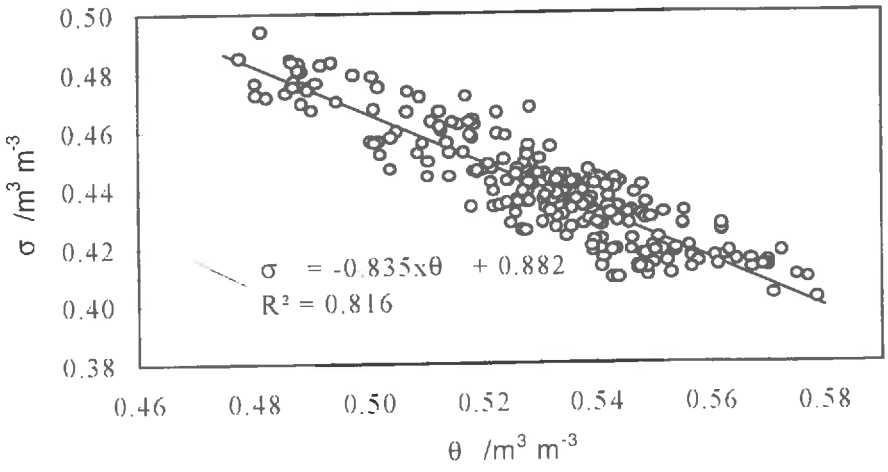
Nous avons placé sur la courbe de retrait (Graphe VI-9) les teneurs en eau et les volumes spécifiques pour les trois séries d'expériences. Dans les trois cas, les points représentatifs des conditions initiales sont proches de la courbe de retrait modélisée. La porosité structurale peut être considérée comme vide d'eau. Nous vérifions donc bien que seuls les transferts matriciels vont être étudiés.



Graphe VI-9 : conditions initiales des 3 séries de mesures portées sur la courbe de retrait, la Simonière, 40-100 cm.

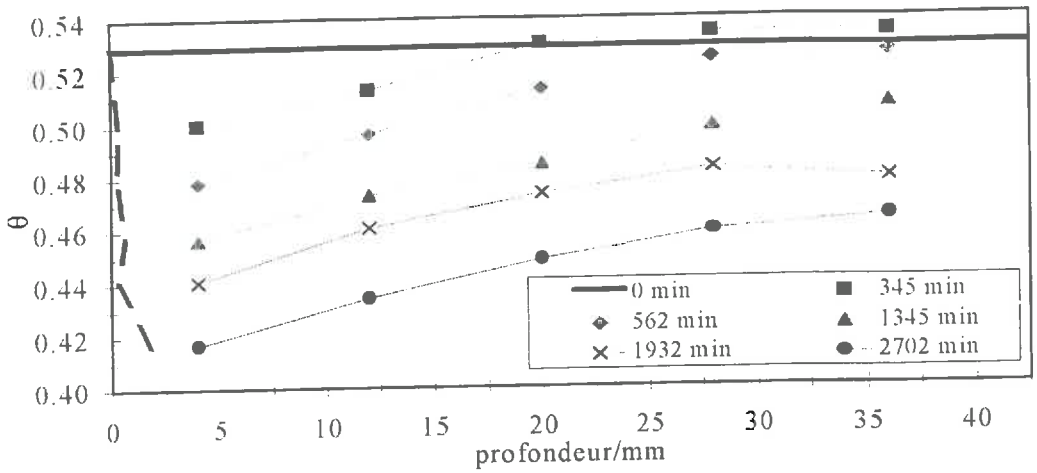
VI.3.4.2 Conductivité.

La courbe de retrait est tracée sur le Graphe VI-10 en termes de teneurs volumiques. La pente de la droite de régression portée sur le graphe donne la valeur $\frac{d\sigma}{d\theta}$ utilisée dans la relation eq. VI-9.

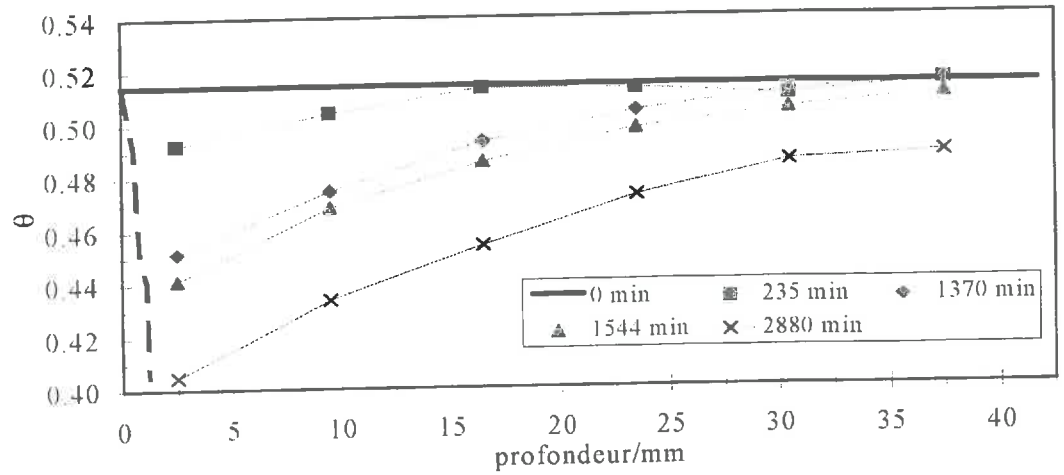


Graphe VI-10 : courbe de retrait σ f(θ), la Simonière, 60-70 cm.

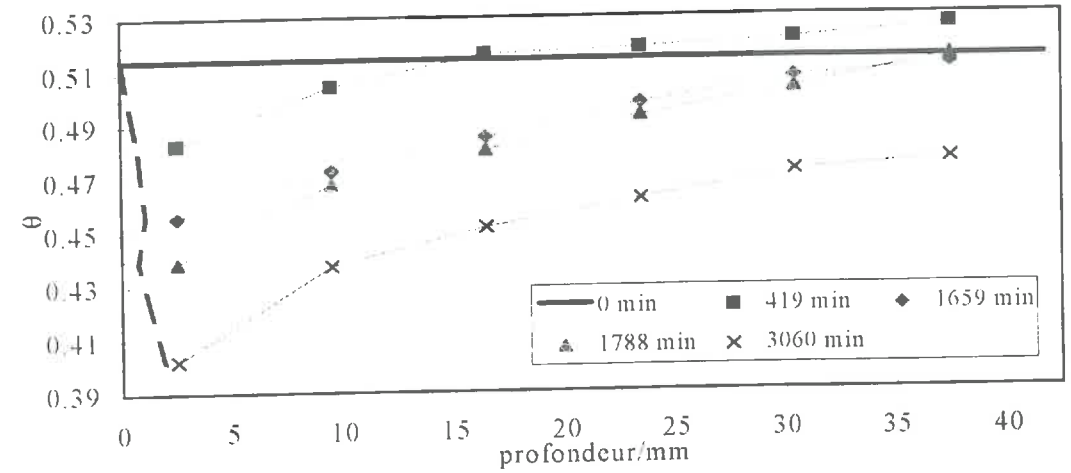
Pour les trois séries d'échantillons, nous avons tracé l'évolution des profils instantanés de teneurs volumiques en eau (θ) sur le Graphe VI-11abc, et celle des profils instantanés de teneurs volumiques en solide (σ) sur le Graphe VI-12abc.



a : série n° 1,

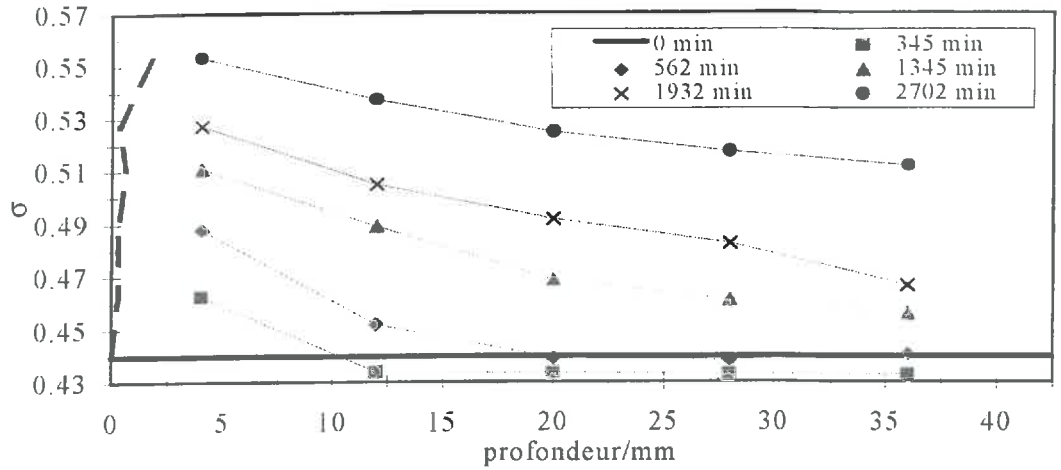


b : série n° 2,

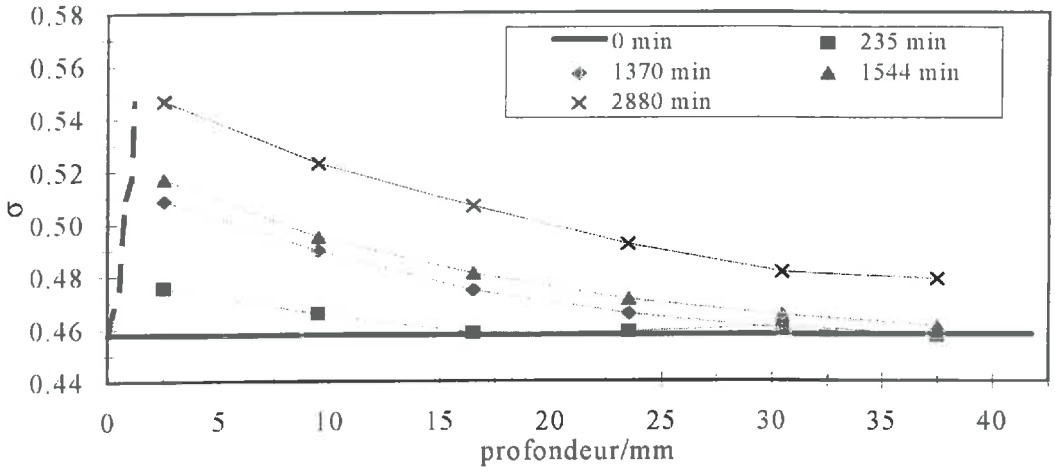


c : série n°3,

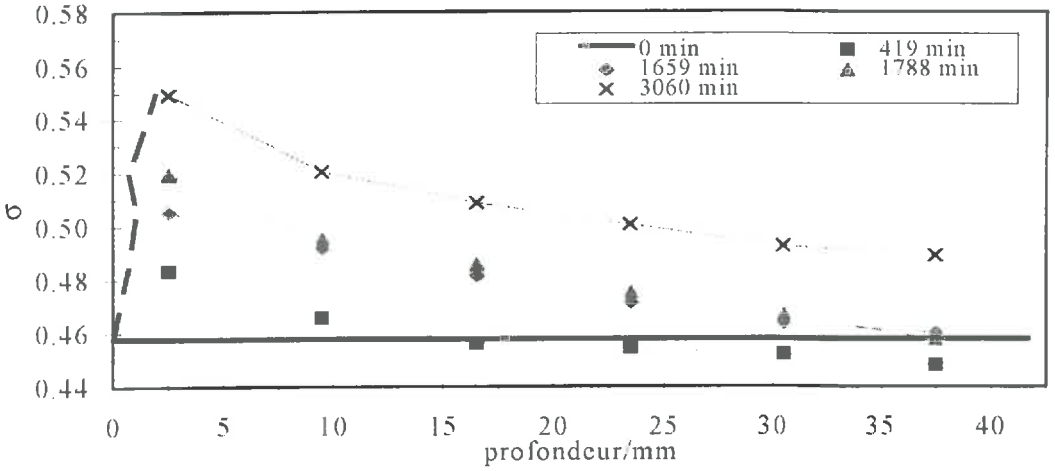
Graphe VI-11 : évolution des profils instantanés de teneurs volumiques en eau.



a : série n° 1



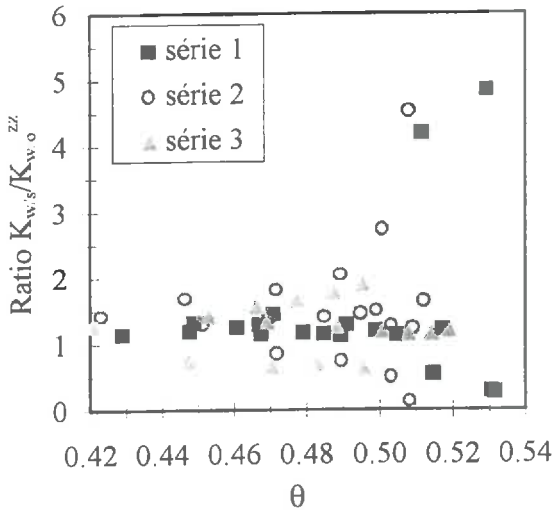
b : série n° 2



c : série n°3

Graphe VI-12 : évolution des profils instantanés des teneurs volumiques en solide.

L'évolution du rapport $\frac{K_{w/s}}{K_{w/o}^{zz}}$ avec la teneur en eau est donnée sur le Graphe VI-13. Il évolue de 1 pour les faibles teneurs en eau, à 5 pour les fortes humidités. Ces valeurs sont à comparer aux données de Nakano *et al.* (1986) ou de Angulo-Jaramillo *et al.* (1990b) qui trouvaient un rapport de 1 à 3 pour des mesures sur des pâtes argileuses de bentonite.



Graphe VI-13 : évolution du rapport $\frac{K_{w/s}}{K_{w/o}^{zz}}$ avec la teneur en eau.

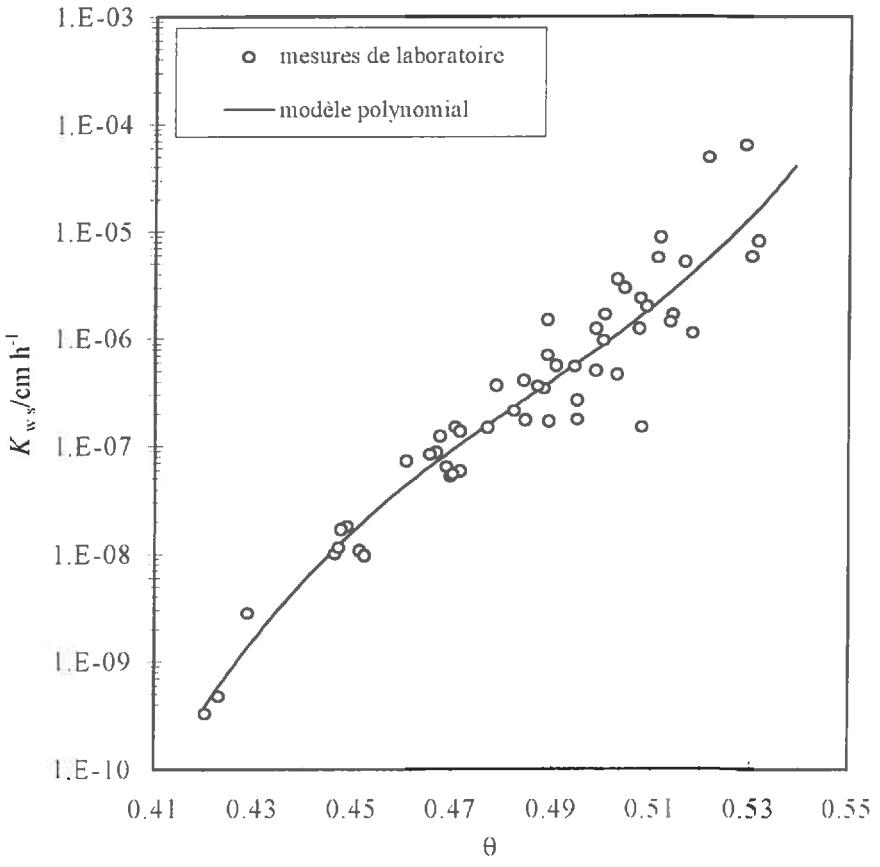
La courbe de conductivité au sens de Darcy est donnée sur le Graphe VI-14. L'ajustement d'un polynôme de degré 3 donne une conductivité de 0.2 cm j^{-1} pour une teneur en eau de 0.570 m^3 m^{-3} qui correspond à une succion de 30 cmCE. Quelques données de la littérature sont répertoriées dans le Tableau VI-5.

Tableau VI-5 : quelques valeurs de conductivités de sols argileux proches de la saturation.

	sol (méthode)	K /cm j^{-1}	succion /cmCE
Ritchie *et al.* (1972a)	vertisol Texas	0.03	30
Ritchie *et al.* (1972b)	vertisol Texas	0.1	0
Douglas & McKyes (1978)	sol remanié	0.08	1
Bouma & Loveday (1988)	Haplaquent	0.05	30
Lin (1995)	vertisol Texas (infiltromètre)	8	6
nos résultats	vertisol Guadeloupe	0.2	30

VI.3.4.3 Conclusion.

Nous avons présenté une méthode de mesure de la conductivité au sens de Darcy d'échantillons de sol déformable non remaniés. En initialisant avec attention les conditions de teneurs en eau des échantillons, les transferts ont lieu uniquement dans la porosité matricielle du sol. Cette méthode est destructrice et repose sur la détermination des profils instantanés d'eau et de solide au cours de l'évaporation des échantillons.
Nous avons été amenés à développer de nouvelles équations pour décrire les transferts d'eau et de solide dans un repère fixe eulérien. Cette approche étend aux déformations tridimensionnelles l'approche de Nakano *et al.* (1986) et de Angulo-Jaramillo (1989) développée pour des pâtes argileuses soumises à un gonflement unidimensionnel.
Les résultats obtenus sont corrects, malgré une variabilité inter - échantillon inévitable si l'on s'intéresse à des sols non - remaniés.



Graphe VI-14 : courbe de conductivité, horizon profond, la Simonière.

Nous avons également comparé ces résultats à ceux obtenus *in situ* en utilisant une description lagrangienne. Celle-ci est détaillée en annexe J. Lors de ces expérimentations, nous n'avons pu obtenir la conductivité que pour les fortes teneurs en eau. Nous avons trouvé une conductivité *in situ* environ 10 fois plus élevée. Cependant, une obtenons une forte dispersion des résultats qui ne permet pas de différencier les résultats obtenus par ces deux approches.

VI.4 Conclusion du chapitre.

Dans ce chapitre, nous avons présenté tous les résultats expérimentaux obtenus au laboratoire qui caractérisent la phase matricielle du sol de la Simonière.

L'accent a été mis sur l'obtention de la courbe de conductivité hydraulique au sens de Darcy. En effet, les méthodes classiquement utilisées dans la littérature ne sont pas adaptées à la détermination de la courbe de conductivité matricielle d'un sol non remanié. L'inadéquation de ces méthodes est d'ordre méthodologique (déformation du sol) et théorique. Nous avons donc développé une nouvelle méthode adaptée à notre problème.

Au laboratoire, nous nous sommes placés dans un repère fixe dans lequel il est nécessaire de décrire les mouvements d'eau et de solide. Notre approche étend aux déformations tridimensionnelles l'approche eulérienne développée par Nakano *et al.* (1986) et Angulo-Jaramillo (1989) sur des pâtes argileuses.

Concernant la pression et le potentiel de gonflement, nous avons montré que leur influence respective est nulle sur le retrait du sol (section VI.3.3) et négligeable sur les transferts d'eau (cf. annexe J).

Conclusion de la deuxième partie.

Les résultats expérimentaux acquis à l'échelle de la parcelle suggèrent un remplissage préférentiel de la porosité structurale.

Nous avons étudié et confirmé cette hypothèse à l'échelle infra-parcelle. Nous avons mis en évidence la dissociation des écoulements structuraux et matriciels : très lents dans la porosité matricielle, préférentiels dans la porosité structurale.

Le dernier chapitre a été consacré à la caractérisation physique et hydrodynamique de la phase matricielle du sol. Les très faibles valeurs de conductivité hydraulique obtenues confirment que l'écoulement matriciel est très lent.

Cette partie nous fournit donc les bases physiques nécessaires à la construction d'un modèle de l'infiltration dans les trois compartiments de porosité d'un vertisol typique de la Guadeloupe.

PARTIE 3

CONSTRUCTION ET TEST D'UN MODELE DE L'INFILTRATION DE L'EAU DANS LES TROIS COMPARTIMENTS DE POROSITE D'UN VERTISOL TYPIQUE DE LA GUADELOUPE.

Introduction de la troisième partie.

Les travaux présentés dans la partie précédente ont permis de définir les bases physiques nécessaires à la construction d'un modèle de l'infiltration dans les trois compartiments de porosité d'un vertisol typique de la Guadeloupe. En particulier, un tel modèle doit dissocier les transferts dans les macro-fissures, les écoulements structuraux et les transferts matriciels.

Cette troisième partie est consacrée à la construction et aux tests d'un tel modèle par comparaison avec des expériences d'infiltration. Elle se décompose en trois chapitres.

Le chapitre VII présente le modèle que nous avons développé. C'est un modèle déterministe et fonctionnel qui représente l'infiltration à l'échelle élémentaire d'un prisme inter-fissural. Il est testé sur des données de la littérature issues de milieux homogènes (milieux rigides et pâtes argileuses déformables). La sensibilité à ses paramètres est également étudiée.

Le chapitre VIII est consacré à la description des expérimentations qui fourniront les données nécessaires au calage et à la validation de ce modèle. Du fait de la trop forte hétérogénéité du site de la Simonière (compactage du sol à cause des interventions mécaniques, culture en rang de la canne à sucre, profondeur très variable, ...), les expériences ont été conduites sur un nouveau site d'étude dont la caractérisation hydrodynamique est nécessaire.

Le chapitre IX présente le calage et la comparaison entre données expérimentales et simulées.

VII. Présentation du modèle.

VII. PRESENTATION DU MODELE. 132

VII.1 OBJECTIFS. 133
VII.2 CONSTRUCTION DU MODELE. 134
VII.2.1 Principe. 134
VII.2.2 Description des transferts dans les différents compartiments du modèle. 136
VII.2.3 Méthode numérique choisie. 143
VII.2.4 Prise en compte du gonflement. 143
VII.2.5 Considérations numériques. 144
VII.3 TESTS PRELIMINAIRES DU MODELE. 146
VII.3.1 Milieux rigides. 146
VII.3.2 Milieux déformables. 147
VII.4 ETUDE DE LA SENSIBILITE DU MODELE A CERTAINS DE SES PARAMETRES. 155
VII.4.1 Sensibilité au coefficient d'anisotropie. 155
VII.4.2 Sensibilité aux coefficients de transferts dans la porosité structurale. 158
VII.4.3 Sensibilité aux coefficients d'échanges interporosités structurale - matricielle. 163
VII.5 CONCLUSION DU CHAPITRE. 166

VII.1 Objectifs.

Dans ce chapitre, nous présentons le modèle développé pour l'étude numérique des transferts hydriques et des déformations de sol pour un vertisol de Guadeloupe à l'échelle élémentaire d'un prisme inter-fissural.

Après avoir décrit le principe du modèle, nous présentons en détail les lois choisies pour décrire les transferts et le gonflement multidimensionnel du sol. Ensuite, nous présentons les tests du modèle conduits sur des milieux poreux rigides et sur d'autres milieux déformables. afin de valider certains compartiments du modèle. Enfin, nous étudions la sensibilité de ce modèle à ses différents paramètres.

Le but de ce modèle est de rendre compte de la phase d'infiltration dans un sol déformable, non remanié. Nous avons donc choisi de ne pas incorporer de terme d'extraction racinaire ou d'évaporation dans le modèle. L'échelle spatiale choisie découle des sols étudiés. Nous avons vu que les vertisols s'individualisent en prismes continus, de grandes tailles (surface horizontale ~ 0.4 m^2), séparés les uns des autres par un réseau de macro - fissures. L'étude sera donc centrée sur la réhumectation / déformation d'un prisme inter - fissural. L'échelle temporelle retenue varie de quelques heures à quelques jours.

Le modèle doit respecter les contraintes suivantes, mises en évidence au cours des chapitres précédents :

(i) prendre en compte séparément les transferts matriciels et structuraux,

(ii) modéliser les échanges entre ces deux compartiments de porosité,

(iii) prendre en considération la réhumectation horizontale du prisme à partir de l'eau contenue dans les fissures, du fait de l'hétérogénéité observée au champ et structurée par le réseau fissural (Jaillard & Cabidoche, 1984),

(iv) le prisme doit se déformer suite à sa réhumectation : ses déformations sont multidimensionnelles pour rendre compte de l'ouverture et de la fermeture des fissures, ainsi que de l'affaissement ou de la subsidence de la surface du sol.

VII.2 Construction du modèle.

VII.2.1 Principe.

Le schéma de principe du fonctionnement du modèle est donné sur la figure VII-1.

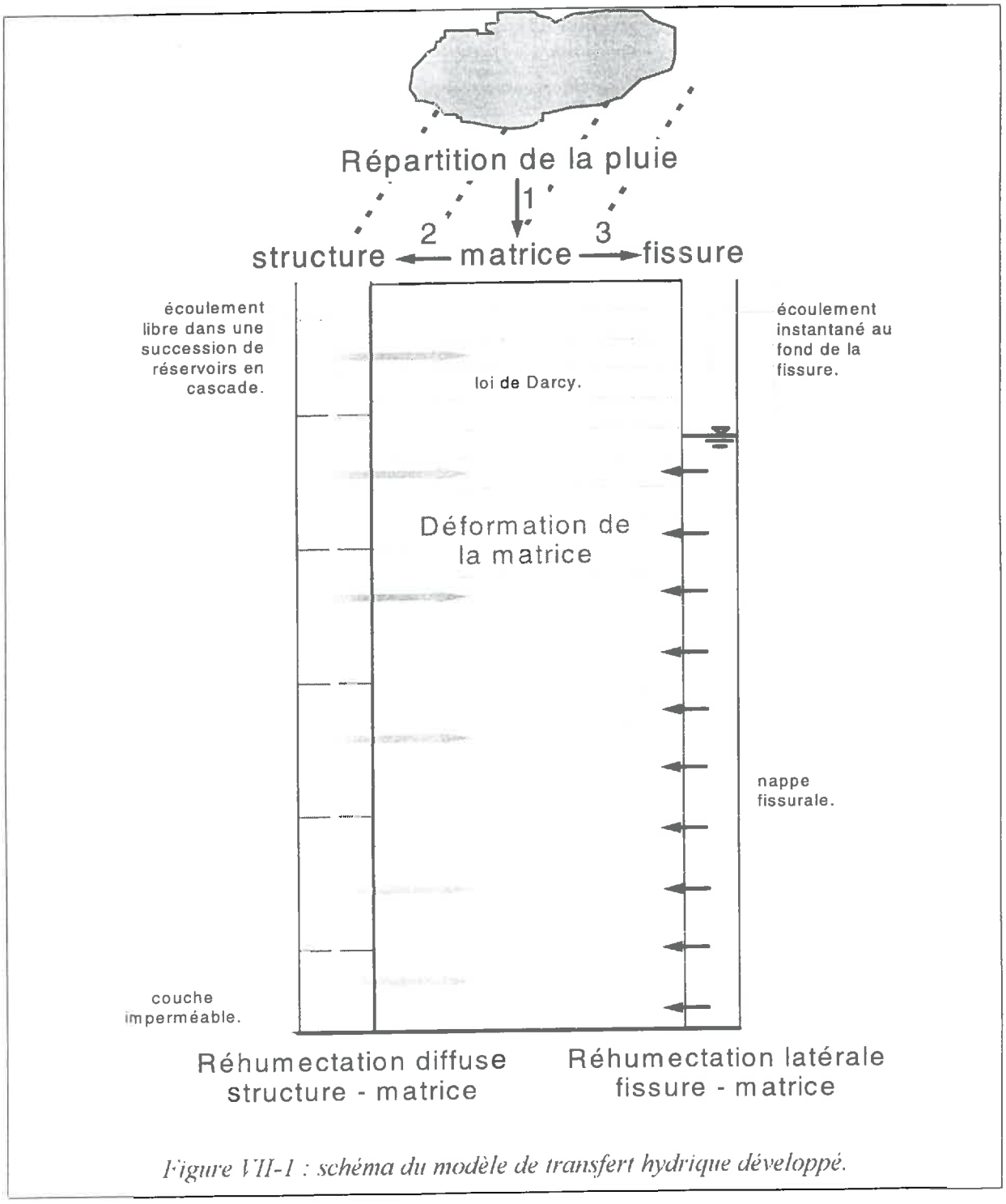


Figure VII-1 : schéma du modèle de transfert hydrique développé.

Tout apport d'eau en surface est réparti entre les différents compartiments de porosités de la façon décrite dans le tableau VII-1. Dans ce tableau, on note I l'intensité apportée, I_{mat}^{max} l'infiltrabilité maximale de la porosité matricielle, I_{struc}^{max} l'infiltrabilité maximale de la porosité structurale, I_{fis}^{max} l'infiltrabilité maximale de la fissure, R le ruissellement.

Tableau VII-1 : répartition de l'apport entre les différentes porosités dans le modèle.

Intensité d'apport I			$q_{mat}^{entrant}$	$q_{struc}^{entrant}$	$q_{fis}^{entrant}$	R
$I \le I_{mat}^{max}$			I	0	0	0
$I > I_{mat}^{max}$	$I \le I_{mat}^{max} + I_{struc}^{max}$		I_{mat}^{max}	$I - I_{mat}^{max}$	0	0
	$I > I_{mat}^{max} + I_{struc}^{max}$	$I \le I_{mat}^{max} + I_{struc}^{max} + I_{fis}^{max}$	I_{mat}^{max}	I_{struc}^{max}	$I - I_{mat}^{max} - I_{struc}^{max}$	0
		$I > I_{mat}^{max} + I_{struc}^{max} + I_{fis}^{max}$	I_{mat}^{max}	I_{struc}^{max}	I_{fis}^{max}	$I - I_{mat}^{max} - I_{struc}^{max} - I_{fis}^{max}$

$q^{entrant}$: le flux entrant à la surface des différentes porosités.
les indices mat struc fis se rapportent aux porosités matricielle, structurale intra-massif et macro-fissurale.

Le domaine spatial modélisé est un prisme fissural limité par un réseau de macro - fissures. Une fois l'apport réparti en surface dans les trois compartiments de porosités, la circulation dans chacun d'eux est décrite par les lois suivantes :

- **les écoulements matriciels** sont décrits par la loi de Darcy généralisée.

- **les écoulements structuraux** sont décrits de façon conceptuelle par un écoulement gravitaire à travers une série de réservoirs en cascade. Ces transferts sont unidimensionnels verticaux. Un terme d'échange est prévu entre les porosités structurale et matricielle (cf. partie IV.3) pour rendre compte d'une réhumectation diffuse dans l'ensemble du prisme. La limite inférieure est supposée imperméable.

- **l'écoulement dans la fissure** est supposé instantané (cf. le modèle FLOCR de Bronswijk, 1988) : toute goutte d'eau apportée en haut de la fissure se retrouve instantanément au bas de la fissure où elle contribue à la création d'une nappe d'eau libre.
  Cette hypothèse s'appuie sur les résultats expérimentaux de Bouma & Dekker (1978) et les résultats numériques de Hoogmoed & Bouma (1980) et de Di Pietro (1993). Les premiers auteurs ont montré que l'eau circule le long de la fissure en chenaux dont la surface mouillée représente 10 à 20 % de la surface totale de la fissure. Hoogmoed & Bouma (1980) ont repris ces résultats expérimentaux dans un modèle et ont montré que la réhumectation latérale du massif de sol à partir de ces chenaux représente 2 à 3 % de la quantité d'eau totale qui transite dans ces chenaux. Ces résultats sont confirmés par les travaux de Di Pietro (1993) qui montre par des simulations que la réhumectation du massif par un écoulement d'eau libre le long d'une fissure est d'autant plus négligeable que la fissure est large et que la porosité du massif est fine.
  La réhumectation latérale du massif est toutefois prise en compte sous le niveau de la surface libre de la nappe fissurale, afin d'être en accord avec les résultats expérimentaux de Jaillard & Cabidoche (1984). Ces auteurs ont observé que les prismes de vertisols de

Guadeloupe présentaient des variations d'humidité plus importantes en bordure des fissures qu'au coeur des massifs. Il est donc nécessaire de prendre en compte une réhumectation latérale à partir des fissures.
Nous avons également introduit une fonction "fuite" de l'eau fissurale pour pouvoir prendre en compte, par exemple, l'évacuation de cette eau par un réseau de drains enterrés.

Si le ruissellement R apparaît, il est instantanément évacué. Ce ruissellement peut provenir soit d'un débordement de la nappe fissurale, soit de la fermeture de la fissure en surface sous l'effet du gonflement superficiel du prisme.

En trois dimensions, le domaine simulé a été assimilé à un prisme de section carré. La hauteur est de 130 cm, la largeur de 70 cm. Afin de diminuer la durée des calculs, nous nous sommes restreints à une modélisation en deux dimensions. Pour des raisons de symétrie, seul un demi prisme a finalement été utilisé.

VII.2.2 Description des transferts dans les différents compartiments du modèle.

VII.2.2.1 Transferts matriciels.

La combinaison de la loi de Darcy :

$$\mathbf{q}_{mat} = -K_{w/s}(\psi)\cdot\vec{\nabla}(\psi + z), \qquad \textit{eq. VII-1}$$

avec la conservation de la masse dans la porosité matricielle conduit à l'équation de Richards classique. Sous forme bidimensionnelle, elle s'écrit :

$$\frac{\partial\theta_{mat}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_{w/s}(\psi)\cdot\frac{\partial\psi}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_{w/s}(\psi)\cdot\left(\frac{\partial\psi}{\partial z}+1\right)\right) + S_w(\theta_{mat},\theta_{struc},z) \qquad \textit{eq. VII-2}$$

Nous avons choisi de découpler les déformations des transferts hydriques (voir section VII.2.4)

Nous ne prenons pas en compte le potentiel de gonflement Ω. En effet :

(i) nous avons montré dans le chapitre VI et dans l'annexe J qu'il n'avait pas influence sur la courbe de retrait et sur la détermination de la conductivité, du fait de sa faible valeur par rapport au potentiel matriciel,
(ii) Bronswijk (1992) a montré que son incorporation dans des modèles numériques de transferts hydriques dans des sols argileux évolués n'avait pas d'influence,
(iii) la pertinence du concept de potentiel de gonflement dans le cas de sols fissurés n'est pas évidente (Coulomb, 1992; Philip, 1992; Smiles & Kirby, 1992).

Le terme $S_w(\theta_{mat},\theta_{struc},z)$ correspond à un terme source qui traduit la réhumectation diffuse de la porosité structurale vers la porosité matricielle. Ce terme dépend du degré de remplissage de

ces porosités, mais également de la profondeur. En effet, dans les couches de surface, la forme de la porosité structurale est mixte : à la fois de type cylindrique d'origine biotique, et de type vides interconnectés dus au travail du sol. Nous considérons que ceci va se traduire par des échanges différents entre la surface et la profondeur, ce que nous avons mis en évidence dans le chapitre VI. L'expression de ce terme d'échange est explicitée dans la section VII.2.2.3.

VII.2.2.2 Transferts structuraux.

Nous supposons que l'écoulement dans la porosité structurale est uniquement vertical. Les transferts structuraux sont décrits par une loi empirique basée sur l'hypothèse d'un écoulement libre gravitaire. Nous avons choisi de modéliser les transferts dans la porosité structurale à travers une suite de réservoirs en cascades.

La relation classique de vidange d'un réservoir d'eau libre $Q = \mu \cdot S \cdot \sqrt{2 \cdot g \cdot H}$ (cf. par exemple Carlier, 1986) avec Q le débit, S la section d'écoulement, H la hauteur d'eau dans le réservoir, g la gravité et μ un coefficient empirique, peut également s'écrire en terme de flux et de degré de remplissage du réservoir sous la forme générale :

$$q = C \cdot \sqrt{V / V_{max}}, \qquad \textit{eq. VII-3}$$

avec q le flux, C un coefficient empirique global représentatif de la section d'écoulement et $\frac{V}{V_{max}} = S_{struc}$ le taux de saturation de la porosité structurale représentée par le réservoir.

Le coefficient C peut être pris soit constant, soit proportionnel à S_{struc}, $C=c \cdot S_{struc}$ (avec c constant), si on considère que la section d'écoulement dépend du degré de remplissage de la porosité structurale. L'équation VII-3 s'écrit donc finalement sous la forme :

$$q = c \cdot {S_{struc}}^{b}, b \in \{0.5;1.5\} \qquad \textit{eq. VII-4}$$

Le profil total a été divisé en sept couches qui délimitent autant de réservoirs structuraux. Ce découpage en sept couches découle de la profondeur totale du prisme (130 cm) et de la hauteur des couches délimitées par les multiTHERESA (20cm), voir chapitre suivant. Le réservoir structural de la couche de surface correspond à une épaisseur de 10 cm, les six autres à des épaisseurs de 20 cm. Le calcul des V_{max} qui interviennent dans l'équation VII-3 se fait à partir des profils de porosité structurale déterminés dans le chapitre VI. Pour une couche donnée, la valeur de V_{max} dépend de la teneur en eau matricielle de la couche car nous avons utilisé l'hypothèse de constriction proportionnelle. Ces valeurs sont recalculées au début de chaque simulation sous l'hypothèse de constriction proportionnelle en fonction de la teneur en eau matricielle de la couche.

Finalement, le schéma de l'écoulement structural est donnée sur la figure VII-2.

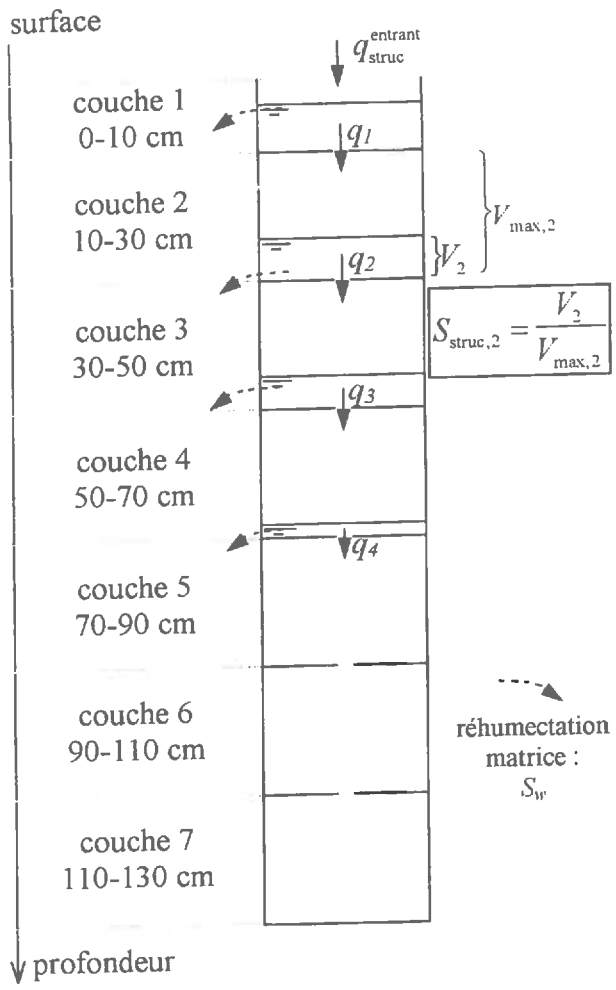


Figure VII-2 : écoulement structural à travers une série de réservoirs.

Pour chaque couche i, un bilan de masse effectué pendant un pas de temps Δt fournit l'équation de continuité. Dans cette équation intervient un terme puits qui traduit la réhumectation diffuse vers la porosité matricielle. Ce terme est calculé comme l'intégrale sur l'ensemble de la couche considérée de la fonction S_w (cf. eq. VII-2) décrite précisément dans la section suivante. L'équation de continuité pour le réservoir structural i s'écrit alors :

$$\forall i \in [1..7], V_{max,i} \frac{dS_{struc,i}}{dt} = (q_{i-1} - q_i) - \int_i S_w(\theta_{mat}, S_{struc,i}, z)$$

$$\text{avec} : \begin{cases} q_0 = q_{struc}^{entrant} \\ q_7 = 0 \\ q_{i\in[1..6]} = c_i \cdot S_{struc,i}^{\ b}, b \in \{0.5;1.5\} \end{cases} \qquad \textit{eq. VII-5}$$

Les hypothèses formulées sur les écoulements structuraux reviennent à définir, à une profondeur donnée, une relation puissance entre le flux et le degré de saturation, l'exposant étant fixé à 0.5 ou à 1.5 (cf. équation VII-4).

D'autres auteurs (cf. chapitre II, section II.3.2.3) utilisent une loi de la forme :

$$\mathbf{q}_{ma} = a \cdot \theta_{ma}{}^{b} \cdot \mathbf{e}_z \qquad \textit{eq. VII-6}$$

Le fait de fixer l'exposant à une valeur inférieure à 2 revient à considèrer que l'écoulement structural est de nature turbulente (cf. chapitre II, section II.3.2.3).

VII.2.2.3 Echanges entre les porosités structurale et matricielle.

Il existe de nombreuses fonctions puits / source utilisées dans les différents modèles existant dans la littérature afin de décrire une réhumectation diffuse de type macroporosité - microporosité. Luxmoore & Ferrand (1993) insistent sur le fait que l'étude des échanges interporosités est un thème de recherche important actuellement.

Dans le cas de transferts monodimensionnels dans un milieu structuré et en considérant des agrégats rectangulaires, Jarvis (1994) considère que les échanges macroporosité - microporosité peuvent être approchés par un processus du premier ordre qui s'écrit :

$$S_w = \left(\frac{3 \cdot D_w \cdot \gamma_w}{d^2} \right) \cdot \left(1 - S_{mi} \right) \qquad \textit{eq. VII-7}$$

où :

S_{mi} est le degré de saturation de la microporosité,

d est une distance efficace de diffusion à l'intérieur des agrégats, estimée comme la demi - largeur des agrégats,

γ_w est un facteur d'échelle utilisé pour prendre en compte les différences entre l'approximation retenue et les solutions exactes aux problèmes de diffusion. γ_w est estimé à 0.8,

D_w est une diffusivité hydraulique efficace. Elle est calculée comme la moyenne entre la diffusivité hydraulique à saturation et la diffusivité hydraulique dans la microporosité calculée pour S_{mi}, cette moyenne étant ensuite pondérée par S_{ma}, degré de saturation de la macroporosité.

Beven & Germann (1981) ou Ohmer *et al.* (1991) utilisent une expression similaire, mais écrite en terme de potentiel :

$$S_w = K_{mi}\left(\psi_{mi}\right) \cdot \frac{\psi_{ma} - \psi_{mi}}{d} \qquad \textit{eq. VII-8}$$

où les indices ma et mi se rapportent aux macropores et au micropores. Dans ce cas la dimension de S_w est $[LT^{-1}]$ alors qu'elle devrait être $[T^{-1}]$.

L'expression que nous avons retenue pour le **terme puits / source** se base sur le même principe. Elle s'écrit :

$$S_w = K_{w/s}(\psi_{mat}) \cdot S_{struc} \cdot \frac{\psi_{struc} - \psi_{mat}}{d^2} \qquad \textit{eq. VII-9}$$

où :

$K_{w/s}$ est la conductivité de la phase matricielle : nous supposons donc que l'écoulement structural n'est pas limitant lors de la réhumectation matricielle.

S_{struc} est le taux de saturation de la porosité structurale. Ceci prend en compte une surface d'échange variable en fonction du degré de remplissage de la porosité structurale,

d est une distance efficace de diffusion estimée, lorsque la porosité structurale est une porosité inter - agrégats, comme la demi largeur des agrégats,

ψ_{mat}, ψ_{struc} sont les potentiels de l'eau de la porosité matricielle et structurale respectivement.

La courbe de rétention donne directement la relation entre potentiel de l'eau dans la porosité matricielle et teneur en eau matricielle.

Les transferts dans la porosité structurale n'étant pas décrit par la loi de Darcy, il faut donc définir une nouvelle relation $\psi_{struc}(\theta_{struc})$ ou $\psi_{struc}(S_{struc})$. La démarche retenue est la suivante.

L'étude de l'évolution du volume d'air structural avec la succion (cf. chapitre I, graphe I.3) a montré que le volume d'air structural augmentait régulièrement jusqu'à pF 2.5 (316 cm ou $3 \cdot 10^4$ Pa), que ce soit pour la couche de surface ou pour les couches profondes. Nous avons retenu comme valeur de porosité structurale la valeur à pF 2.5.

Notons la ψ^{ae} : $\psi^{ae} = -316$ cm. Nous supposons alors que **le potentiel de l'eau dans la porosité structurale est une fonction linéaire du degré de saturation structural entre ψ^{ae} et 0** :

$$\psi_{struc}(S_{struc}) = \psi^{ae} \cdot (1 - S_{struc}) \qquad \textit{eq. VII-10}$$

Les distances d n'ont pu être mesurées : ce sont donc des paramètres de calage du modèle. Ils évoluent avec la profondeur comme la porosité structurale. Pour la couche travaillée, leur ordre de grandeur est la demi largeur d'un agrégat, soit 1 cm. Pour les couches profondes où la porosité structurale est seulement tubulaire, l'ordre de grandeur de d est la demi distance entre deux pores moyens structuraux (si tant est que cela ait un sens). Comme la porosité structurale diminue avec la profondeur, nous pouvons dire que d augmente avec la profondeur.

VII.2.2.4 Echanges fissures - matrice.

Les échanges de la fissure vers le massif de sol ont lieu seulement sous la surface libre de l'eau fissurale. Nous supposons que la répartition de la pression de l'eau sous la cote de la surface libre suit une répartition hydrostatique, ce qui s'écrit en cm :

$$\psi\left(z \geq z^{SL}\right) = z - z^{SL} \qquad \textit{eq. VII-11}$$

où z est la profondeur et z^{SL} la profondeur de la surface libre.

Le tableau VII-2 résume les différentes expressions retenues.

Tableau VII-2 : synthèse des lois et paramètres utilisés dans la modélisation.

porosité	***Lois***		
	loi de transfert	équation de continuité	loi d'échange
matricielle	loi de Darcy : $\mathbf{q}_{mat} = -K_{w/s}(\psi)\cdot\vec{\nabla}(\psi+z)$ 2D	équation de Richards : $C(\psi)\cdot\frac{\partial\psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_{w/s}(\psi)\cdot\frac{\partial\psi}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_{w/s}(\psi)\cdot\left(\frac{\partial\psi}{\partial z}+1\right)\right)+S_w$	$S_w = K_{w/s}(\psi)\cdot S_{struc}\cdot\frac{\psi_{struc}-\psi}{d^2}$, $\psi_{struc} = \psi^{ae}\cdot(1-S_{struc})$
structurale	écoulement libre dans une cascade de réservoirs : $q_{struc} = c\cdot S_{struc}{}^{b}, b\in\{0.5;1.5\}$, 1D	pour le réservoir i : $\forall i\in[1..7], V_{max,i}\frac{dS_{struc,i}}{dt} = (q_{i-1}-q_i)-\int_i S_w(\theta_{mat}, S_{struc,i}, z)$	
fissure	instantané, au fond de la fissure	variation de la cote de la surface libre z^{SL} en fonction : **(i)** du flux entrant dans la fissure à la surface, **(ii)** du flux drainé (éventuellement), **(iii)** de la réhumectation latérale de la matrice, **(iv)** du gonflement de la matrice,	**fissure - matrice : oui** sous la surface libre, par une condition limite de type pression hydrostatique: $\psi(z\geq z^{SL}) = z - z^{SL}$, **fissure - structure : non**

Paramètres

porosité matricielle	courbe de conductivité $K_{w/s}(\psi)$	mesurée
	courbe de rétention $\psi(\theta)$	mesurée
	courbe de retrait	mesurée
porosité structurale	c	à caler
	d	à caler
	b	fixé à 0.5 ou 1.5
	ψ^{ae}	fixé à -316 cm

VII.2.3 Méthode numérique choisie.

Les transferts dans la porosité matricielle sont discrétisés par la méthode des éléments finis. Nous avons adapté le logiciel MODULEF (Bernadou *et al.*, 1988) dans sa version de 1990 à notre étude. Les modules initiaux utilisés ont trait à la description transitoire des transferts thermiques, du fait de l'analogie entre l'équation de Richards et l'équation de diffusion de la chaleur.
Nous ne reviendrons pas sur la description précise de la méthode des éléments finis, largement détaillée dans de nombreux ouvrages (e.g. Dhatt & Touzot, 1981). Son principe est donné en annexe K.

VII.2.4 Prise en compte du gonflement.

La déformation du demi massif de sol modélisé est prise en compte à chaque pas de temps de calcul. Considérons le maillage dessiné sur la figure VII-3.

Entre deux pas de temps de calcul, le programme calcule la quantité d'eau stockée ou déstockée dans la porosité matricielle en chaque point du maillage. Dans la gamme de retrait normal, ce volume d'eau se traduit intégralement en variation de volume et donc par la déformation du maillage.

Le maillage se déforme selon deux lignes invariantes : **(i)** la base du domaine se déforme seulement selon l'axe horizontal, **(ii)** l'axe du demi prisme se déforme seulement selon la direction verticale. La déformation volumique se répartit en élongation horizontale et verticale grâce au coefficient d'anisotropie k. Sa valeur est de 0.850 tant que la fissure est ouverte. Si la fissure se referme à une certaine profondeur, alors l'intégralité de la déformation volumique se reporte selon la direction verticale.

La déformation se fait en plusieurs étapes.
En premier lieu, le programme vérifie la validité de la valeur k. Pour chaque ligne horizontale d'éléments, le modèle calcule l'élongation horizontale du massif pour la valeur initiale de k. Trois possibilités existent :

(i) la fissure reste ouverte malgré cette élongation : la valeur de k pour cette ligne horizontale d'éléments est donc valide,

(ii) l'élongation aboutit exactement à la fermeture de la fissure : là encore on garde la valeur de k,

(iii) l'élongation aboutit à la "surfermeture" de la fissure, c'est à dire que l'élongation horizontale est supérieure à l'ouverture de la fissure à cette profondeur. Dans ce dernier cas, un nouveau coefficient k est calculé pour cette couche horizontale d'éléments afin d'ajuster le gonflement horizontal à l'ouverture de la fissure, l'élongation résiduelle étant alors reportée dans la direction verticale.

Ensuite, à partir des nouvelles valeurs de k, le maillage se déforme en deux temps, d'abord pour chaque ligne verticale d'éléments, puis pour chaque ligne horizontale. Au pas de temps suivant, on commence d'abord par la déformation horizontale et ensuite verticale.

Nous avons vérifié que les résultats des simulations numériques sont indépendants de l'ordre dans lequel s'effectue la déformation.

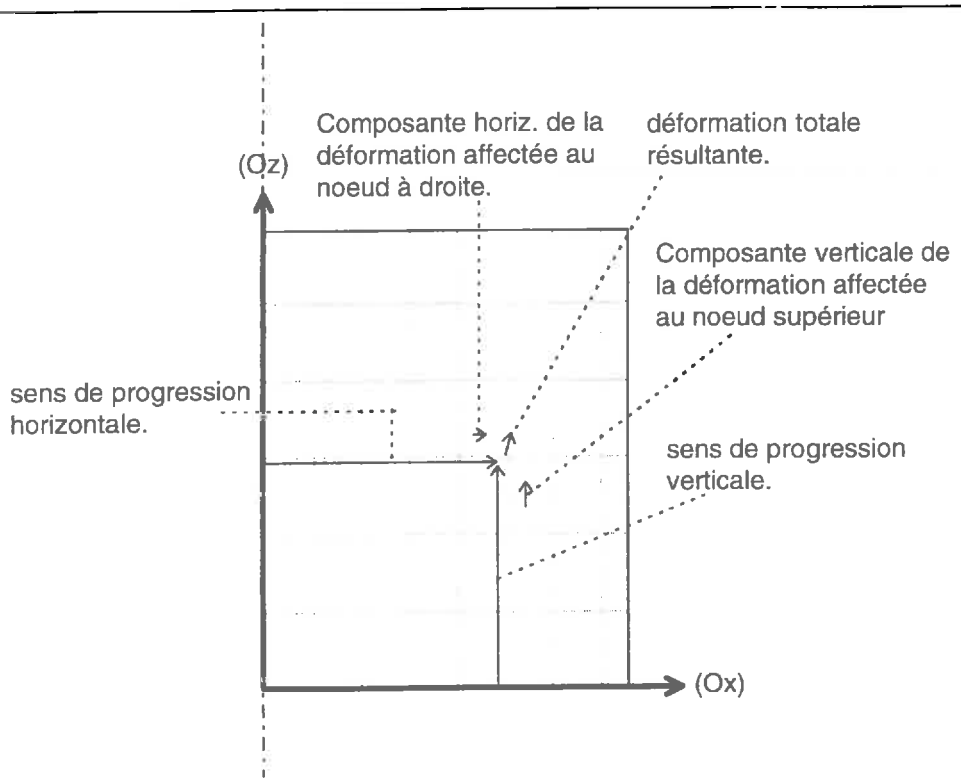


Figure VII-3 : schéma du domaine discrétisé et du maillage utilisé.

Cette méthode permet ainsi de simuler des déformations seulement unidimensionelles (k=0), équidimensionnelles (k=1), tridimensionnelles mais non équidimensionnelles (k≠1), ou une évolution du gonflement tridimensionnel (fissures ouvertes) à un gonflement unidimensionnel (fissures fermées) au cours de la réhumectation.

VII.2.5 Considérations numériques.

L'écoulement complexe (écoulements matriciel + structural, réhumectation à partir de la fissure) modélisé représente un problème numérique relativement difficile. La solution retenue a été de découpler les transferts matriciels et structuraux. Les différentes étapes sont les suivantes :

(i) calcul des capacités d'infiltration maximales dans la matrice et dans la structure :
- pour la première couche d'éléments finis, la capacité d'infiltration matricielle maximale au temps t_{n+1} est la somme de la capacité d'emmagasinement de cette couche

d'éléments finis et du flux vertical sortant de cette couche au temps t_n : $I_{mat}^{max}(t_{n+1}) = V_{up}(t_n) \cdot (\theta_{mat}^{sat} - \theta_{mat}(t_n)) + \Delta t_n q_{out}(t_n)$,

- pour le réservoir de la couche de surface de la porosité structurale, le calcul est le même,

(ii) répartition des flux entrants dans les porosités matricielle et structurale,

(iii) le niveau d'eau dans la fissure au temps t_n fixe la condition à la limite de type charge (type Dirichlet) pour le calcul au temps t_{n+1}. Au dessus du niveau de la surface libre, la condition à la limite est de type flux nul. Le flux entrant en surface calculé dans **(ii)** donne la condition à la limite supérieure de type flux (Neuman). Le long de l'axe du ½ prisme, qui est un axe de symétrie, la condition est également de type flux nul. La condition à la limite inférieure est au choix de type flux nul ou de type charge.
Les profils de teneur en eau structurale au temps t_n donnent les potentiels structuraux dans le calcul de la fonction source au temps t_{n+1}. La résolution itérative de l'équation VII-2 donne la nouvelle répartition des potentiels de l'eau matricielle. Ces potentiels permettent de calculer par couche la quantité d'eau qui a diffusé de la porosité structurale vers la porosité matricielle. Ils permettent également le calcul du volume d'eau stocké en chaque point du maillage, et donc la déformation du domaine.
La résolution de l'équation des transferts matriciels fixe le pas de temps commun avec les transferts structuraux. Le pas de temps initial est de 30 s. Si le programme ne converge pas en 4 itérations, ce pas de temps est divisé par 4. Le pas de temps minimal est le 1/16ème du pas de temps initial. Le pas de temps maximal est de 60 s lors des phases de redistribution, et de 30 s lors des phases de réhumectation. Lorsque sur 8 pas de temps successifs, la convergence a été assurée en 2 itérations maximum, le pas de temps est multiplié par 2.

(iv) calcul d'un nouveau profil de teneur en eau structurale. Les volumes diffusés dans la porosité matricielle et calculés dans **(iii)** sont retranchés à chaque réservoir. Nous avons choisi une méthode implicite avec linéarisation pour la résolution de l'équation VII-5. En cas de "sursaturation" d'un réservoir structural, le taux de saturation de ce réservoir est porté à 1 et l'excès d'eau est ajouté au réservoir supérieur. En cas de débordement du réservoir de surface, l'excès d'eau est alors ajouté au ruissellement vers les fissures. Si l'algorithme ne converge pas en 4 itérations, le pas de temps est divisé par 10 et les calculs précédents sont répétés 10 fois. Si de nouveau le programme ne converge pas, la simulation s'arrête,

(v) le ruissellement est dirigé dans la fissure. Si la fissure reste ouverte en surface après la déformation du maillage dans **(iii)**, le volume ruisselé est repris par la fissure et s'ajoute instantanément à la nappe fissurale, même si la fissure s'est refermée en profondeur. Ceci donnera au pas de temps suivant la nouvelle condition limite de type charge sous la cote de la surface libre. Si la fissure déborde ou si elle est refermée en surface, l'eau qui ne peut s'infiltrer dans la fissure est considérée comme du ruissellement superficiel. Ce ruissellement est évacué instantanément.

VII.3 Tests préliminaires du modèle.

Nous avons testé différents compartiments du modèle. Le module "résolution de l'équation de Richards" a été testé par comparaisons avec les résultats de Haverkamp *et al.* (1977) sur des simulations de réhumectation verticale dans un sol sableux et un sol argileux non déformables. Le module "déformation" a été confronté aux résultats expérimentaux de Angulo-Jaramillo (1989) sur des expériences de réhumectation d'une pâte argileuse avec déformation verticale.

VII.3.1 Milieux rigides.

Pour ces simulations, la capacité d'infiltration structurale est nulle, ainsi que le terme source. On ne prend en compte que les transferts matriciels. Le domaine discrétisé est une colonne de sol, de forme rectangulaire en 2D, avec des conditions de type flux nul sur les 2 faces latérales. Le problème est donc monodimensionnel.

Les données utilisées sont issues de Haverkamp *et al.* (1977) et sont résumées dans le tableau VII-3 :

Tableau VII-3 : courbes de rétention et de conductivité utilisées.

		sable (1)	Yolo Light Clay (2)
	Ks/cm h^{-1}	34	$4.428 \cdot 10^{-2}$
K(ψ)	A	$1.175 \cdot 10^{6}$	124.6
	β	4.74	1.77
	θs	0.287	0.495
θ(ψ)	θr	0.075	0.124
	α	$1.611 \cdot 10^{6}$	739
	β	3.96	4

$K=Ks \cdot A/(A+|\psi|^{\beta})$
(1) : $\theta=\theta r+\alpha \cdot(\theta s-\theta r)/(\alpha+|\psi|^{\beta})$
(2) : $\theta=\theta r+\alpha \cdot(\theta s-\theta r)/(\alpha+(\ln|\psi|)^{\beta})$

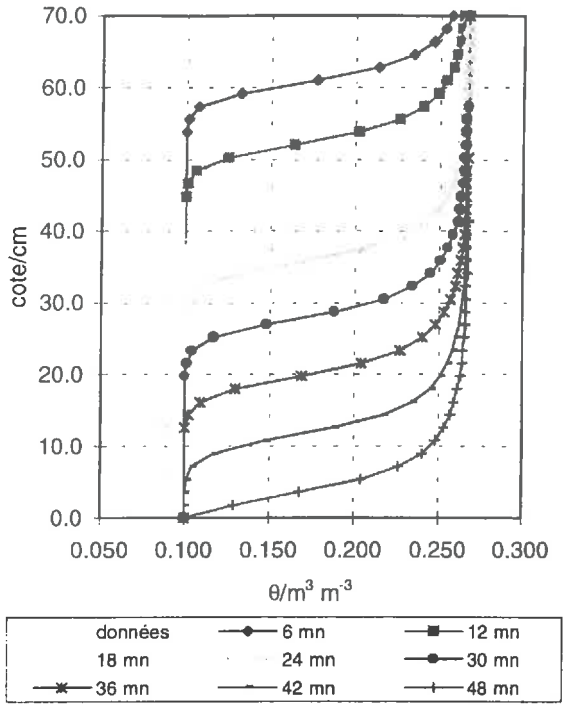
(d'après Haverkamp et al., 1977).

Les conditions initiales et à la limite sont les suivantes :

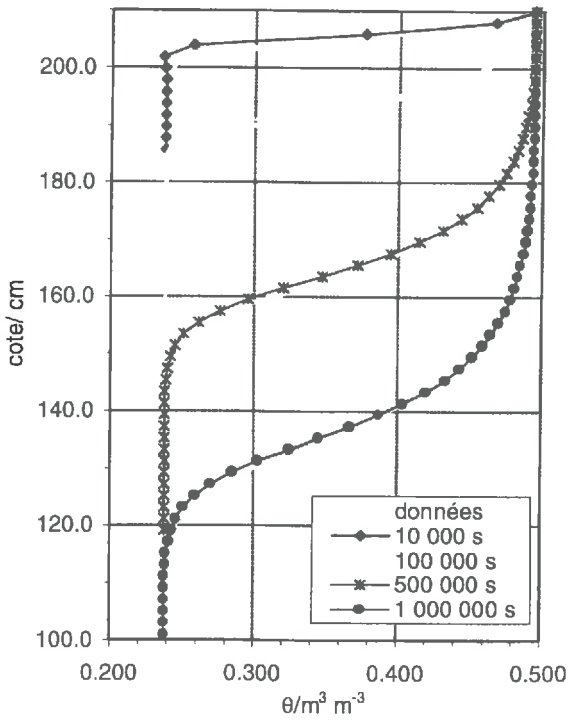
- sable :
  $t<0$, $0<z<70$ cm : $\psi_0=-61.5$ cm,
  $t>0$, $z=0$: $q_{up}=13.69$ cm h^{-1}, $z>70$ cm : $\psi=\psi_0$.

- Yolo Light Clay :
  $t<0$, $0<z<200$ cm : $\psi_0=-600$ cm,
  $t>0$, $z=0$: $\psi=0$, $z>200$: $\psi=\psi_0$.

Les résultats sont reportés sur les Graphe VII-1 et Graphe VII-2. Le modèle restitue correctement les profils d'humidités enregistrés ou simulés par d'autres modèles testés dans Haverkamp *et al.* (1977).



Graphe VII-1 : comparaison modèle et données de Haverkamp et al. (1977), sable.



Graphe VII-2 : comparaison modèle et données de Haverkamp et al. (1977), Yolo Light Clay.

Nous considérons que **ceci valide le modèle lorsqu'il est utilisé dans des milieux rigides à porosité homogène.**

VII.3.2 Milieux déformables.

VII.3.2.1 Caractérisation du milieu étudié et des expérimentations.

Nous avons choisi de tester le modèle sur les données issues de l'essai Infiltration 1 de Angulo-Jaramillo (1989). Cet essai porte sur une pâte limon - bentonite de densité de solide 2.65 soumise à une infiltration sous charge constante et pouvant se déformer seulement dans la direction verticale. Le dispositif expérimental est reproduit sur la figure VII-4.

Nous avons supposé que l'amplitude des teneurs en eau mesurées se situait dans la gamme de retrait normal et que la porosité structurale était nulle, ce qui correspond aux courbes de retrait obtenues par Angulo-Jaramillo (cf. figure VII-5).

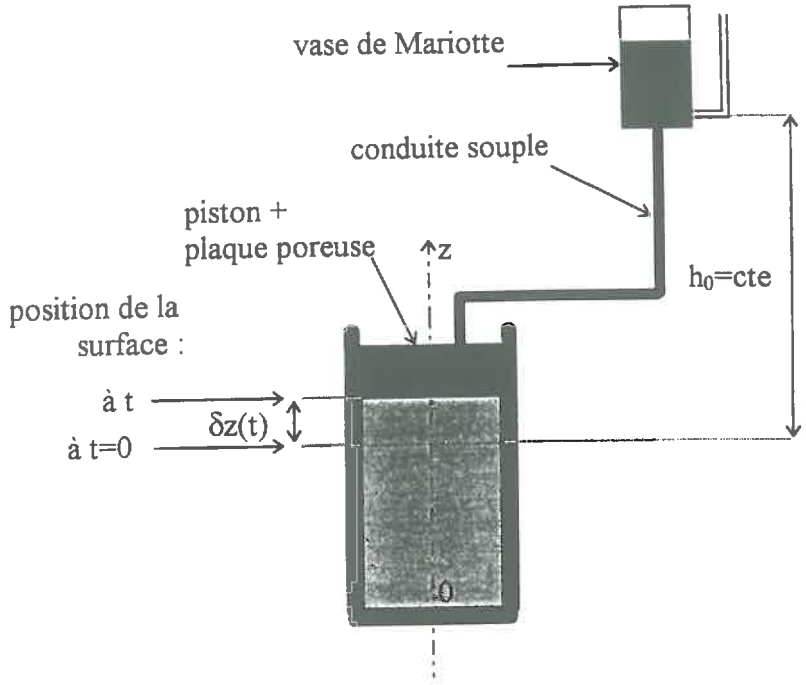


Figure VII-4 : schéma du dispositif expérimental utilisé par Angulo-Jaramillo (1989)

(d'après figure 3.4 de Angulo-Jaramillo, 1989)

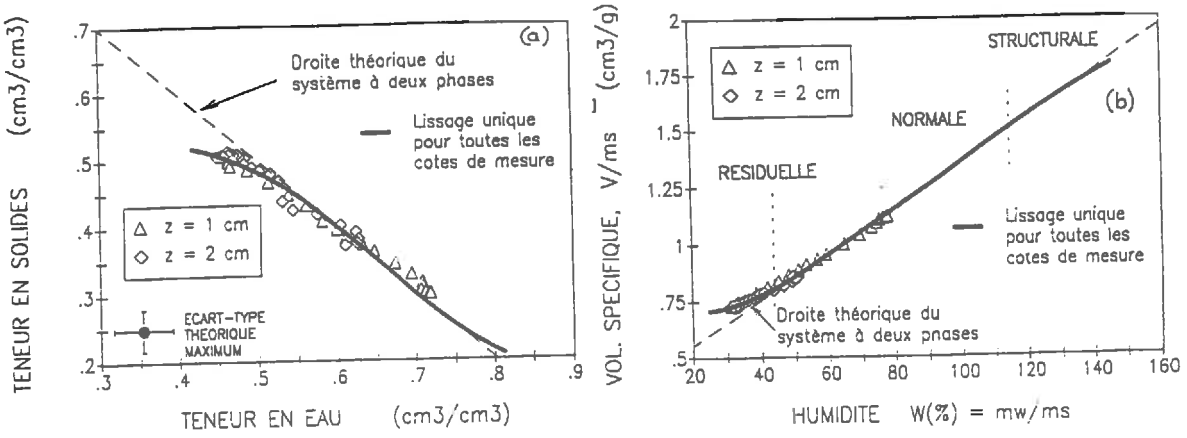


Figure VII-5 : courbes de retrait du mélange limon - bentonite.

(d'après figure 3.11 de Angulo-Jaramillo, 1989).

Les paramètres du modèle de Van-Genuchten sont portés dans le tableau VII-4.

Tableau VII-4 : paramètres du modèle de Van-Genuchten, mélange limon - bentonite.

θs /m^3 m^{-3}	θr /m^3 m^{-3}	α /cm^{-1}	n
0.851	0.326	0.022	1.74

(d'après Angulo-Jaramillo, 1989).

La courbe de conductivité hydraulique utilisée est la courbe de conductivité apparente. La relation analytique $K(\theta)$ utilisée a été obtenue à partir de la figure 3.18 de Angulo-Jaramillo (1989). L'expression est la suivante :

$$\text{- si } \Theta < 0.6,\ K(\theta) = \frac{K_{sat} \cdot \Theta^{2.679}}{2.395 \cdot \Theta + 0.209},$$

$$\text{- si } \Theta > 0.6,\ K(\theta) = \frac{K_{sat} \cdot \Theta^{2.679}}{6.77 \cdot \Theta - 2.416},$$

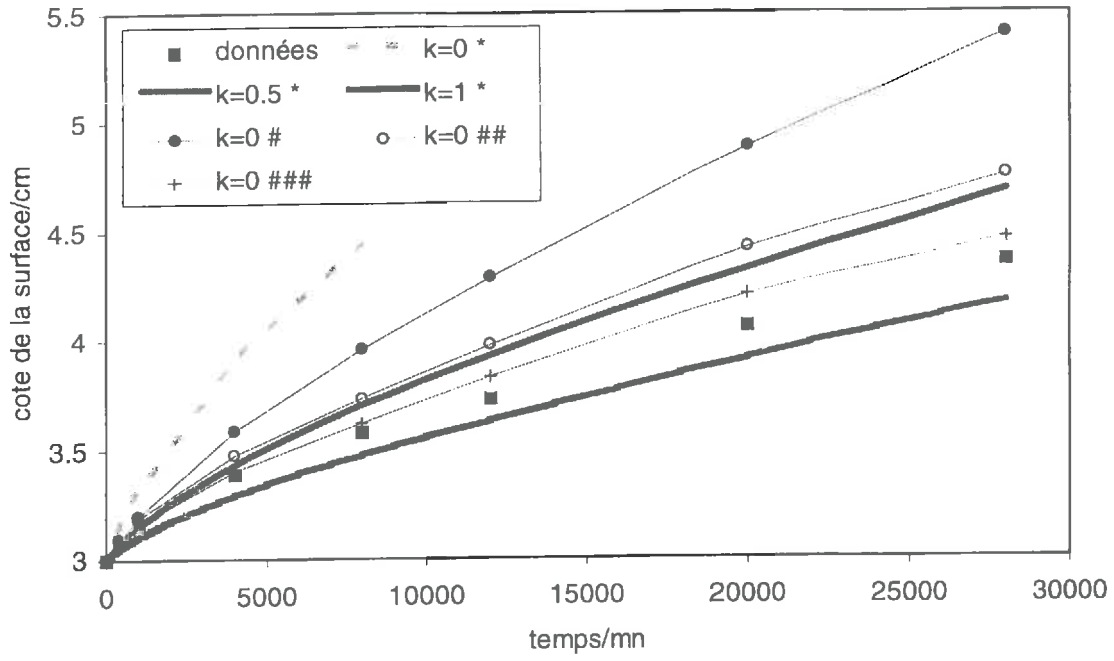
avec $\Theta = \frac{\theta - \theta_{res}}{\theta_{sat} - \theta_{res}}$, et $K_{sat} = 8 \cdot 10^{-8}$ cm s^{-1}. Les paramètres θ_{res} et θ_{sat} viennent du modèle de Van-Genuchten.

La charge constante h_0 de 11.85 cm est imposée par un vase de Mariotte. La pâte argileuse est surmontée d'une plaque poreuse dont l'impédance *Imp* recalculée par Garnier (1996) est de $3.9 \cdot 10^{-8}$ s^{-1}, alors que la valeur fournie par le constructeur est de $1.3 \cdot 10^{-8}$ s^{-1}. La condition appliquée à la limite supérieure de la colonne est une condition de type Cauchy où le flux entrant q_{up} s'exprime par $q_{up} = Imp \cdot \left(h_0 - \delta z(t) - \psi_{up}\right)$, où $\delta z(t)$ est le gonflement vertical total de la colonne et ψ_{up} le potentiel matriciel de l'eau de la colonne sous la plaque poreuse. Sur les faces latérales et inférieure, la condition est de type flux nul.

VII.3.2.2 Résultats des simulations.

VII.3.2.2.1 Expérience d'infiltration 1.

Sur le Graphe VII-3 est reportée l'évolution de la hauteur de l'échantillon avec le temps pour les différentes simulations effectuées.



Graphe VII-3 : évolution de la hauteur de l'échantillon avec le temps, infiltration 1.

On remarque que sous l'hypothèse d'un retrait normal et d'une déformation seulement verticale, le modèle surestime largement le gonflement de l'échantillon (courbe en pointillés). Nous avons donc fait dans un premier temps deux autres simulations en donnant au coefficient k les valeurs 0.5 (gonflement vertical 2 fois supérieur au gonflement horizontal) puis 1 (gonflement isotrope). Le gonflement total de l'échantillon est alors mieux restitué.

Ces résultats sont en accord avec ceux de Kim *et al.* (1995) qui simulent correctement cette expérience d'infiltration en donnant à leur coefficient d'anisotropie r_s une valeur égale à 2.
Pour trouver la relation entre r_s et le coefficient k que nous utilisons, il suffit de revenir à la définition de ces coefficients. Ils relient la déformation volumique ΔV d'un volume $V=x\,y\,z$ de sol à l'élongation verticale Δz et aux élongations horizontales Δx et Δy par les relations suivantes :

$$\frac{\Delta V}{V}=\frac{\Delta x}{x}+\frac{\Delta y}{y}+\frac{\Delta z}{z}\text{, avec } k=\frac{\Delta x/x}{\Delta z/z}=\frac{\Delta y/y}{\Delta z/z} \text{ (Voltz \& Cabidoche, 1995),}$$

$$1-\frac{\Delta V}{V}=\left(1-\frac{\Delta z}{z}\right)^{r_s} \text{ (Bronswijk, 1990).}$$

En supposant que les déformations sont de faible amplitude, et donc que $\frac{\Delta z}{z}$ est "petit" par rapport à 1, un développement limité à l'ordre 1 de l'expression de Bronswijk conduit à :

$$r_s = 1+2\cdot k$$

La valeur $k = 0.5$ qui permet de simuler correctement le gonflement total de l'échantillon est donc équivalente à $r_s = 2$. Cependant, simuler un gonflement multidimensionnel n'a aucune justification physique car le dispositif expérimental contraint le gonflement latéral : le gonflement volumique se reporte intégralement dans la direction verticale. A ce stade, notre modèle n'est pas capable de reconstituer cette expérience d'infiltration.

Nous avons donc simulé cette infiltration en supposant que les déformations de l'échantillon sont seulement verticales, mais en prenant de nouvelles hypothèses sur le retrait normal.
En effet, un examen détaillé de la figure VII-5 permet d'observer qu'aux faibles teneurs en eau ($\theta \leq 0.5$ m^3 m^{-3}), les points expérimentaux s'éloignent de la courbe de saturation. Ceci caractérise la gamme de retrait résiduel. Pour les humidités élevées ($\theta > 0.7$ m^3 m^{-3}), nous n'avons aucune indication sur la poursuite du retrait normal. Enfin, pour les teneurs en eau intermédiaires, la pente de la droite de retrait semble être inférieure à 1, ce qui signifierait que le retrait n'est jamais normal, mais qu'il existe un certain volume d'air (porosité structurale) lors de la fabrication des échantillons. La pente de la courbe de retrait trouvée par Garnier (1996) sur ces échantillons est d'ailleurs de 0.83 : ceci signifie que 83 % des variations de teneurs en eau se traduisent par une déformation volumique. Cet auteur trouve de plus que le retrait se poursuit jusqu'aux teneurs en eau élevées, mais elle utilise les données collectées proches de la surface et entachées d'une forte indétermination expérimentale.

Trois hypothèses ont donc été testées :

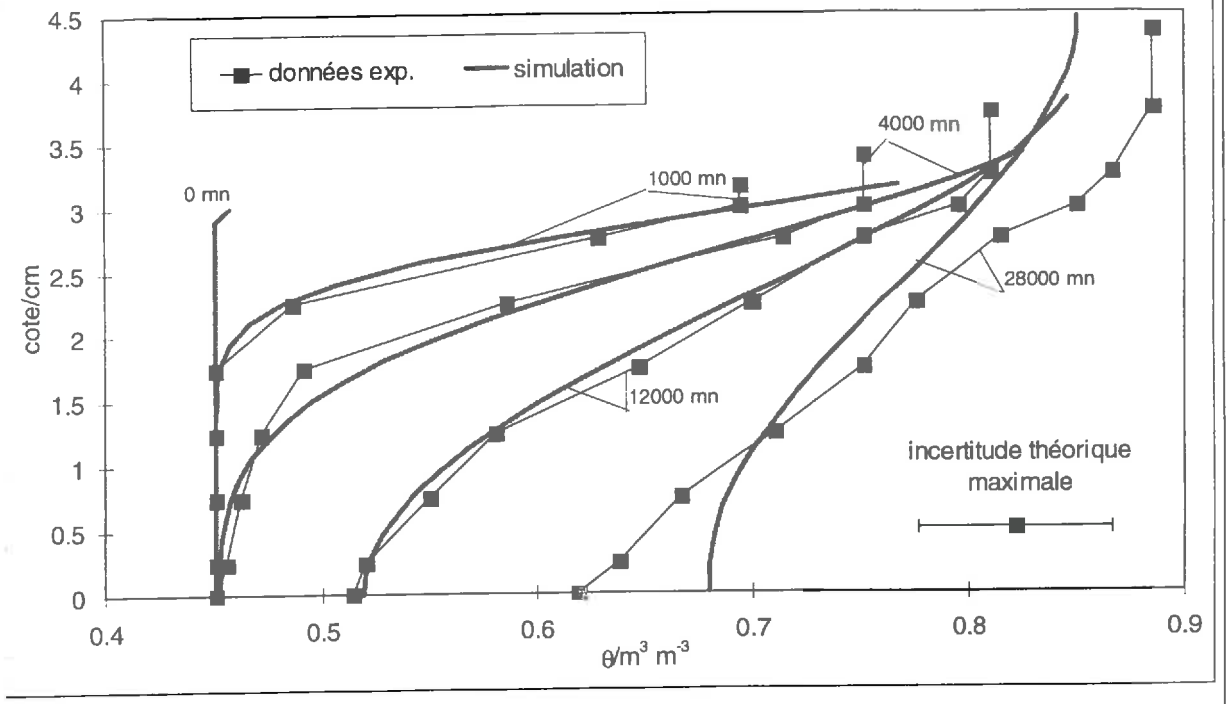
hypothèse 1 (symbole # sur le graphe) : si $\theta \leq 0.5$ m^3 m^{-3}, le retrait est nul,
sinon, le retrait a une pente de 0.83.

hypothèse 2 (symbole ## sur le graphe) : si $\theta \leq 0.5$ m^3 m^{-3} ou $\theta > 0.7$ m^3 m^{-3}, le retrait est nul,
sinon le retrait normal est normal, de pente 1.

hypothèse 3 (symbole ### sur le graphe) : si $\theta \leq 0.5$ m^3 m^{-3} ou $\theta > 0.7$ m^3 m^{-3}, le retrait est nul,
sinon le retrait est de pente 0.83.

Pour les hypothèses 2 et 3, on considère qu'il existe une phase de retrait structural aux fortes humidités, mais que ce retrait est nul.

Les résultats sur le gonflement total de l'échantillon sont reportés sur le Graphe VII-3.
L'hypothèse 3 permet de simuler correctement le gonflement total de l'échantillon, alors que l'hypothèse 1 le surestime largement. Les différents profils d'humidités aux instants 0, 1000, 4000, 12000 et 28000 mn correspondant à l'hypothèse 3 sont reportés sur le Graphe VII-4.



Graphe VII-4 : évolution des profils d'humidité, infiltration 1.

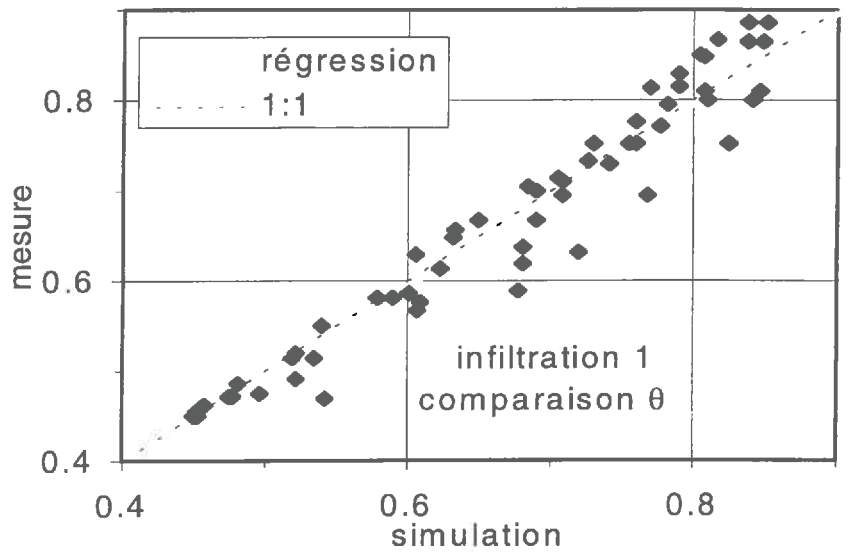
L'allure des profils expérimentaux est similaire aux profils simulés. De plus, la courbe simulée se situe toujours dans l'intervalle d'incertitude expérimentale théorique maximale. La reconstitution des profils est donc bonne au début de la simulation, mais elle se dégrade pour T=28000 mn. Plusieurs causes peuvent être envisagées afin d'expliquer les différences entre le modèle et les résultats expérimentaux.

A la fin de l'expérience, les teneurs en eau mesurées sont de l'ordre de 0.89 m^3 m^{-3} alors que le paramètre θ_{sat} du modèle de Van-Genuchten est 0.851 m^3 m^{-3}. Le modèle ne pourra donc jamais obtenir une teneur en eau supérieure à 0.851 et il ne pourra jamais reconstituer les valeurs mesurées proches de la surface.
Si l'on prolonge la simulation pendant suffisamment de temps, un régime permanent va s'établir et un profil d'équilibre va pouvoir être observé. **Le profil d'équilibre expérimental (supposé égal au profil à T=24000 mn) ne peut s'expliquer que par l'influence du potentiel de gonflement Ω (Angulo-Jaramillo, 1989, section 3.3.3)**. Or, le modèle ne prend pas en compte ce potentiel. Donc, d'après les conditions à la limite, le profil d'équilibre simulé va être un profil classique de répartition hydrostatique de la pression. Cette pression étant positive à la surface de l'échantillon, le profil d'humidité à l'équilibre sera donc un profil constant égal à θ_{sat}=0.851 m^3 m^{-3}, ce que nous vérifions bien sur les profils précédents.
Il est donc clair que, par construction le modèle ne permet pas de retrouver les profils finaux obtenus expérimentalement.

Des incertitudes dans la détermination de la courbe de conductivité hydraulique ou dans la courbe de retrait peuvent également être à l'origine des écarts simulation - expérience observés. De plus, la valeur exacte de l'impédance de la plaque poreuse n'est pas connue et la valeur utilisée est en fait celle obtenue par calage par Garnier (1996). Une étude de sensibilité plus

poussée du modèle aux différents paramètres intervenant dans les courbes de conductivité, de rétention et de retrait permettrait de déterminer les paramètres auxquels le modèle est le plus sensible.

Globalement cependant, la reconstitution des profils est correcte : le Graphe VII-5 montre la relation entre teneurs en eau mesurées et simulées. Les coefficients de la régression sont donnés dans le tableauVII-5.



Graphe VII-5 : comparaison teneurs en eau simulées et mesurées, infiltration 1.

Tableau VII-5 : coefficients de la régression entre teneurs en eau simulées et mesurées, infiltration 1.

a (σ)	b (σ) /m^3 m^{-3}	R^2	n
1.020	-0.018	0.952	69
(0.028)	(0.032)		

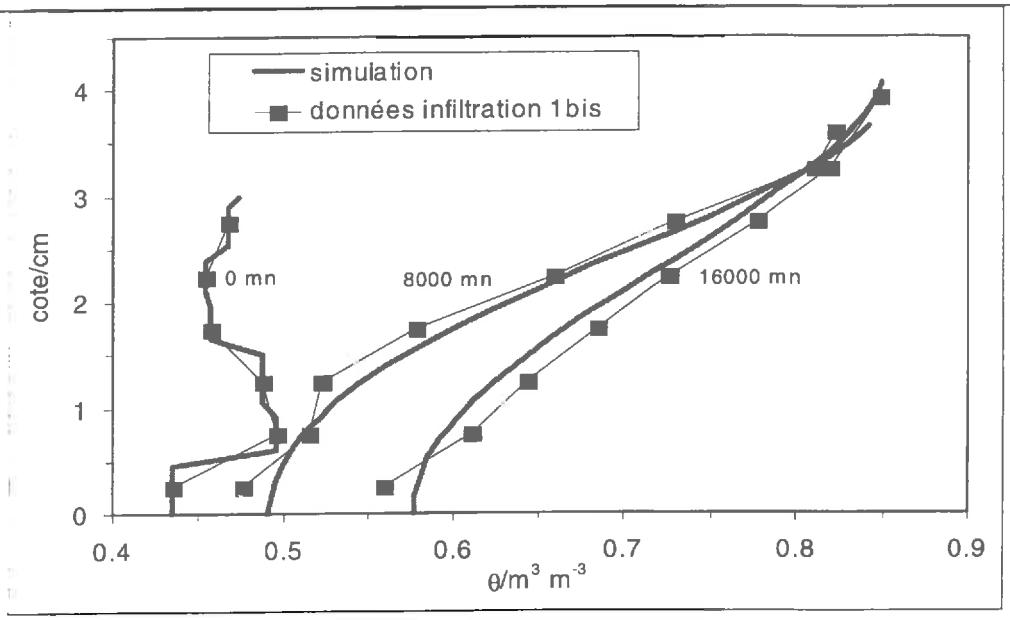
a : pente, b : ordonnée à l'origine,
R^2 : coefficient de corrélation,
n : nombre de données,
s : écart - type d'incertitude.

La pente et l'ordonnée à l'origine ne deviennent significativement différentes de 1 et 0 respectivement que pour un seuil au moins égal à 30 %.

VII.3.2.2.2 Expérience d'infiltration 1bis.

Nous avons également simulé l'expérience d'infiltration 1bis de Angulo-Jaramillo (1989). Les conditions à la limite sont identiques à l'expérience précédente, seul le profil initial de teneur en eau diffère. L'hypothèse retenue concernant le retrait est l'hypothèse 3 de la section précédente.

Les profils simulés et mesurés sont présentés dans le Graphe VII-6 pour les instants 0, 8000 et 16000 mn. Là encore, on trouve un très bon accord entre expérience et simulation.



Graphe VII-6 : évolution des profils d'humidité, infiltration 1bis.

VII.3.2.3 Conclusion.

La partie transfert et gonflement unidimensionnels du modèle a été testée. Nous avons montré que la reconstitution du gonflement et des profils de teneurs en eau est acceptable. **Le fait de ne pas prendre en compte le potentiel de gonflement Ω peut constituer une limite du modèle**. Celui-ci ne peut être appliqué à des milieux où Ω joue un rôle important, comme dans le cas de l'infiltration dans des pâtes argileuses.

Cela ne remet pas en cause la validité du modèle dans le cas où le potentiel de gonflement n'a pas ou peu d'influence, comme dans le cas des sols évolués avec présence de fissures.

VII.4 Etude de la sensibilité du modèle à certains de ses paramètres.

Le modèle développé comprend un certain nombres de paramètres non mesurables.
Le ratio d'anisotropie pour les déformations du sol a un sens physique, mais n'a pas été mesuré jusqu'à présent. Sa valeur de 0.850 est celle obtenue par inversion du modèle de Voltz & Cabidoche (1995) (cf. Cabidoche & Voltz, 1995).
Les coefficients de transferts dans la porosité structurale n'ont aucun sens physique évident et ne sont donc pas mesurables. Cependant, Germann & Di Pietro (1996) relient ce coefficient de transfert (conductance) au rayon hydraulique ou à la surface mouillée dans le cas d'écoulements dans des macropores verticaux sans tortuosité.
Enfin, les paramètres liés aux échanges interporosités structurale et matricielle ont un sens physique mais ne sont pas mesurables. En effet, ils sont définis comme une distance sur laquelle s'opère la diffusion de l'eau structurale vers la matrice du sol. Dans la couche de surface où on peut observer une structure en agrégats centimétriques, leur ordre de grandeur est estimé à la demi largeur d'un agrégat moyen. Dans les couches profondes où la structure disparaît, leur estimation est encore plus problématique. Il est donc nécessaire de les considérer comme des coefficients de calage du modèle.

Nous avons donc testé la sensibilité du modèle à ces différents paramètres. Les conditions initiales correspondent à l'expérimentation nommée "Manip8" (menée sur le site de Gardel, cf. chapitre VIII). La condition à la limite supérieure est un flux entrant imposé égal à 72 mm h^{-1} pendant 53 mn. Le temps de simulation, fixé à 10 000 s (2h 47 mn), a permis de simuler la phase de redistribution après apport.
Dans le modèle, nous avons fait varier les paramètres correspondant à la couche de profondeur 30-50 cm. Les sorties du modèle étudiées sont :

(i) le gonflement horizontal et vertical de la couche 30-50 cm, mais également celui de la couche située au dessus (couche 10-30 cm) et de la couche inférieur (couche 50-70 cm),
(ii) le degré de saturation de la porosité structurale.

Dans la gamme de variation des paramètres étudiée, le modèle n'a jamais prévu de ruissellement en surface. Il n'y a donc jamais eu d'eau dans la fissure et les transferts ont toujours été unidimensionnels verticaux.

VII.4.1 Sensibilité au coefficient d'anisotropie.

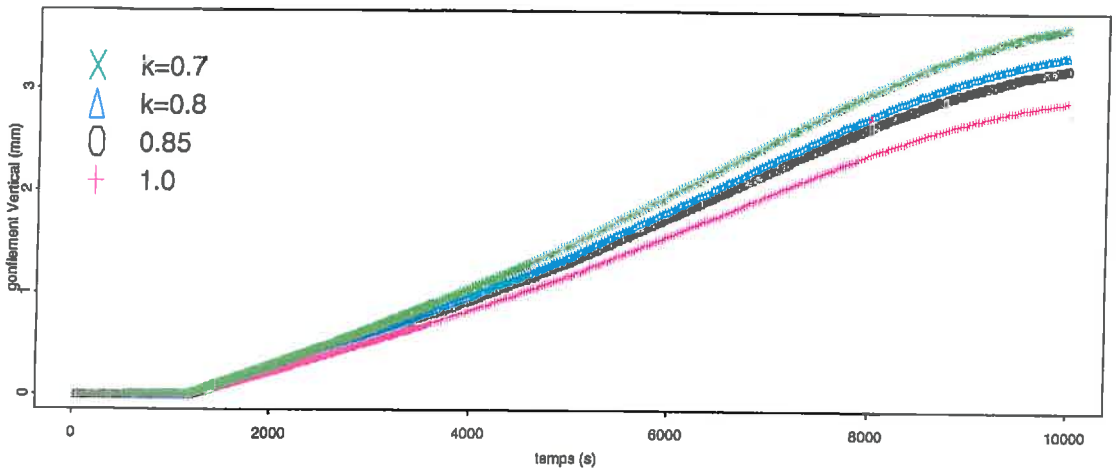
Le valeur du rapport d'anisotropie k trouvée par Cabidoche & Voltz (1995) est de 0.850. Ces auteurs montrent que l'incertitude d'estimation de ce paramètre est importante : l'intervalle de confiance à 95 % est de [0.691, 1.015]. Nous avons donc fait varier ce rapport entre ces deux bornes. Quatre simulations ont été réalisées pour les valeurs suivantes : k=0.7, k=0.8, k=0.85, k=1.

Les résultats pour les couches supérieure et inférieure ne sont pas présentés car l'influence est mineure. Il en est de même pour le taux de saturation de la porosité structurale.

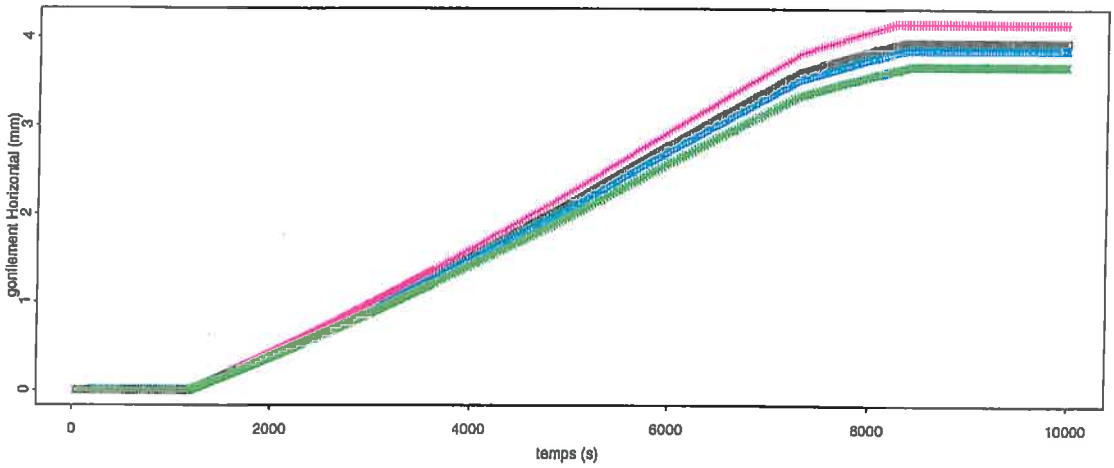
Les résultats présentés sur le Graphe VII-7abc montrent que le gonflement vertical (resp. horizontal) est d'autant plus important (resp. faible) que la valeur de k est faible. Ceci découle directement de la définition de k. Cependant, cette relation n'est pas linéaire. Ainsi une variation de k de 0.15 (18 %) s'accompagne d'une variation du gonflement vertical de 12 % et d'une variation du gonflement horizontal de 8 %.

Le coefficient k n'a donc pas d'influence sur le taux de saturation de la porosité structurale. La déformation du maillage est également peu sensible à ce coefficient, car les allures des courbes portées sur le Graphe VII-7 sont très similaires.

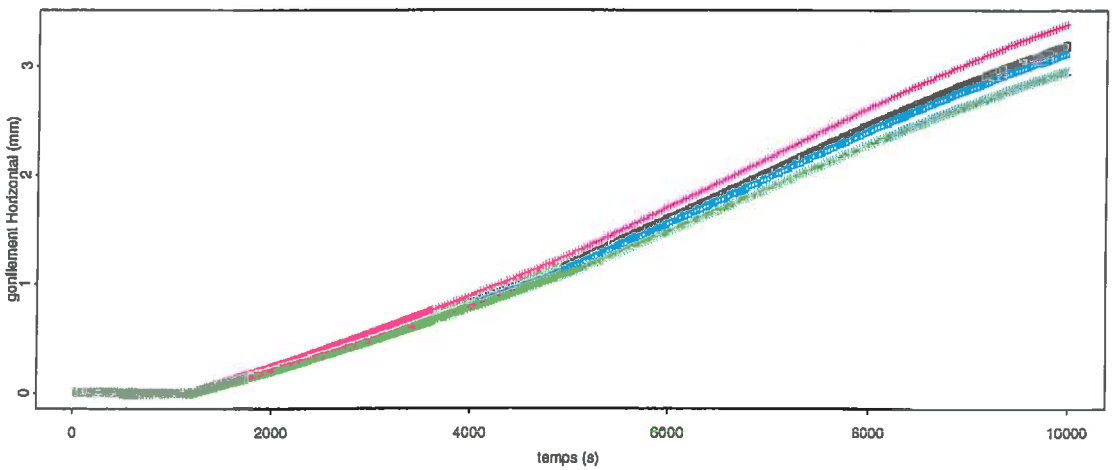
L'influence de k sur l'écoulement fissural ou le ruissellement n'a pas été mis en évidence car le flux apporté n'a jamais excédé la capacité d'infiltration structurale. Cependant, il est probable que la genèse de l'écoulement fissural et du ruissellement dépende de k. Des simulations avec des flux d'apports plus important permettraient de conclure.



a : gonflement vertical de la couche 30-50 cm,



b : gonflement horizontal du haut de la couche 30-50 cm,



c : gonflement horizontal du bas de la couche 30-50 cm,

Graphe VII-7 : influence du coefficient d'anisotropie sur le gonflement horizontal et vertical.

VII.4.2 Sensibilité aux coefficients de transferts dans la porosité structurale.

L'étude a été menée en deux temps.

Dans un premier temps, nous avons considéré que dans l'équation VII-5 la surface d'échange d'une couche à l'autre était constante : b=0.5. Nous avons alors fait varier c d'un facteur 100 : c=0.001, c=0.01, c=0.1. L'étendue de la variation de c est importante car les valeurs possibles de c sont inconnues à priori.
Ensuite, nous avons considéré (pour la valeur de c=0.1) que la surface d'échange était proportionnelle au degré de saturation de la porosité structurale, soit b=1.5.
Tous les coefficients des autres couches sont restés constants égaux à c=0.01.

Les résultats pour le gonflement vertical des couches 10-30 cm à 50-70 cm sont portés sur le Graphe VII-8abc.
Les gonflements verticaux de la couche 50-70 cm sont quasiment identiques dès que $c > 0.001$. Ceux de la couche 10-30 cm sont confondus jusqu'à T ~ 4500 s et se différencient ensuite. Pour la couche 30-50 dans laquelle les paramètres varient, le gonflement vertical est d'autant plus important que le coefficient c est faible.
Ces résultats restent valables pour le gonflement horizontal (cf. Graphe VII-9abcd).

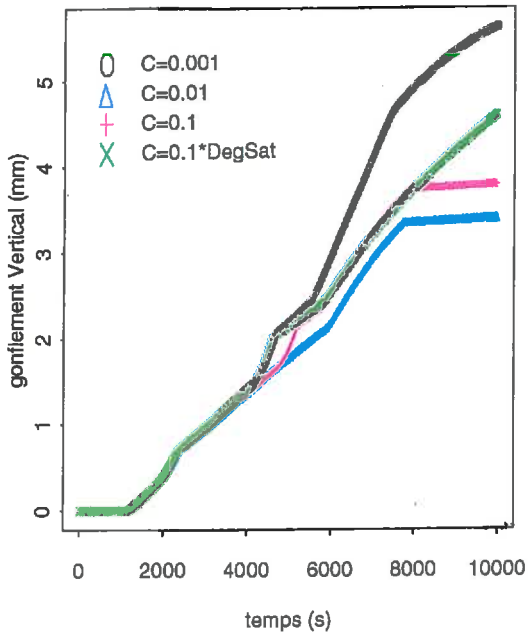
La différence entre les gonflements s'explique par la réhumectation diffuse de la structure vers la matrice qui dépend elle même du taux de saturation de la porosité structurale.

En effet, les conductances vont influer en premier lieu sur les transferts structuraux (cf. Graphe VII-10abc). Ils sont d'autant plus faibles que c est petit.
Lorsque le coefficient c est petit (c = 0.001), les transferts structuraux n'atteignent pas la couche 50-70 cm. Il y a saturation de la couche 30-50 cm qui se propage ensuite à la couche 10-30 cm (cf. courbes en ronds noirs sur Graphe VII-10abc), ce qui est assimilable à l'exhaussement d'une nappe perchée dans la porosité structurale.
Lorsque les coefficients sont plus importants, les transferts structuraux ne sont pas limitants. La saturation de la porosité structurale s'effectue alors à partir du fond du profil. Ainsi, pour c = 0.01, la couche 70-90 cm (non représentée) est saturée à partir de T=4200 s, ce qui se traduit à partir de ce moment là par la saturation rapide de 50-70 cm. Ensuite, à partir de T=4600 s, cette couche devient également saturée et la saturation se propage à la couche 30-50 cm, puis 10-30 cm (T=5100 s).
Comme les échanges de la porosité structurale vers la porosité matricielle sont proportionnels au carré du taux de saturation de la porosité structurale (cf. eq. VII-9 et VII-10), ils seront d'autant plus importants que le taux de saturation sera élevé. Ceci explique pourquoi les gonflements verticaux et horizontaux de la couche 30-50 cm augmentent brusquement à partir de T~4300 s (cf. Graphe VII-8b courbes triangles bleus et croix rouges) où on assiste à la saturation de la couche structurale correspondante.
Inversement, dans les premiers instants de la simulation, comme les transferts structuraux augmentent avec c, les taux de saturation des couches structurales supérieures diminuent lorsque c augmente, ce qui se traduit par des gonflements matriciels moins importants. Lorsque

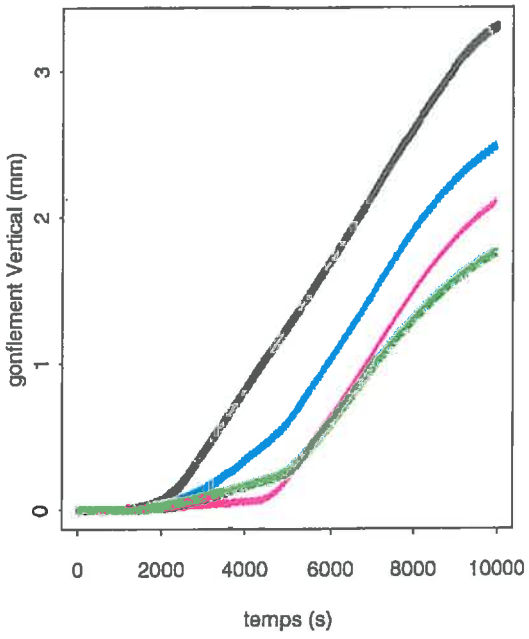
le coefficient C est proportionnel au taux de saturation ($C = c \cdot S_{struc}$, avec $c = 0.1$), on observe des comportements intermédiaires entre $c = 0.01$ et $c = 0.1$.

La complexité du modèle est ainsi mise en évidence car les paramètres d'une couche donnée peuvent avoir une influence sur les couches supérieures et inférieures. Ainsi, l'augmentation de la valeur des coefficients c se traduit dans un premier temps par une diminution du gonflement matriciel, mais ensuite par son accélération.
Nous avons refait ces simulations avec un flux entrant à la surface inférieur à celui utilisé dans ces simulations. Dans ce cas, le volume d'eau apporté est trop faible pour pouvoir assister à la saturation par le fond du profil de la porosité structurale et la seconde phase où le gonflement matriciel s'accélère n'a pas pu être mise en évidence.

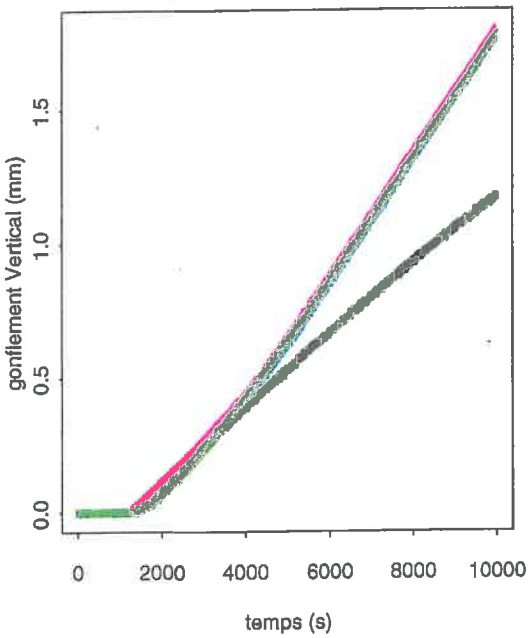
Le modèle est donc sensible à la valeur de c. Ce paramètre influe en premier lieu sur les transferts structuraux, ce qui répercute son influence sur le gonflement de la porosité matricielle.



a : gonflement vertical de la couche 10-30 cm

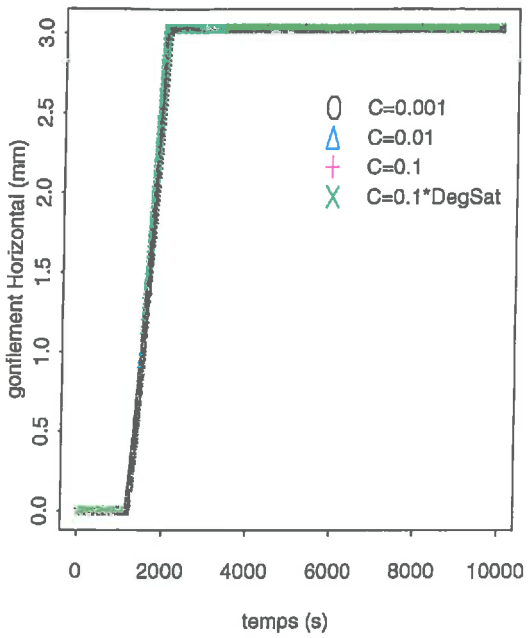


b : gonflement vertical de la couche 30-50 cm,

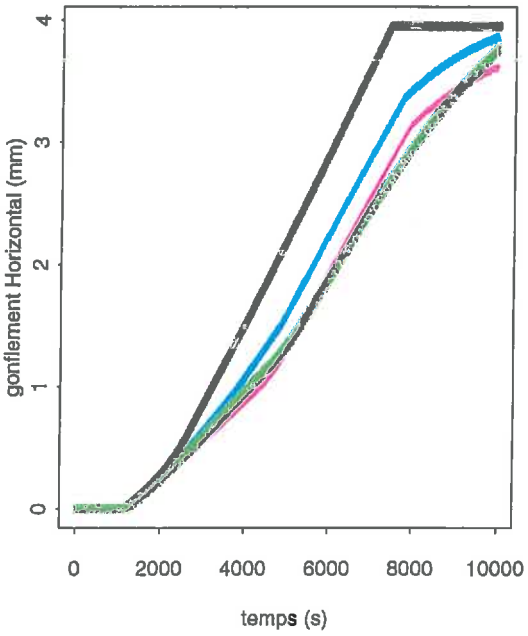


c : gonflement vertical de la couche 50-70 cm,

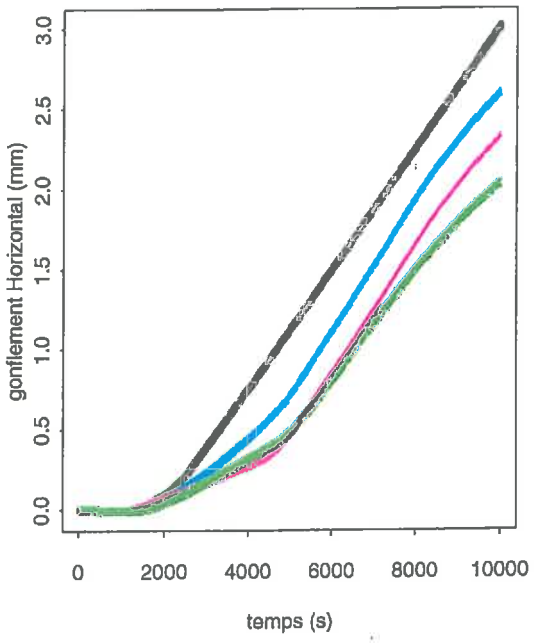
Graphe VII-8 : influence de la conductance structurale sur le gonflement vertical.



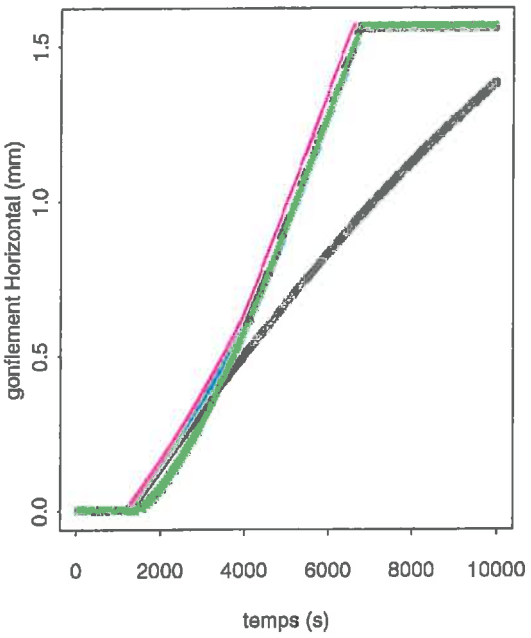
a : gonflement horizontal à 10 cm,



b : gonflement horizontal à 30 cm,

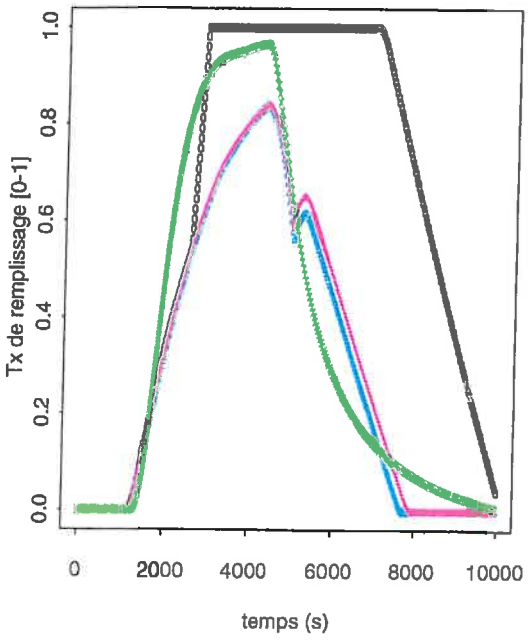


c : gonflement horizontal à 50 cm,

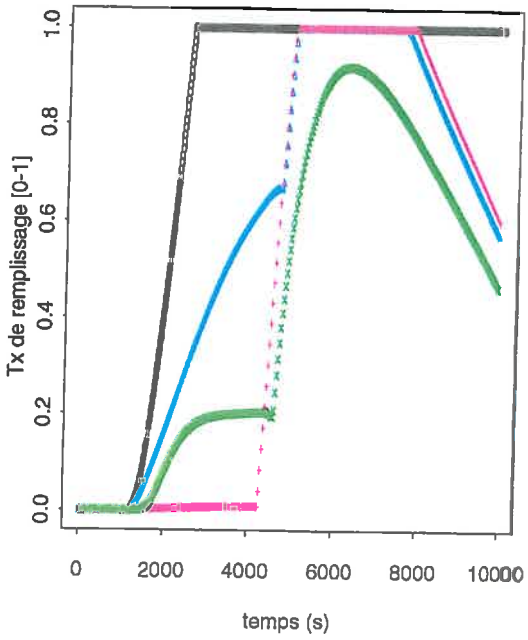


d : gonflement horizontal à 70 cm,

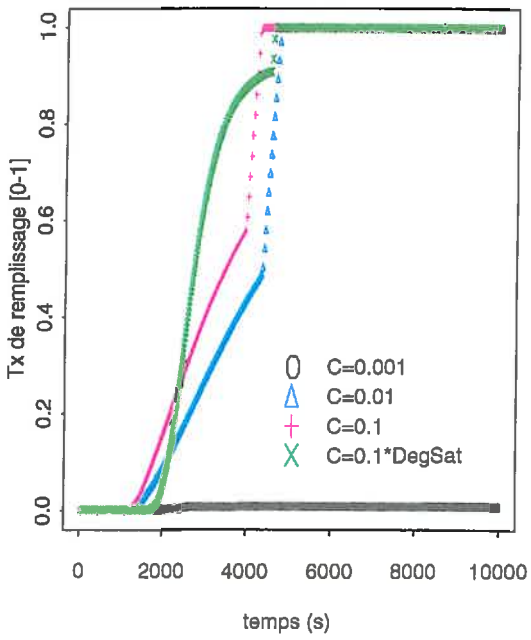
Graphe VII-9 : influence de la conductance structurale sur le gonflement horizontal.



a : degré de saturation de la porosité structurale dans la couche 10-30 cm.



b : degré de saturation de la porosité structurale dans la couche 30-50 cm.



c : degré de saturation de la porosité structurale dans la couche 50-70 cm.

Graphe VII-10 : influence de la conductance structurale sur les transferts structuraux.

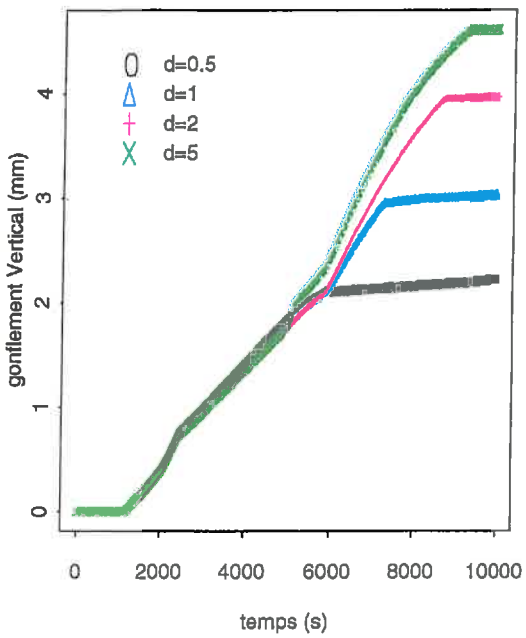
VII.4.3 Sensibilité aux coefficients d'échanges interporosités structurale - matricielle.

Enfin, nous avons testé la réponse du modèle à différentes valeurs du coefficients *d* que nous avons fait varier d'un facteur 10 (*d* = 0.5 cm, 1cm, 2 cm, 5 cm). Les valeurs étudiées gardent une signification physique.

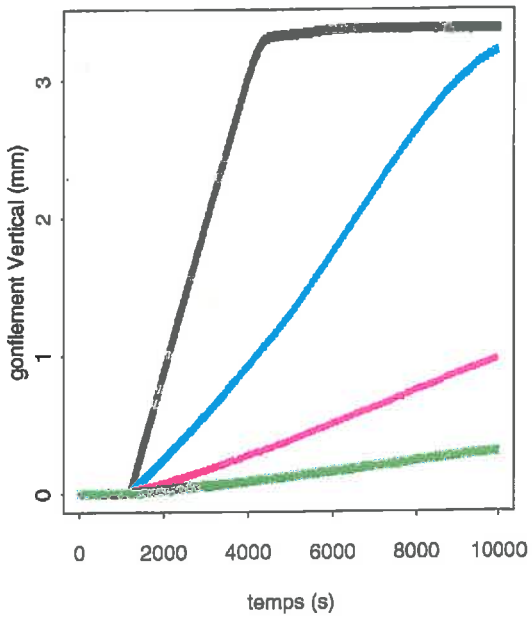
Nous ne présentons que les résultats relatifs aux gonflements verticaux (Graphe VII-11abc) et aux taux de saturation structuraux (Graphe VII-12abc).
Les gonflements de la couche 50-70 cm restent identiques quelle que soit la valeur de la distance *d* (Graphe VII-11c).
Pour la couche 30-50 cm, le gonflement est d'autant plus important que la distance *d* est petite (Graphe VII-11b). Ceci s'explique car le terme source est inversement proportionnel au carré de la distance. Cependant, les différences ne sont pas proportionnelles. Ainsi, si la valeur de *d* est divisée par deux (*d*=1 à *d*=0.5 cm), le gonflement au bout de 10000 s reste identique. Par contre si sa valeur est multipliée par deux (*d*=1 à 2 cm), le gonflement est là divisé par 4 au bout de la durée de la simulation. **Quelle que soit sa valeur, *d* influe sur la cinétique du gonflement**.
Pour la couche 10-30 cm, les gonflements restent identiques jusqu'à environ T=5500 s (Graphe VII-11a). A cet instant, la saturation structurale, qui se propage à partir du fond du profil, atteint la couche 30-50 cm (Graphe VII-12b), puis la couche 10-30 cm lorsque *d* est supérieure à 0.5 cm. Les différentes courbes du taux de saturation de la couche 10-30 cm s'individualisent à partir de ce moment là (Graphe VII-12a). Alors que le taux de saturation continue à diminuer lorsque *d* = 0.5 cm (signe d'une réhumectation matricielle rapide), il augmente pour les valeurs supérieures de *d*.

Ceci met en évidence l'influence du coefficient *d* non seulement sur le gonflement matriciel, mais également sur les transferts structuraux. Si cette distance *d* est suffisamment petite (ce qui correspond à une forte porosité structurale diffuse et très homogène horizontalement), les échanges vers la matrice vont être relativement rapides et la formation ou l'exhaussement d'une nappe perchée sera limitée. Si *d* augmente, ce qui peut se traduire sur le terrain par une augmentation de la taille des agrégats, les transferts vers la matrice seront plus lents et une nappe perchée temporaire pourra se former dans la porosité structurale.

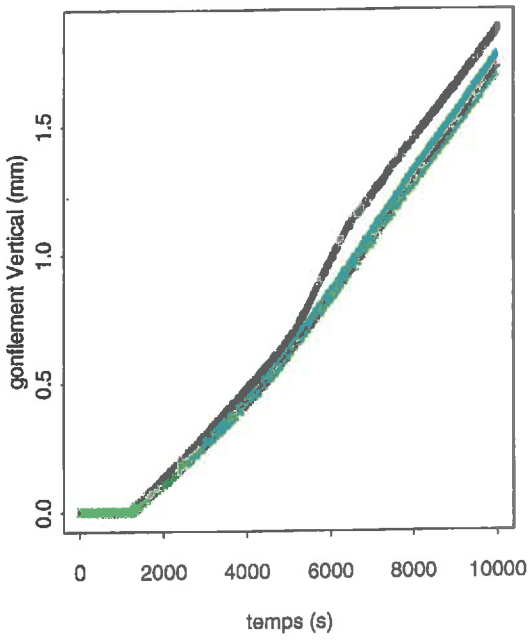
Le modèle est donc sensible au paramètre *d*. Celui ci influe directement sur la vitesse de réhumectation matricielle, mais il influence également les transferts structuraux. Ainsi, pour une conductance donnée, le taux de saturation structural va augmenter avec d.



a : couche 10 - 30 cm

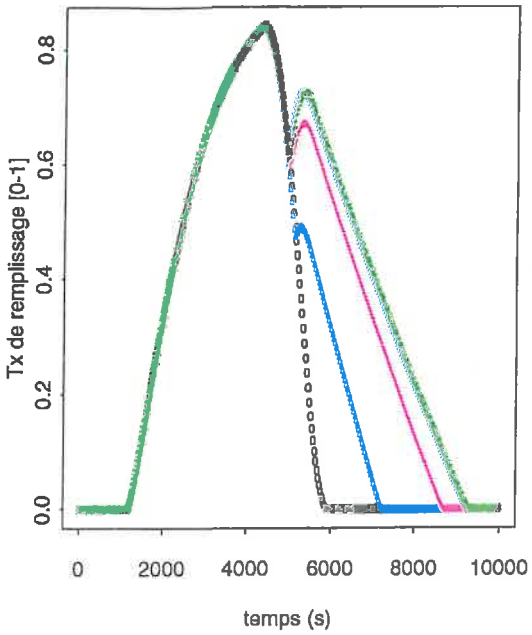


b : couche 30 - 50 cm

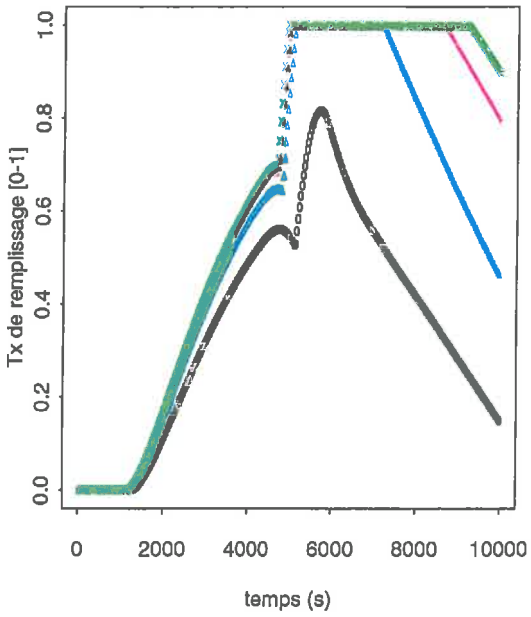


c : couche 50 - 70 cm

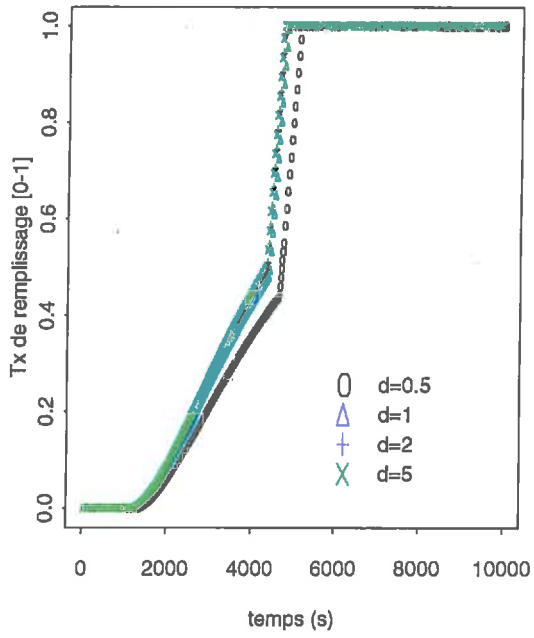
Graphe VII-11 : influence de la distance d sur le gonflement vertical.



a : couche 10 - 30 cm



b : couche 30 - 50 cm



c : couche 50 - 70 cm

Graphe VII-12 : influence de la distance d sur le taux de saturation structurale.

VII.5 Conclusion du chapitre.

Nous avons présenté dans ce chapitre le modèle de transferts hydriques construit pour décrire l'infiltration et la déformation d'un sol argileux déformable naturel. Le domaine modélisé est un prisme de vertisol délimité par des macro - fissures. Par raison de symétrie, seul un demi prisme est considéré. Le caractère multidimensionnel de la réhumectation matricielle ayant été reconnu au champ (Jaillard & Cabidoche, 1984) et préconisé dans la construction de modèles (Bronswijk, 1992), ce modèle est bidimensionnel. Aux transferts verticaux peuvent également se rajouter des réhumectations latérales à partir de l'eau contenue dans la fissure. Le caractère découplé des transferts matriciels et structuraux intra - prisme ayant été mis en évidence (cf. partie IV.3), nous les avons différenciés en prenant en compte un terme d'échange entre ces deux compartiments de porosité.

Les transferts matriciels sont décrits par la loi de Darcy et l'équation de Richards. Tous les paramètres liés seulement à la phase matricielle (courbes de retrait, de rétention et de conductivité, anisotropie des déformations) peuvent être mesurés, avec plus ou moins de facilité. Ce compartiment du modèle a été validé par comparaison avec des données de la littérature. La limitation de ce module est due à la non prise en compte du potentiel de gonflement. Cependant, ceci ne remet pas en cause le modèle lorsqu'il est utilisé dans des sols évolués fissurés.

La modélisation conceptuelle des transferts structuraux introduit de nouveaux paramètres qui ne sont pas mesurables. Ils doivent donc être pris comme des paramètres de calage. Il en est de même des paramètres liés à la fonction d'échange entre les porosités structurale et matricielle.

Nous avons étudié comment réagit le modèle à différentes valeurs de ces paramètres. A une profondeur donnée, le gonflement vertical du prisme est inversement proportionnel à la conductance structurale c et à la distance de diffusion d.
Nous avons également pu mettre en évidence la relative complexité de ce modèle et les influences des différents paramètres sur l'ensemble des modules du modèle.

Ces résultats ont des applications directes sur la phase de calage du modèle. Du fait de la multiplicité des paramètres, de leurs influences sur l'ensemble du modèle, comment être sûr d'arriver à un calage optimal et à une unicité des paramètres.

VIII. Etude expérimentale de l'infiltration à l'échelle d'un prisme élémentaire.

VIII. ETUDE EXPERIMENTALE DE L'INFILTRATION A L'ECHELLE D'UN PRISME ELEMENTAIRE. 167

VIII.1 OBJECTIFS 168
VIII.2 DESCRIPTION DU SITE ET DES EXPERIMENTATIONS. 169
VIII.2.1 Le site de Gardel-INRA. 169
VIII.2.2 La caractérisation physique et hydrodynamique du sol de Gardel. 170
VIII.2.3 Description de l'instrumentation 170
VIII.3 RESULTATS EXPERIMENTAUX. 174
VIII.3.1 Caractérisation physique et hydrodynamique. 174
VIII.3.2 Réponses des capteurs au cours des expérimentations. 179
VIII.3.3 Réhumectation latérale du prisme en présence d'une nappe fissurale. 185
VIII.3.4 Détermination du coefficient d'anisotropie pour les déformations du sol. 190
VIII.4 CONCLUSION DU CHAPITRE. 202

VIII.1 Objectifs.

Les objectifs de l'expérimentation menée à l'échelle d'un prisme de vertisol sont d'obtenir des données afin de pouvoir les confronter au modèle numérique présenté dans le chapitre précédent.

Comme nous avons travaillé sur un nouveau site expérimental, nous avons dû obtenir les caractéristiques physiques et hydrodynamique sur ce site. Les méthodes utilisées ont été les mêmes que sur le site de la Simonière (cf. chapitre V pour les profils de porosité structurale, chapitre VI pour l'étude de la phase matricielle).

VIII.2 Description du site et des expérimentations.

VIII.2.1 Le site de Gardel-INRA.

Le site retenu se situe sur le domaine expérimental de l'INRA à Gardel, sur la commune du Moule. Le choix s'est porté sur une placette servant de pâturage aux caprins. Recouverte d'une prairie naturelle, elle n'a subi aucune intervention mécanique depuis 15 ans. Elle est en légère pente, ce qui favorise l'évacuation du ruissellement qui s'accumule en aval de la parcelle dans une dépression. La profondeur, reconnue par sondages à la tarière, est supérieure à 1.80 m.

Le sol de Gardel est globalement du même type que celui de la Simonière. Les mêmes compartiments de porosité peuvent y être définis. Il présente un micro - relief de type gilgaï, la fissuration se développant selon un réseau hexagonal. Un relevé a été effectué et est présenté sur la figure VIII-1. La maille régulière équivalente peut être approchée par un carré d'environ 70 cm de côté

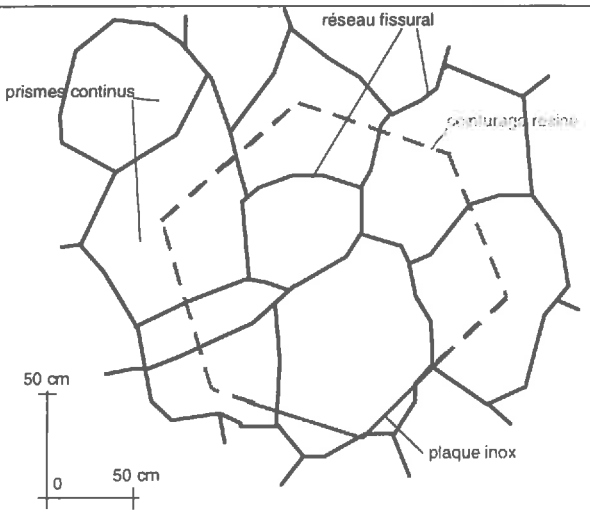


Figure VIII-1 : réseau fissural relevé sur le site de Gardel (Cabidoche, 05 1995)

Les analyses physico-chimiques correspondant à la profondeur 40-50 cm sont présentées dans le tableau VIII-1.

Tableau VIII-1 : analyses physico-chimiques du sol de Gardel.

granulométrie (fraction < 2mm) /10^{-2} kg·kg^{-1}			Carbone et Mat. Org. /10^{-3} kg·kg^{-1}		Cations échangeables /10^{-2} mol kg^{-1}				
< 2µm	2-50 µm	50-2000 µm	CO	MO	CEC	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}
81	12	7	21.4	36.9	46.0	62.9	8.4	3.2	6.0

profondeur = 40-50 cm, 2 répétitions.

VIII.2.2 La caractérisation physique et hydrodynamique du sol de Gardel.

De même que pour le site de la Simonière, les mesures in situ sont basées sur la mesure des mouvements de sol et sur l'utilisation du modèle de Voltz & Cabidoche (1995). Les paramètres de ce modèle relatifs au point d'entrée d'air fissural ont donc été mesurés comme cela est décrit dans le chapitre V.

La caractérisation de la phase matricielle a été effectuée en utilisant les mêmes méthodes que celles décrites au chapitre VI.

VIII.2.3 Description de l'instrumentation.

VIII.2.3.1 Le "vertiscope".

C'est le nom donné au dispositif de suivi à l'échelle locale des variations de volume des prismes inter - fissuraux. La présentation générale de l'instrumentation est reportée sur la Figure VIII-1 et la Figure VIII-2.

Un ensemble de prismes a été repéré en saison sèche lorsque les fissures étaient ouvertes (cf. figure VIII-1) cet ensemble devant ensuite être isolé du reste de la parcelle. Les travaux se sont déroulés fissures légèrement ouvertes.

Dans un premier temps, une plaque en inox, prédécoupée, a été enfoncée dans le sol sur la face avant du prisme devant être instrumenté (cf. figure VIII-2). Un tractopelle a ensuite creusé une tranchée autour des prismes jusqu'à une profondeur de 1.50 m. Le résinage a été réalisé sur les faces ainsi dégagées, la résine atteignant la plaque inox. Une épaisseur de 30 cm d'argile déstructurée, malaxée et saturée a été coulée au fond de la tranchée, ce qui assure l'étanchéité inférieure de la résine.

Dans un deuxième temps, la face avant (plaque inox) a été dégagée : l'instrumentation horizontale a donc pu être faite. Le prisme a ensuite été saturé par des apports successifs d'eau dans les fissures. Après plusieurs semaines de saturation, l'instrumentation verticale a pu être menée à bien.

En annexe L, nous présentons quelques photos qui se rapportent aux différentes étapes de la construction du vertiscope.

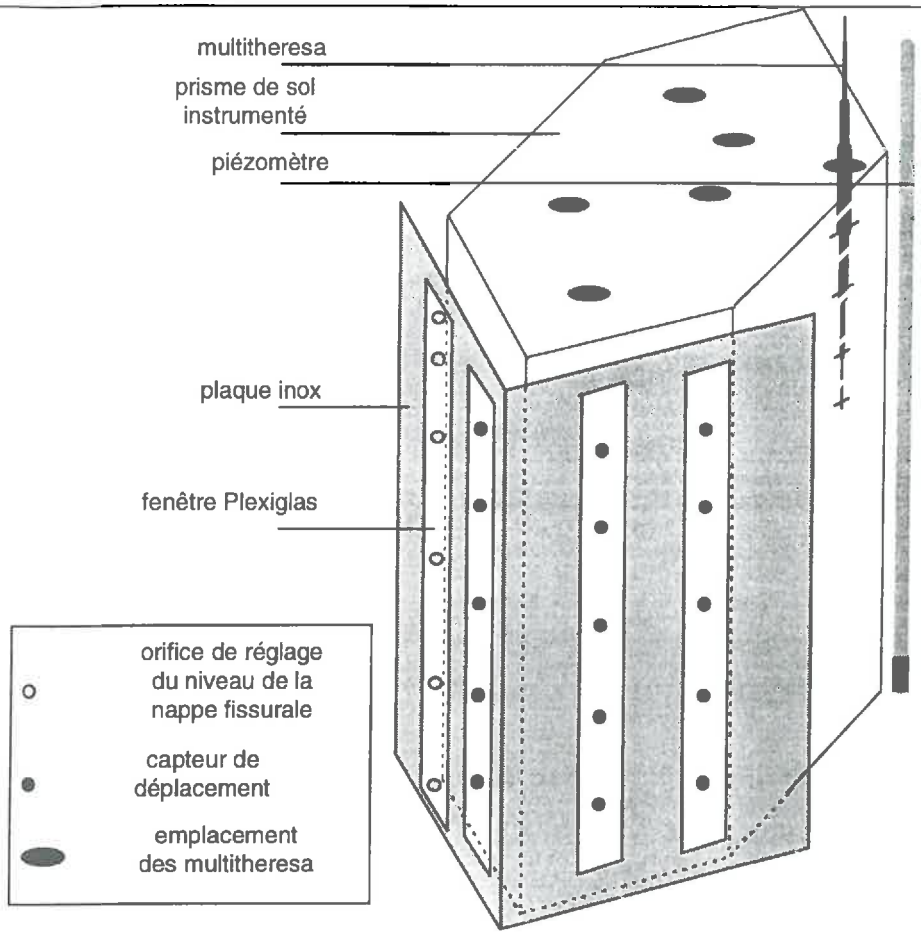


Figure VIII-2 : schéma de l'instrumentation du vertiscope

VIII.2.3.2 Mesures de gonflement vertical.

Nous avons suivi le gonflement vertical à différentes profondeurs ainsi qu'à différentes positions par rapport aux bords du prisme.
Les couches suivies sont les couches 10-30 cm, 30-50 cm, 50-70 cm, 70-90 cm.

Pour chaque couche, 3 implantations horizontales ont été effectuées : proche du bord du prisme (à 10 cm), à mi-chemin entre le bord et l'axe du prisme, et enfin proche de l'axe (à 5 cm). Avec des THERESA traditionnels, cela conduirait à 15 transducteurs dont l'installation serait impossible étant donné la faible taille du prisme (hexagone d'environ 50 cm de coté).

Nous avons donc été amenés à construire deux types de multiTHERESA basés sur le même principe que les THERESA, mais qui permettent le suivi de 3 couches de sol superposées. Chaque type a été réalisé en trois exemplaires. Le premier type mesure les couches de 10 à 70 cm, le second les couches de 30 à 90 cm. Ils sont schématisés sur la figure M-1 qui se trouve en annexe M.

Ils comprennent une partie mécanique et une partie électronique. La partie mécanique est constituée de quatre tubes en aluminium filetés à leur extrémité inférieure. Le filetage permet l'ancrage dans le sol à une profondeur donnée. La partie électronique est composée des trois capteurs potentiométriques qui permettent l'enregistrement des variations d'épaisseurs de couche de sol. Ceci conduit finalement à installer 6 multiTHERESA, les couches 30-50 cm et 50-70 cm étant alors mesurées en 6 emplacements. L'ensemble des données est stocké sur une centrale CAMPBELL.

L'influence des variations de température sur la réponse des capteurs de déplacement a été filtrée (cf. annexe N). L' incertitude de mesure est alors de +- 5 µm, ce qui est largement inférieure à l'amplitude des mouvements enregistrés et à la dispersion expérimentale.

VIII.2.3.3 Mesures de gonflement horizontal.

Les quatre fenêtres prédécoupées dans la plaque inox ont été équipées d'inserts en Plexiglas, ce qui permet de vérifier visuellement l'état des faces latérales du prisme.

Les variations d'épaisseurs du prisme ont été mesurées en 5 profondeurs, avec 3 capteurs par profondeur. Ces mesures ont été faites par des capteurs de déplacement potentiométriques du même type que ceux utilisés à la Simonière. Les capteurs sont fixés sur la plaque inox, leur tige traversant librement la fenêtre en Plexiglas. L'étanchéité entre la tige des capteurs et la plaque en Plexiglas est assurée par des "doigts de gants de ménage" enserrés dans un presse-étoupe. Ces doigts de gants ont une durée de vie importante et restent souples malgré les successions d'humectation - dessiccation et les oscillations journalières de la température. La tige des capteurs potentiométriques s'appuie sur une plaque rigide solidaire du prisme, ce qui évite un enfoncement de la tige dans le prisme. Les profondeurs d'installation sont données par rapport au prisme saturé (i.e. fissures refermées) : 7 cm, 27 cm, 47 cm, 67 cm, 87 cm. Un schéma de l'installation d'un capteur de gonflement horizontal est donné sur la figure M-2 (cf. annexe M).

Contrairement aux mesures effectuées avec les THERESA, les capteurs ne sont pas solidaires du sol. Ainsi, alors que les mesures verticales sont effectuées dans un repère mobile (lié au sol), ici nous nous plaçons dans un repère fixe.

VIII.2.3.4 Mesure de la piézométrie dans les macro-fissures.

Un piézomètre a été installé dans les fissures au bord du prisme instrumenté (cf. figure VIII-3). Egalement équipé d'une sonde à ultrason, il permet de suivre le niveau de la nappe fissurale.

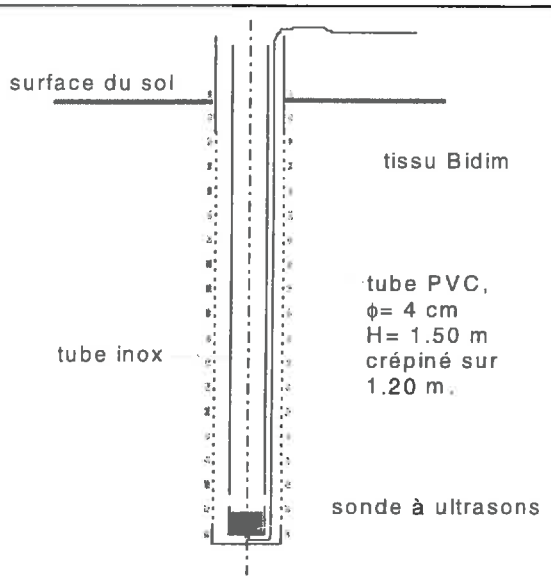


Figure VIII-3 : schéma du piézomètre installé dans les fissures, Gardel-INRA.

Lorsque le géotextile n'est pas recouvert de particules argileuses, le temps de réponse a été calculé (annexe O) et est égal à **36 secondes**. Nous pouvons donc considérer que **les mesures dans le piézomètre sont concomitantes à celles des capteurs de déplacement**.

VIII.2.3.5 Dispositif d'apport d'eau.

Pour simuler les divers épisodes pluvieux, nous avons utilisé plusieurs moyens :

- un arrosoir pour les épisodes de courte durée (moins de 1h30) et de forte intensité (~ 100 mm h^{-1}),

- un pulvérisateur portatif pour les épisodes de courte durée et de faible intensité (20 mm h^{-1}),

- un ensemble de 4 buses à cône plein de la marque Lechler pour les épisodes de longue durée (> 2h) et de forte intensité (~ 50 mm h^{-1}). Un régulateur de pression placé sur la canalisation d'amenée d'eau permet de régler le débit. Ces 4 buses sont disposées aux coins d'un carré de 1 m de côté et leur recoupement assure une homogénéité acceptable de l'apport. L'intensité moyenne apportée peut varier de 30 mm h^{-1} à 100 mm h^{-1}, selon la pression disponible dans le réseau. (cf. annexe O).

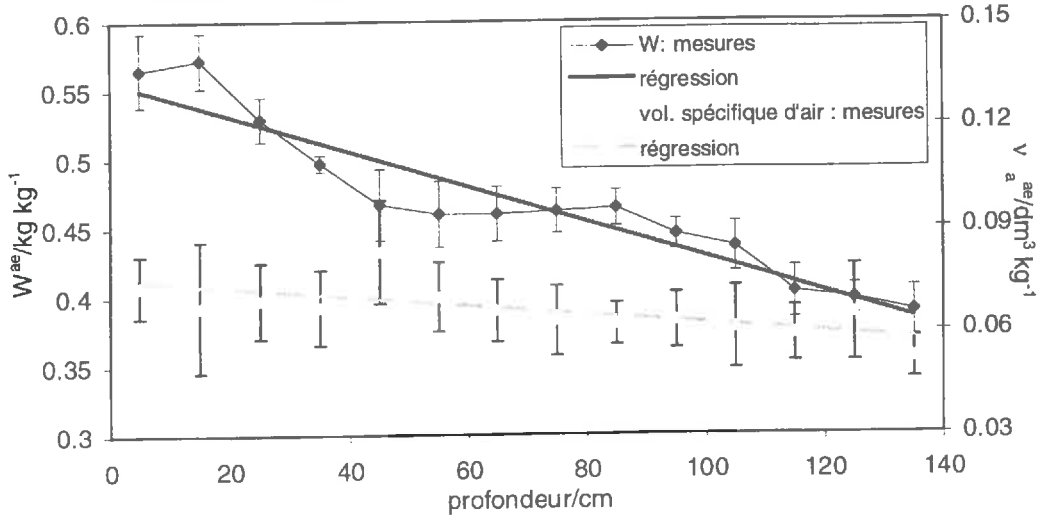
VIII.3 Résultats expérimentaux.

VIII.3.1 Caractérisation physique et hydrodynamique.

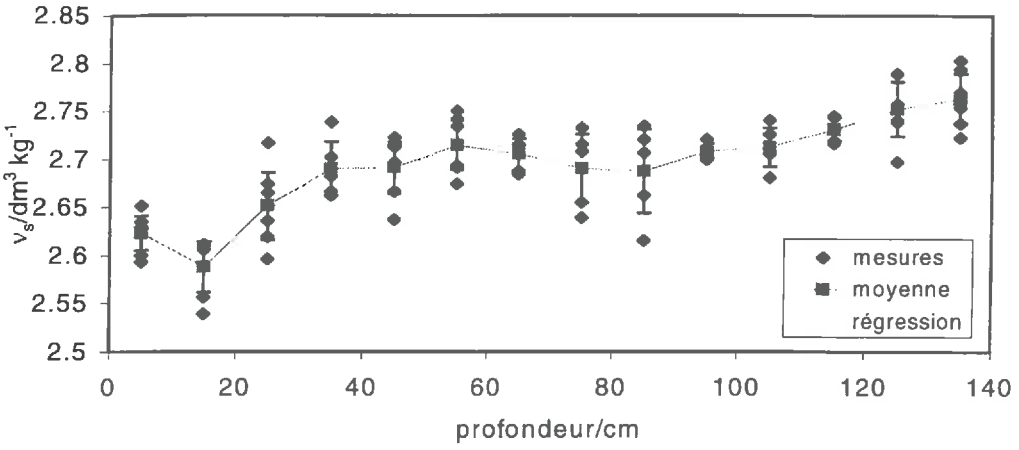
VIII.3.1.1 Profils au point d'entrée d'air fissural

Les résultats sont présentés sur le graphe VIII-1. Nous avons également mesuré au pycnomètre à eau la densité de solide (cf. Graphe VIII-2).

L'analyse de ces graphes montre que la porosité structurale est relativement stable. Elle passe de 0.085 $dm^3\ kg^{-1}$ pour la couche 0-10 cm à 0.060 $dm^3\ kg^{-1}$ à 1 m de profondeur. Pour la Simonière, la porosité structurale était de 0.108 $dm^3\ kg^{-1}$ en surface et de 0.040 $dm^3\ kg^{-1}$ à 1 mètre de profondeur.
La densité des particules solides augmente avec la profondeur et passe de 2.63 en surface à 2.75 à 1.30 m de profondeur. Cependant, une analyse de variance montre que sur la profondeur 30-110 cm, les densités ne sont pas significativement différentes les unes des autres et que l'on pourrait prendre une valeur moyenne de 2.70.



Graphe VIII-1 : profil de teneur en eau et de volume spécifique d'air au point d'entrée d'air fissural, Gardel-INRA.



Graphe VIII-2 : profil de densité de solide, Gardel-INRA.

Pour les différentes couches étudiées dans le vertiscope, les valeurs sont données dans le tableau VIII-2.

Tableau VIII-2 : paramètres mesurés du modèle de Voltz & Cabidoche (1995).

	Gardel-INRA		
couche /cm	W^{ac} /kg kg^{-1}	$v_a{}^{ae}$ /dm^3 kg^{-1}	v_s /dm^3 kg^{-1}
0-10	0.554	0.084	0.382
10-30	0.534	0.080	0.379
30-50	0.508	0.075	0.373
50-70	0.482	0.071	0.370
70-90	0.456	0.066	0.370
90-110	0.430	0.061	0.370

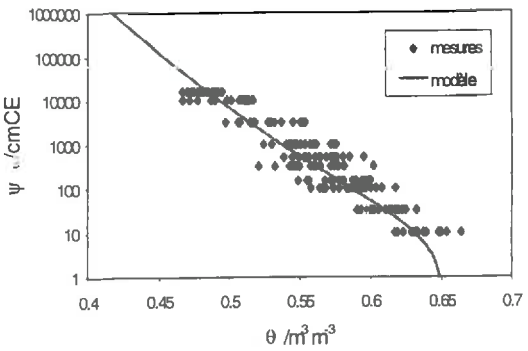
Le profil du volume de porosité structurale, qui intervient dans le modèle, est donné dans le tableau VIII-3. Il est calculé à partir du tableau précédent et de la maille élémentaire du prisme.

Tableau VIII-3: profil du volume de porosité structurale au maximum de gonflement utilisé dans la modélisation, Gardel.

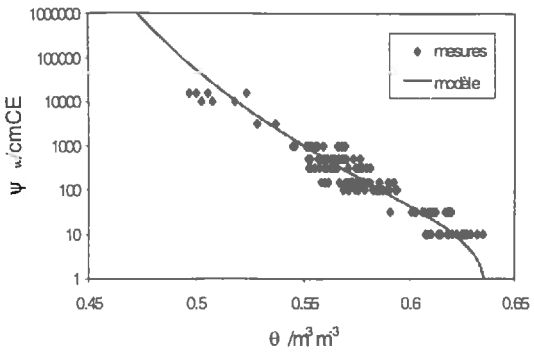
couche /cm	0-10	10-30	30-50	50-70	70-90	90-110	110-130
V_{max} /cm^2	33.8	60.7	64.0	65.4	51.8	50.5	50

VIII.3.1.2 Courbes de rétention.

Les résultats sont présentés sur les graphes VIII-3 et VIII-4.



Graphe VIII-3 : courbe de rétention, 20-40 cm, Gardel-INRA.



Graphe VIII-4 : courbe de rétention, 70-90 cm, Gardel-INRA.

Les paramètres de Van Genuchten sont portés dans le tableau VIII-4.

Tableau VIII-4 : paramètres du modèle de Van Genuchten, Gardel-INRA

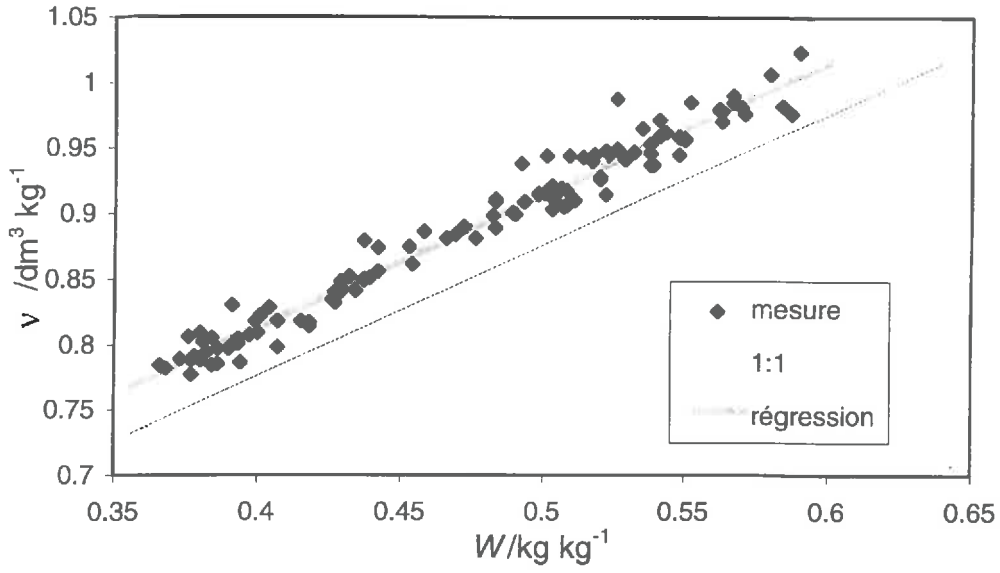
	20-40 cm			70-90 cm		
$\theta_{sat}/m^3\ m^{-3}$	0.652			0.638		
$\theta_{res}/m^3\ m^{-3}$	0.114			0.368		
α/m^{-1}	11.842			13.157		
n	1.047			1.080		
régression	a (σ)	b (σ)	R^2	a (σ)	b (σ)	R^2
	1.002	-0.001	0.894	1.002	-0.001	0.891
	(0.025)	(0.014)		(0.029)	(0.017)	

Les régressions portent sur les teneurs en eau volumiques mesurées et reconstituées à partir du modèle de Van Genuchten.
a : pente, b : ordonnée à l'origine, σ : écart-type d'estimation, R : coefficient de corrélation.

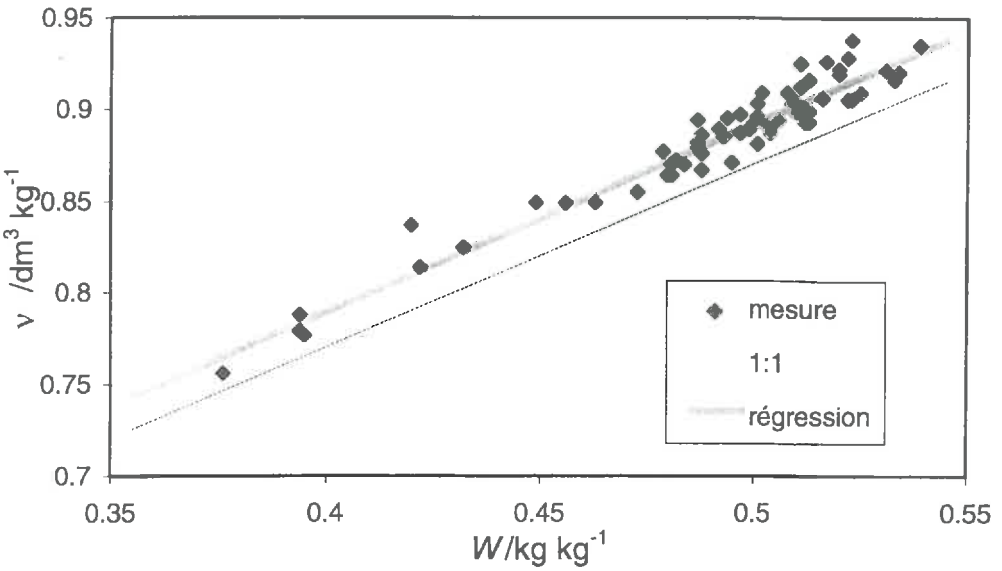
VIII.3.1.3 Courbes de retrait d'échantillons centimétriques.

Nous nous sommes restreints à l'obtention de la courbe de rétention non soumise à la pression de gonflement. Les échantillons sont regroupés en deux groupes : 20-40 cm et 70-90 cm. Les courbes de retrait sont présentées sur les Graphe VIII-5 et Graphe VIII-6. Seuls les échantillons portés à pF ≥ 2.5 sont représentés.

Nous avons étudié en détail l'hypothèse de constriction proportionnelle (cf. annexe P). **Les courbes de retrait obtenues sur petits échantillons sont compatibles avec cette hypothèse, mais la forte variabilité inter-échantillons ne permet pas de conclure de façon formelle.**



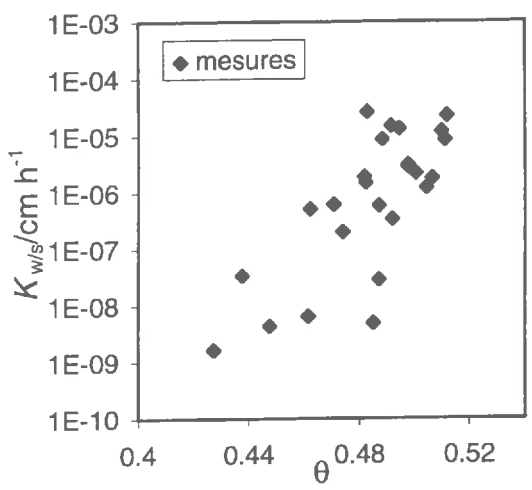
Graphe VIII-5 : courbe de retrait d'échantillons cm, 20-40 cm, Gardel-INRA.



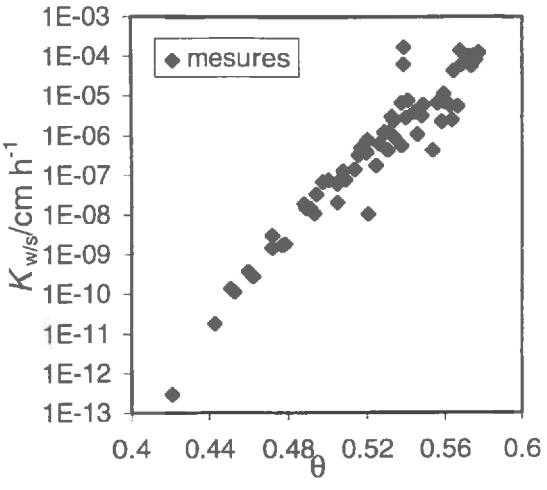
Graphe VIII-6 : courbe de retrait d'échantillons cm, 70-90 cm, Gardel-INRA.

VIII.3.1.4 Courbes de conductivité.

Nous présentons également sur les Graphe VIII-7 et Graphe VIII-8 les courbes de conductivités obtenues sur le site de Gardel-INRA. Les différents ajustements sont résumés dans le tableauVIII-5.



Graphe VIII-7 : courbe de conductivité, horizon de surface, Gardel-INRA.



Graphe VIII-8 : courbe de conductivité, horizon profond, Gardel-INRA.

Tableau VIII-5 : expressions analytiques des courbes de conductivité au sens de Darcy.

		Gardel-INRA	
		surface	profondeur
$K_{w/s}(\psi)$ /cm j^{-1}	a	-0.233 (1)	-0.314 (1)
	b	-1.093	-1.172
	c		
	d		
$K_{w/s}(\theta)$ /cm j^{-1}	a	-167.61 (2)	-224.50 (2)
	b	850.40	1147.87
	c	-1494.40	-2061.35
	d	892.44	1279.45

(1) : $\log(K_{w/s}) = a + b\log(\psi)$
(2) : $\log(K_{w/s}) = a + b\theta + c\theta^2 + c\theta^3$
Les conductivités sont en cm j^{-1}, les potentiels en cmCE et les teneurs en eau en $m^3\ m^{-3}$.

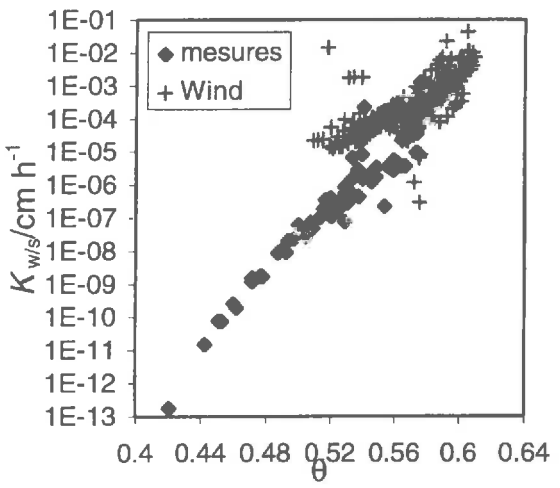
Nous avons également reporté sur le Graphe VIII-9 les résultats obtenus au laboratoire sur un échantillon de grande taille de sol de Gardel grâce à la méthode Wind dont le principe est donné dans Tamari *et al.* (1992). Dans cette méthode, le cylindre est initialement saturé et il est soumis à une évaporation naturelle dans l'atmosphère du laboratoire. L'algorithme ne prend pas en compte la déformation. Les distances entre tensiomètres sont donc supposées constantes, de même que la forme du cylindre.

On remarque que les deux courbes se confondent aux fortes teneurs en eau, mais que ensuite la conductivité calculée par la méthode Wind devient supérieure à la conductivité mesurée par notre méthode. Ceci vient de l'algorithme utilisé dans la méthode Wind qui ne prend pas en compte la déformation. Les conséquences sont donc les suivantes :

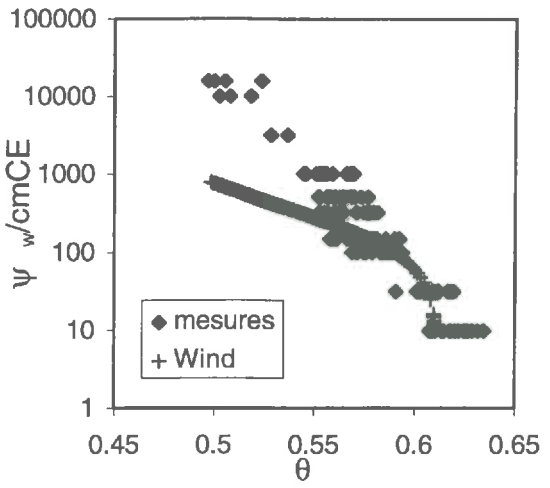
(i) les pores structuraux étant de plus grande taille, ils se désaturent en premier. Ainsi, aux premiers instants, le retrait de l'échantillon va être faible car il se situe dans la gamme de retrait structural. L'algorithme utilisé est donc peu biaisé au début de la dessiccation,

(ii) lorsque la dessiccation se poursuit, le retrait de l'échantillon devient plus important. Pour un flux donné de couche à couche, comme les distances réelles entre tensiomètres deviennent inférieures aux distances initiales, l'algorithme va surestimer la conductivité pour reconstituer ce flux,

(iii) l'algorithme ajuste les paramètres du modèle de Van-Genuchten pour la courbe de rétention afin de reconstituer le stock hydrique dans l'échantillon. Or, comme la section de l'échantillon diminue au cours du temps alors que la méthode considère une section constante, les teneurs en eau volumiques vont être sous-estimées pour un potentiel donné. Ceci a pour effet de décaler la courbe de rétention (cf. Graphe VIII-10) et donc la courbe de conductivité.



Graphe VIII-9 : courbe de conductivité apparente et résultats obtenus par la méthode Wind, Gardel, profond.



Graphe VIII-10 : courbe de rétention expérimentale et obtenue par la méthode Wind, Gardel, profond.

Il est cependant intéressant de noter que lorsque le retrait est faible, la courbe de conductivité obtenue par Wind se situe dans le prolongement de nos données. Ainsi, en dessiccation, on n'observe donc pas de discontinuité entre la conductivité matricielle et la conductivité structurale obtenue par Wind.

VIII.3.2 Réponses des capteurs au cours des expérimentations.

Les notations utilisées pour nommer les capteurs implantés sur le vertiscope dans la suite de ce chapitre sont les suivantes (cf. également le tableau VIII-6) :

- **Vi.j** : un ensemble multiTHERESA pour la mesure du gonflement vertical (V), avec:

i : le numéro de l'ensemble multiTHERESA (i=1 à 6), chaque ensemble étant implanté à une distance différente du bord de la fissure,
j : le numéro de la couche mesurée (j=1 à 3).

- **Hk.l** : un capteur pour la mesure du gonflement horizontal (H), avec:
k = 1 à 3 : le numéro du capteur,
l = 1 à 5 : la profondeur d'implantation. l=1 correspond à une profondeur de 7 cm, les autres capteurs sont séparés de 20 cm..

Tableau VIII-6 : implantation des différents capteurs, Gardel - INRA.

	distance à la fissure /cm	couche mesurée /cm		
		Vi.1	Vi.2	Vi.3
V1.j	10			
V2.j	30	10-30	30-50	50-70
V3.j	20			
V4.j	15			
V5.j	20	30-50	50-70	70-90
V6.j	30			

Les caractéristiques des différentes expérimentations sont reportées dans le tableau VIII-7.

Les diverses intensités simulées sont représentatives des intensités d'averses de la Grande - Terre, l'intensité la plus élevée (Manip4) correspondant à une intensité de période de retour annuelle sur la zone (source MétéoFrance).

Tableau VIII-7 : caractéristiques des différents expérimentations, Gardel - INRA.

Nom	Date	Heure début	Apport			Winitiale par couche /kg kg^{-1}			
			i /mm h^{-1}	durée /mn	Volume /mm	100-300 mm	300-500 mm	500-700 mm	700-900 mm
Manip4	15/10/96	14h05	108.3	6	10.83	0.493	0.454	0.462	0.449
Manip5*	21/10/96	13h04	14.05	65	15.22	0.501	0.452	0.462	0.449
Manip6	24/10/96	9h06	14.43	60	14.43	0.524	0.456	0.462	0.449
Manip7	28/11/96	12h04	14.55	73	17.70	0.468	0.424	0.458	0.452
			62.12	13	13.46				
Manip8	12/12/96	10h20	72.31	53	63.87	0.490	0.433	0.460	0.452
Manip9	28/05/97	10h30	54.50	240	162.8	0.433	0.360	0.432	0.449

*: perte partielle des données.

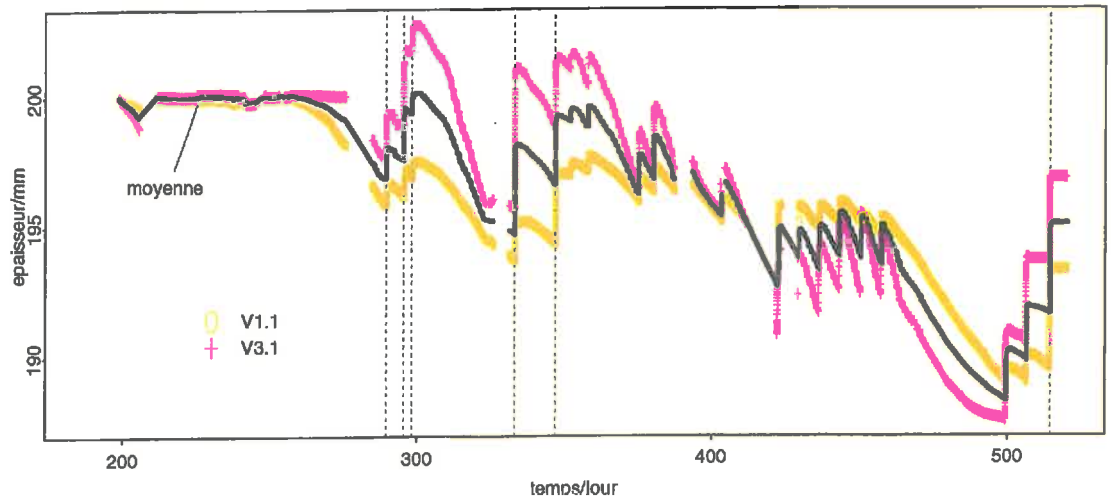
Le but des différentes expérimentations était le suivant :

- Manip5 et 6 : observer des écoulements essentiellement matriciels et peut-être structuraux,

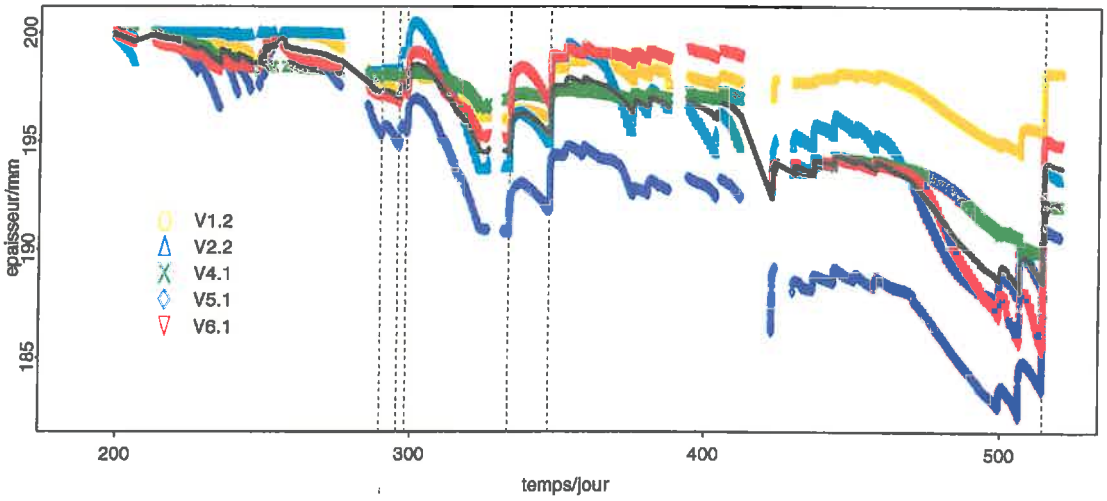
- Manip7 : observer un écoulement essentiellement matriciel dans la première partie, puis structural dans la seconde partie.
- Manip8 : atteindre la saturation de la porosité structurale et observer l'apparition du ruissellement,
- Manip9 : observer l'apparition du ruissellement, la mise en place de la nappe dans les fissures et sa disparition.

Ces diverses intensités ont été sélectionnées après simulation numérique avec un jeu arbitraire de paramètres. Ainsi le jeu de paramètres choisi devait permettre d'observer l'apparition du ruissellement au cours de la Manip8, ce qui n'a pas été le cas. Nous n'avons constaté l'établissement d'une nappe fissurale que pour la dernière expérience Manip9.

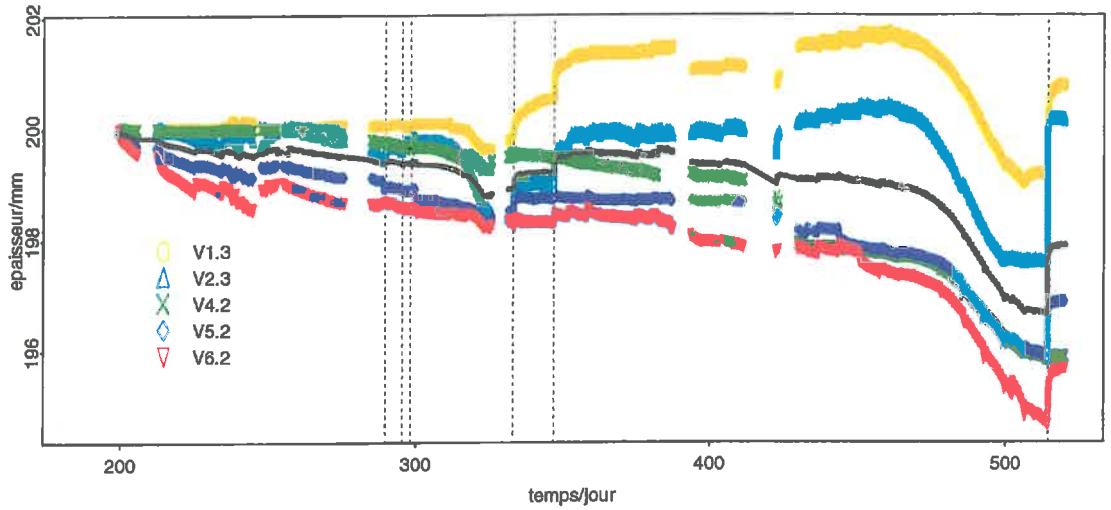
Les gonflements horizontaux et verticaux pour l'ensemble du cycle de mesures sont donnés sur les graphes VIII-11 à VIII-19. Les capteurs non portés sur les graphes précédents ont présentés des dysfonctionnements.



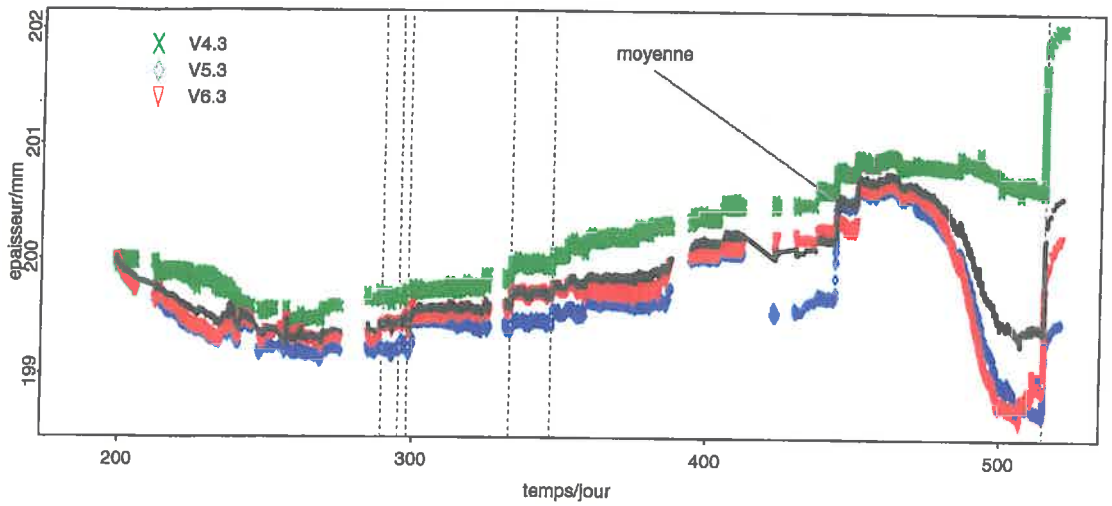
Graphe VIII-11: variations d'épaisseur de la couche 10-30 cm, Gardel - INRA.



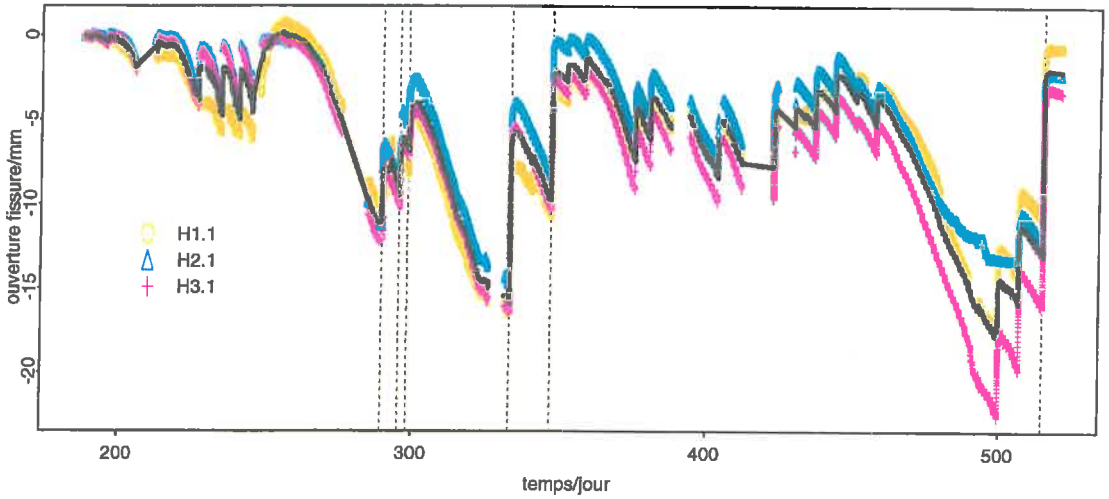
Graphe VIII-12: variations d'épaisseur de la couche 30-50 cm, Gardel - INRA.



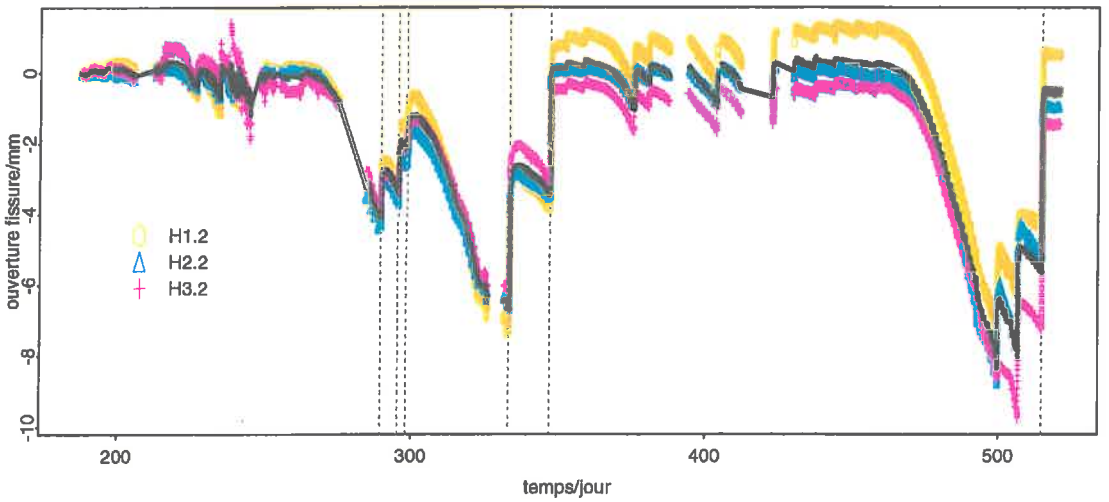
Graphe VIII-13: variations d'épaisseur de la couche 50-70 cm, Gardel - INRA.



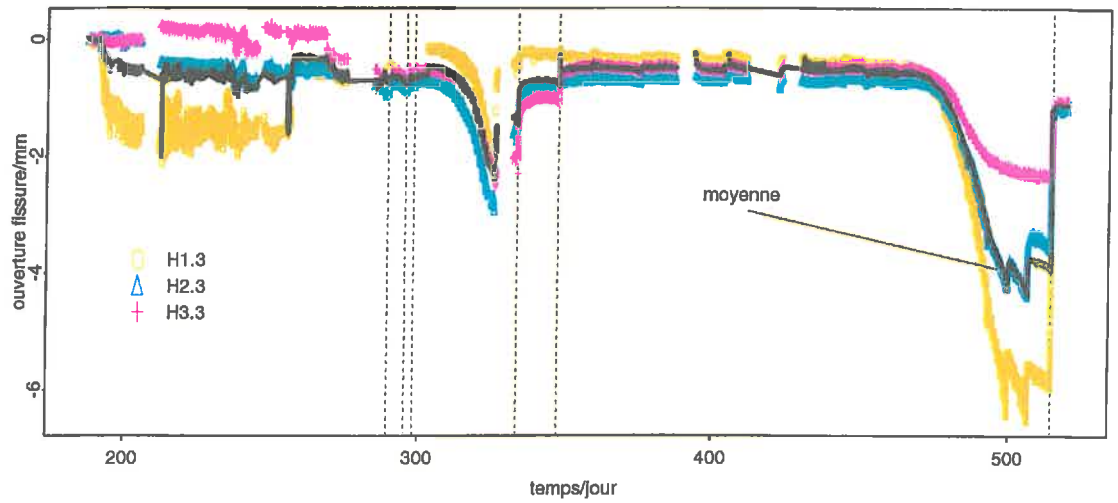
Graphe VIII-14 : variations d'épaisseur de la couche 70-90 cm, Gardel - INRA.



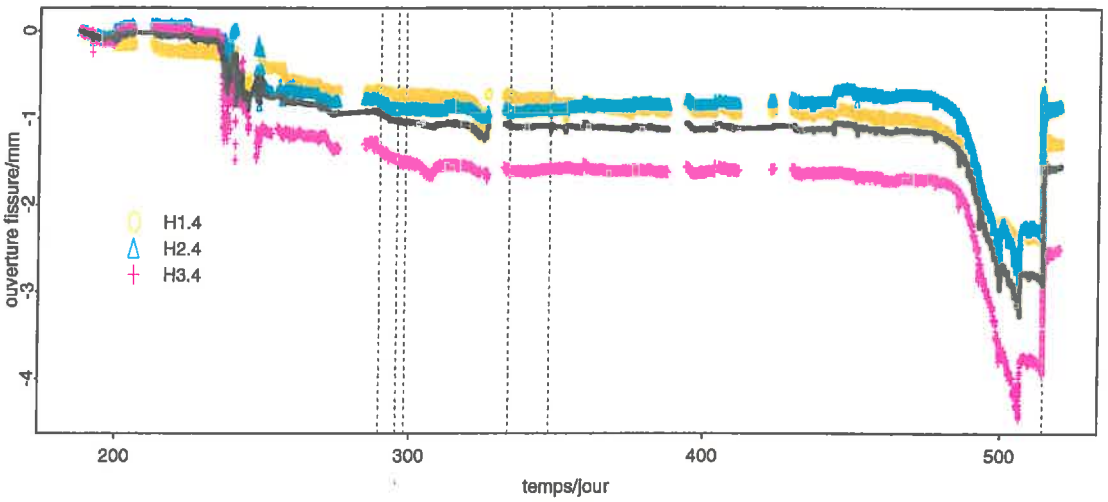
Graphe VIII-15: gonflement/retrait horizontal à 7 cm, Gardel - INRA.



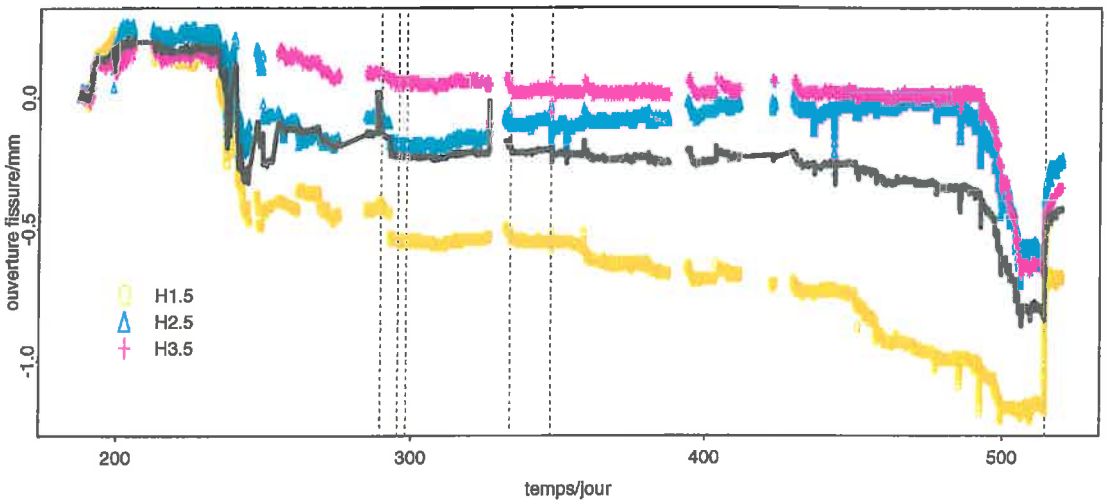
Graphe VIII-16: gonflement/retrait horizontal à 27 cm, Gardel - INRA.



Graphe VIII-17: gonflement/retrait horizontal à 47 cm, Gardel - INRA.



Graphe VIII-18: gonflement/retrait horizontal à 67 cm, Gardel - INRA.



Graphe VIII-19: gonflement/retrait horizontal à 87 cm, Gardel - INRA.

- **Capteurs verticaux.**

Quelle que soit la profondeur, **nous observons une forte hétérogénéité des mesures**. Cette variabilité ne peut pas s'expliquer par l'implantation des capteurs dans le prisme par rapport au bord de la fissure.
En effet, dans aucune des expériences (sauf Manip9) un écoulement fissural a été observé. Ceci signifie donc que les transferts ont été monodimensionnels verticaux et que l'hypothèse d'une réhumectation latérale par les fissures ne peut être retenue.

Deux hypothèses peuvent alors être étudiées :

(i) l'existence d'un écoulement préférentiel le long des multiTHERESA,

(ii) une forte hétérogénéité horizontale de la porosité structurale.

L'hypothèse **(i)** peut être écartée. En effet, si un tel écoulement existait, il serait arrêté par l'ancrage du premier filetage. L'hétérogénéité observée ne devrait donc concerner que la première couche mesurée par chaque multiTHERESA, ce qui n'est pas le cas.

Nous avons donc attribué la variabilité de la réponse des capteurs verticaux à la seule hétérogénéité horizontale de la porosité structurale. Ceci est en accord avec la forte variabilité de la porosité structurale que nous avons mesurée (cf. annexe P).

- **Capteurs horizontaux.**

Quelle que soit la profondeur, **la variabilité des mouvements enregistrés par les différents capteurs est faible**. Si l'amplitude des mouvements peut varier, en revanche les cinétiques sont très comparables, que ce soit en humectation ou en dessiccation, contrairement aux capteurs verticaux.

Lorsque l'on examine la couche 50-70 cm entre les jours 450 et 480, certains capteurs verticaux enregistrent un gonflement (V1.3 et V2.3), d'autres un retrait (V6.2) alors que les capteurs horizontaux n'enregistrent pas de mouvements (cf. graphe VIII-18). Ceci correspond alors à une redistribution matricielle à l'intérieur de la couche, sa teneur en eau moyenne restant constante. Ceci montre encore une fois la forte hétérogénéité horizontale de la porosité structurale.

VIII.3.3 Réhumectation latérale du prisme en présence d'une nappe fissurale.

L'établissement d'une nappe fissurale a été observé pour l'expérience Manip9.

Les gonflements de chaque capteur pour toute la durée d'apport sont portés sur le graphe VIII-20abcd. Le gonflement vertical moyen de toutes les couches est reporté sur le graphe VIII-21.

Sur ces graphes, nous observons une rupture dans l'évolution du gonflement au cours du temps. Ceci est du à l'apparition d'un écoulement dans les fissures. Il crée alors une nappe à surface libre dans le réseau fissural qui va permettre la réhumectation latérale du massif de vertisol. Les transferts sont donc initialement monodimensionnels verticaux, avant de devenir multidimensionnels.

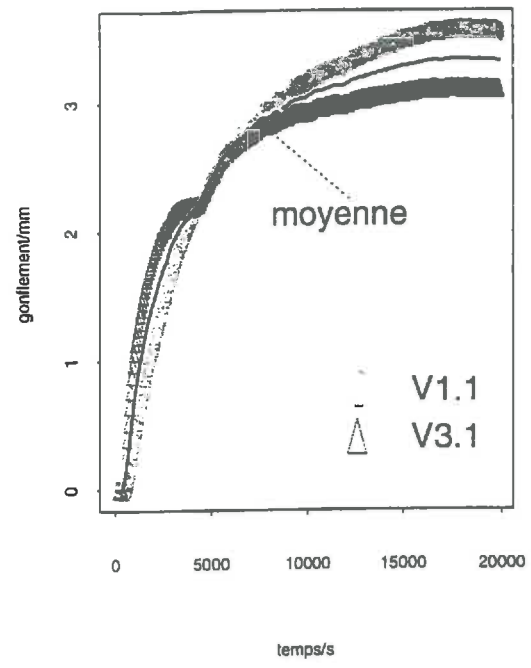
Il est cependant impossible de relier la réponse d'un capteur donné à sa distance d'implantation au bord de fissure. Ainsi le capteur V1.1 est implanté plus proche de la fissure que le capteur V3.1, alors que seule la réponse de ce dernier montre clairement deux phases (cf. graphe VIII-20a). Il en est de même pour les autres capteurs et les autres couches.

Le graphe VIII-22 montre l'évolution au cours du temps de l'altitude de la surface libre de la nappe fissurale. Au cours de l'établissement de la nappe fissurale, le relevé manuel de la cote de la surface libre a montré un bon accord avec les mesures du piézomètre.

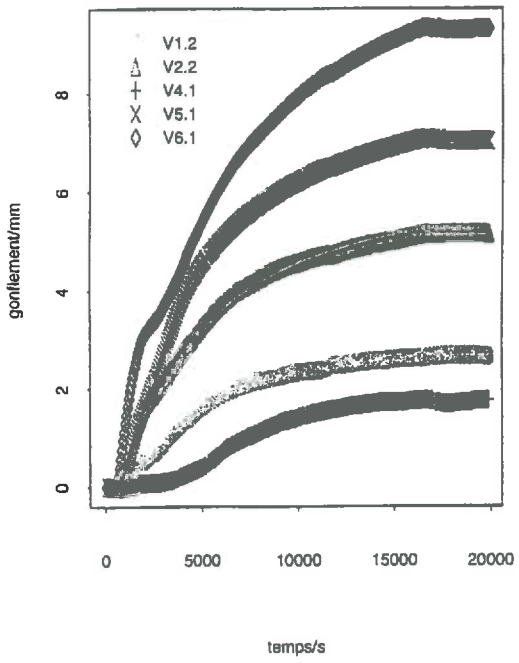
Le graphe VIII-23abcd montre la vitesse de gonflement de chaque couche. Sur ce dernier graphe, nous avons reporté l'instant où la surface libre de la nappe fissurale atteint la couche considérée. Cet instant correspond bien à une augmentation soudaine de la vitesse de gonflement. Ceci signifie donc que **la réhumectation matricielle par le ruissellement le long de la fissure est négligeable** au dessus de la cote de la surface libre de la nappe fissurale. Ceci est en accord avec les observations de Bouma & Dekker (1978) sur d'autres sols argileux complétées avec les simulations de Hoogmoed & Bouma (1980), et également avec les simulations de Di Pietro (1993). La reprise du gonflement à une profondeur donnée correspond donc bien à l'arrivée de la nappe fissurale à cette profondeur. Cependant, nous avons vu que la réponse des capteurs ne peut être reliée à leur implantation par rapport à la fissure. Cela signifie donc que **la réhumectation du massif sous le niveau de la surface libre se fait non seulement à travers la porosité matricielle mais également de façon beaucoup plus rapide** à travers un autre compartiment de porosité.

Ce compartiment poral peut être la porosité structurale intra - massif, mais nous n'avons aucune certitude. En effet, d'autres hypothèses peuvent être formulées :

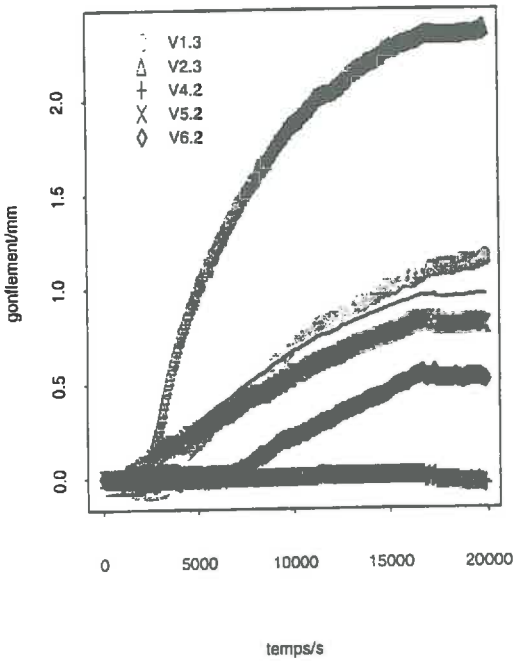
(i) un artefact de mesure : l'implantation des multiTHERESA, malgré leur faible diamètre, favorise la création d'une fissuration secondaire intra - massif. Ceci a effectivement été observé en surface *in situ*. Lorsque cette fissuration secondaire atteint la fissure principale, elle constitue alors un cheminement préférentiel pour la pénétration de la nappe fissurale dans le massif.
(ii) une fissuration à l'humectation (cf. Stengel, 1983) : nous avions déjà évoqué cette possibilité dans la section V.3. Au niveau de la couche 30-50 cm, cette fissuration serait favorisée par le fort gradient de potentiel entre l'eau fissurale à potentiel nul et l'eau matricielle à potentiel très bas du fait de la faible teneur en eau (W_{init} = 0.360 kg kg^{-1}, cf. tableau VIII-7).



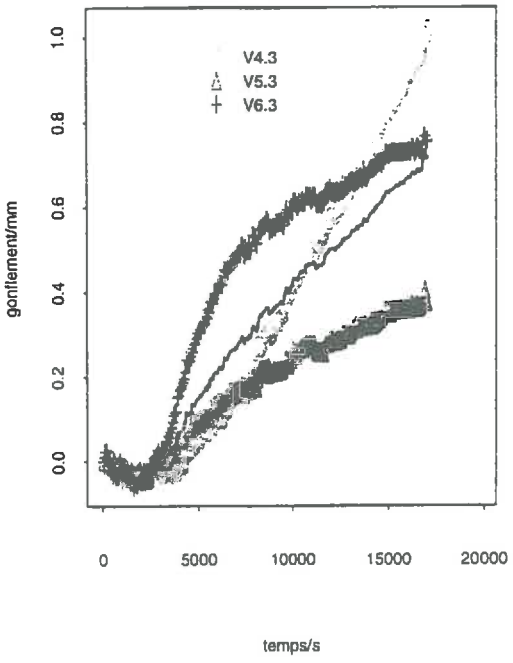
a : couche 10-30 cm



b : couche 30-50 cm

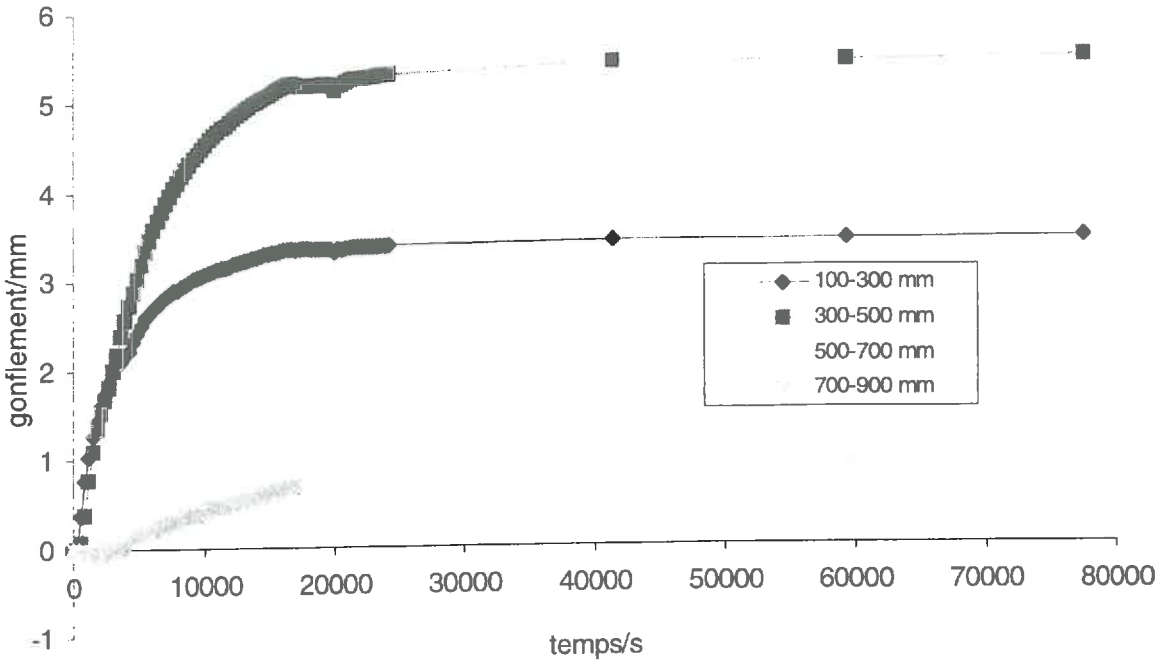


c : couche 50-70 cm

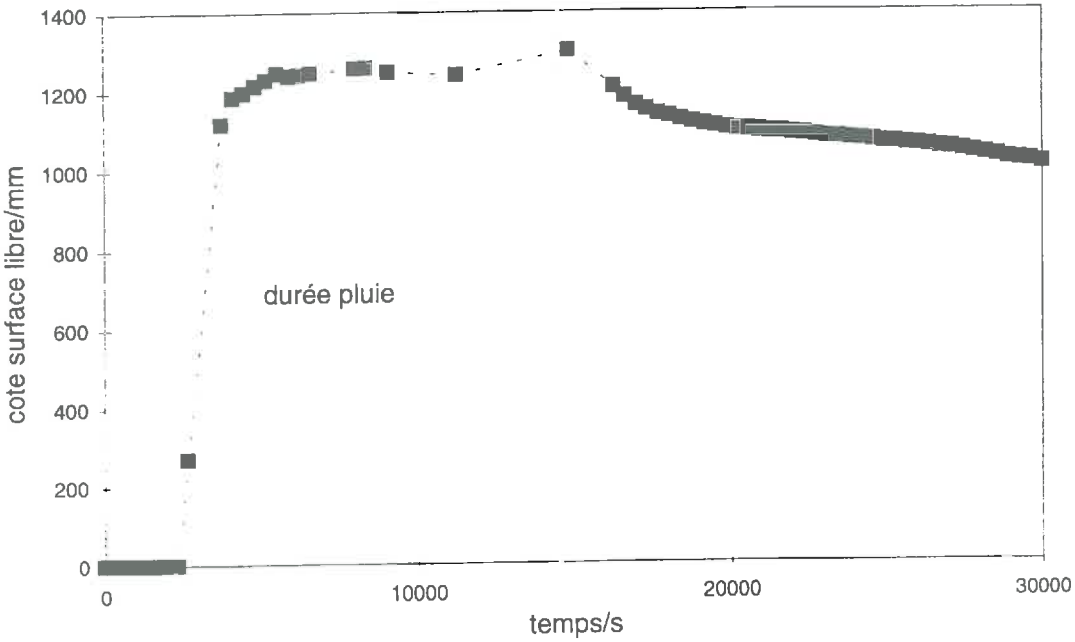


d : couche 70-90 cm

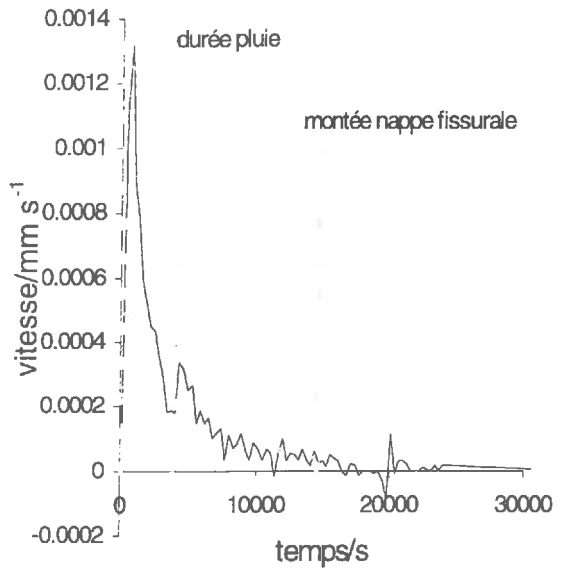
Graphe VIII-20 : gonflements verticaux mesurés par les différents capteurs, Manip9.



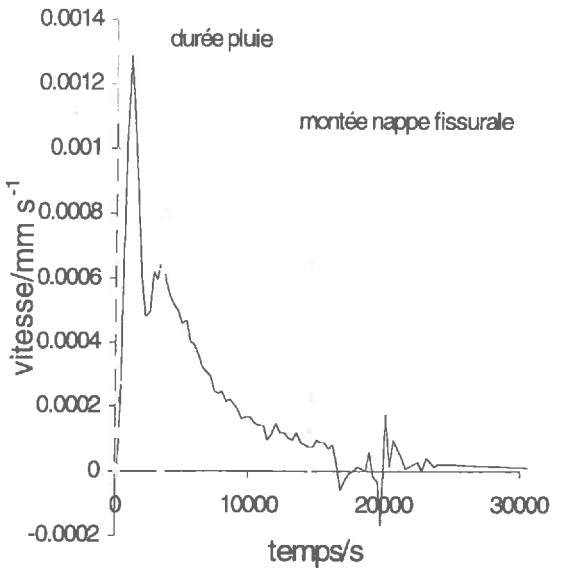
Graphe VIII-21 : gonflements moyens des différentes couches de sol, Manip9.



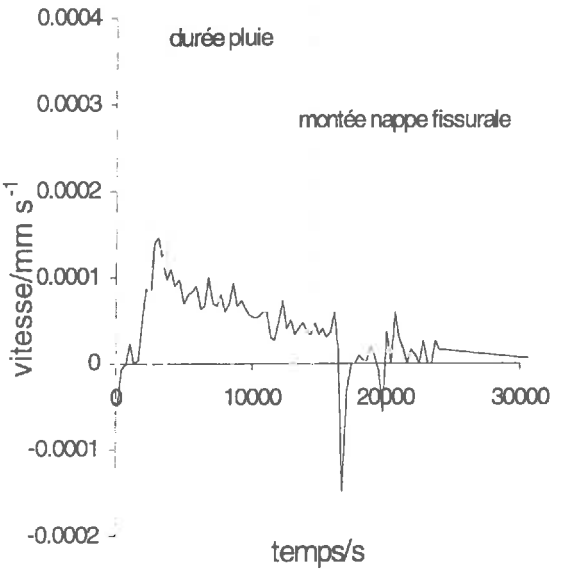
Graphe VIII-22 : évolution de la cote de l'eau fissurale, Manip9.



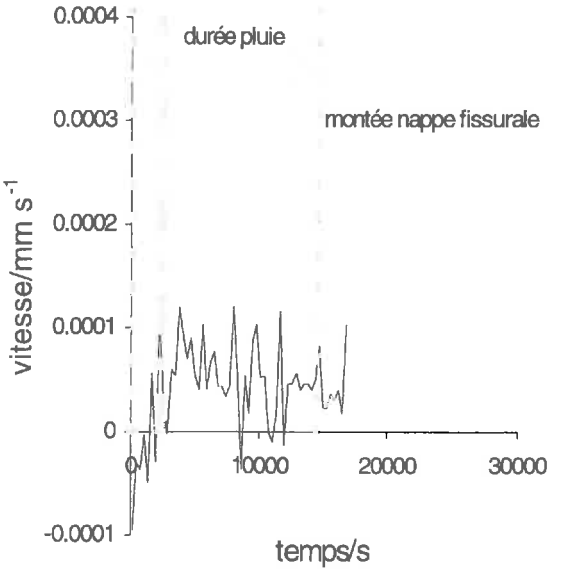
a : couche 10-30 cm



b : couche 30-50 cm



c : couche 50-70 cm



d : couche 70-90 cm

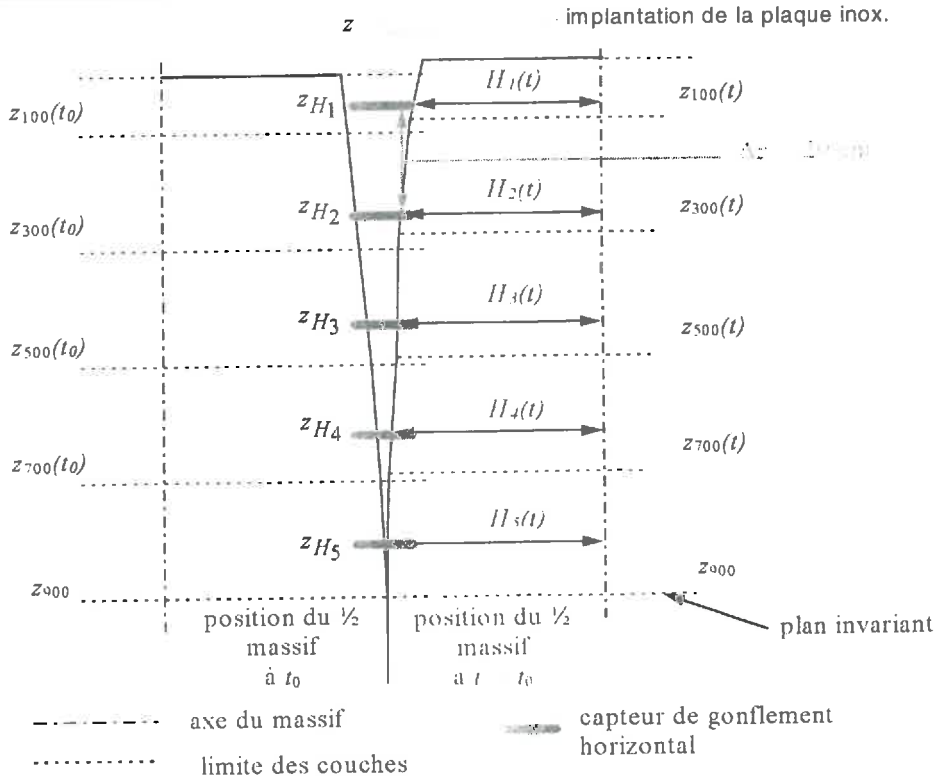
Graphe VIII-23 : vitesses de gonflements des différentes couches, Manip9.

VIII.3.4 Détermination du coefficient d'anisotropie pour les déformations du sol.

VIII.3.4.1 Détermination des gonflements verticaux et horizontaux par couche.

Notre dispositif permet de mesurer les variations d'épaisseurs d'une couche donnée et les variations de largeur du massif de vertisol à des altitudes fixes. Nous préférons employer le terme d'altitude, qui se réfère à un niveau fixe dans le temps, plutôt que le terme de profondeur qui se réfère à la surface du sol dont l'altitude varie au cours des expériences d'infiltration.
Ces deux types de mesures ne se rapportent pas au même référentiel. Dans le cas des mesures verticales, le référentiel est lié à la couche de sol et est donc immobile par rapport au sol. Dans le second cas, le référentiel est lié à la plaque inox et est donc mobile par rapport au sol.

La détermination du gonflement horizontal moyen d'une couche de sol donnée nécessite donc un changement de référentiel. Le calcul de ce gonflement est explicité dans la suite, où les notations utilisées se réfèrent à la figure VIII-4.



z_{900} : altitude du bas de la couche 70-90 cm. .... z_{100} : altitude du haut de la couche 10-30 cm : ces altitudes ont fonction du temps.
z_{H1} : altitude du capteur horizontal 1, ... z_{H5} : altitude du capteur horizontal 5 : ces altitudes sont constantes.
H_1 : largeur du prisme à l'altitude z_{H1}. .... H_5 : largeur du prisme à l'altitude z_{H5}.

Figure VIII-4: calcul du gonflement horizontal d'une couche donnée de sol à partir de l'enregistrement des capteurs horizontaux.

Afin de garder cette figure lisible, la position du prisme à l'instant t a été basculée de l'autre côté de la plaque inox.

Considérons la couche 10-30 cm. Le gonflement (ou le retrait) horizontal de l'ensemble de cette couche est la moyenne entre le gonflement horizontal du haut de cette couche et le gonflement horizontal du bas de cette couche.
Comme le haut de la couche est compris entre les capteurs horizontaux H_1 et H_2, le gonflement du haut de cette couche est calculé par interpolation linéaire entre ces 2 capteurs. Il en est de même pour le gonflement du bas de la couche calculé par interpolation linéaire entre les capteurs horizontaux H_2 et H_3.

Nous faisons l'hypothèse que le bas de la couche 70-90 cm représente un plan invariant au cours du temps, ce qui est justifié par les faibles amplitudes de ses mouvements. Les altitudes sont donc repérées par rapport à ce plan.

Le gonflement horizontal de la couche 10-30 cm, $\Delta H_{100\text{-}300}(t)$, à partir d'un instant t_0 est alors égal à :

$$\Delta H_{100-300}(t) = H_{100-300}(t) - H_{100-300}(t_0), \qquad \textit{eq. VIII-1}$$

avec

$$H_{100-300}(t) = H_1(t)\cdot\frac{z_{100}(t)-z_{H_2}}{2\cdot\Delta z} + H_3(t)\cdot\frac{z_{H_2}-z_{300}(t)}{2\cdot\Delta z} + H_2(t)\cdot\left(1-\frac{z_{100}(t)-z_{300}(t)}{2\cdot\Delta z}\right) \qquad \textit{eq. VIII-2}$$

$H_{100\text{-}300}(t)$ est la largeur moyenne de la couche 10-30 cm, $H_i(t)$ est la largeur du prisme enregistrée par la capteur H_i (cf. figure VIII-4), Δz est la profondeur entre deux capteurs horizontaux. Elle est constante et vaut 20 cm.

Par définition, le coefficient d'anisotropie k est égal au taux d'élongation horizontal divisé par le taux d'élongation vertical (Voltz & Cabidoche, 1995), ce qui s'écrit :

$$k = \frac{\left(H(t)-H_{sat}\right)/H_{sat}}{\left(V(t)-V_{sat}\right)/V_{sat}}, \qquad \textit{eq. VIII-3}$$

où H se réfère à la largeur horizontale, V à l'épaisseur verticale de la couche donnée, et l'indice *sat* à la saturation.

La quantité calculée au cours des différentes périodes n'est pas $\left(H(t)-H_{sat}\right)$, mais la quantité $\Delta H=\left(H(t)-H(t_0)\right)$, et de même dans la direction verticale. Il suffit alors de réécrire l'équation VII-3 en faisant intervenir les quantités effectivement calculées. Il vient :

$$\frac{\Delta H}{H_{sat}}=k\cdot\frac{\Delta V}{V_{sat}}+k\cdot\frac{V(t_0)-V_{sat}}{V_{sat}}-\frac{H(t_0)-H_{sat}}{H_{sat}}$$

$$\Updownarrow$$

$$\frac{\Delta H}{H_{sat}}=k\cdot\frac{\Delta V}{V_{sat}}+0 \qquad \textit{eq. VIII-4}$$

Ainsi, la pente de la régression entre les taux d'élongations verticale et horizontale donnera directement le coefficient *k*.

VIII.3.4.2 Calcul du coefficient k.

VIII.3.4.2.1 Résultats.

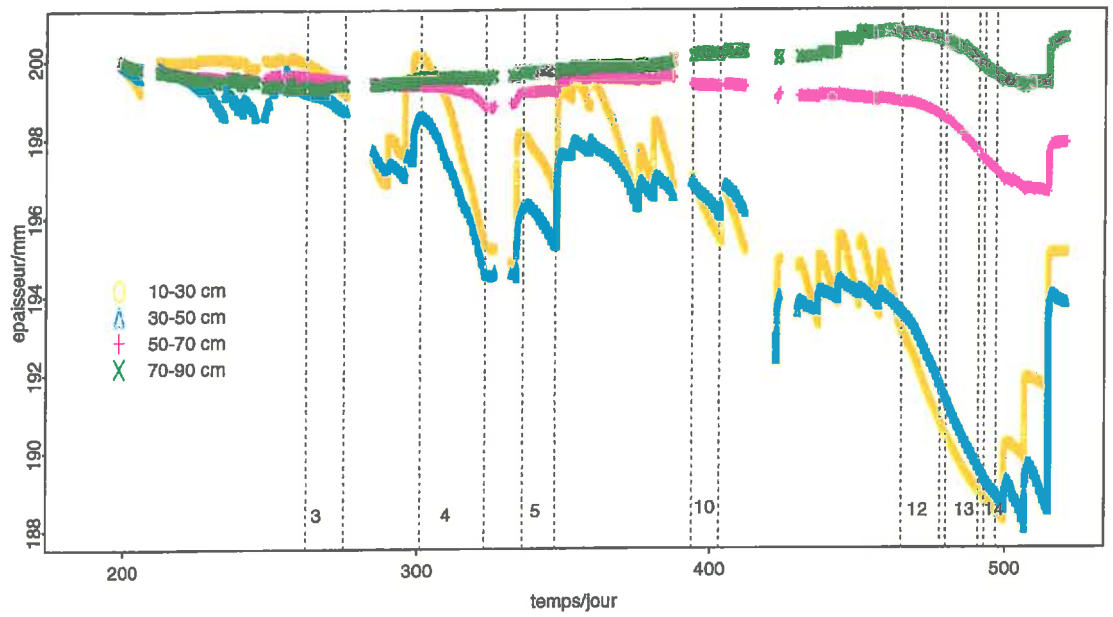
Nous avons raisonné sur des périodes de dessiccation à partir des mesures moyennes des capteurs.
En effet, la dessiccation sous l'effet de l'extraction racinaire va conduire à des gradients de teneurs en eau plus faibles que lors des réhumectations. De plus, cela va favoriser l'homogénéisation des potentiels hydriques à une profondeur donnée, du fait de la forte densité racinaire de la prairie.

Inversement, lors des réhumectations, il est possible d'observer des infiltrations latérales à partir de l'eau qui s'écoule dans les fissures, ce qui conduit à des gonflements différenciés entre les bords et le coeur du prisme (Cocquet, 1995).

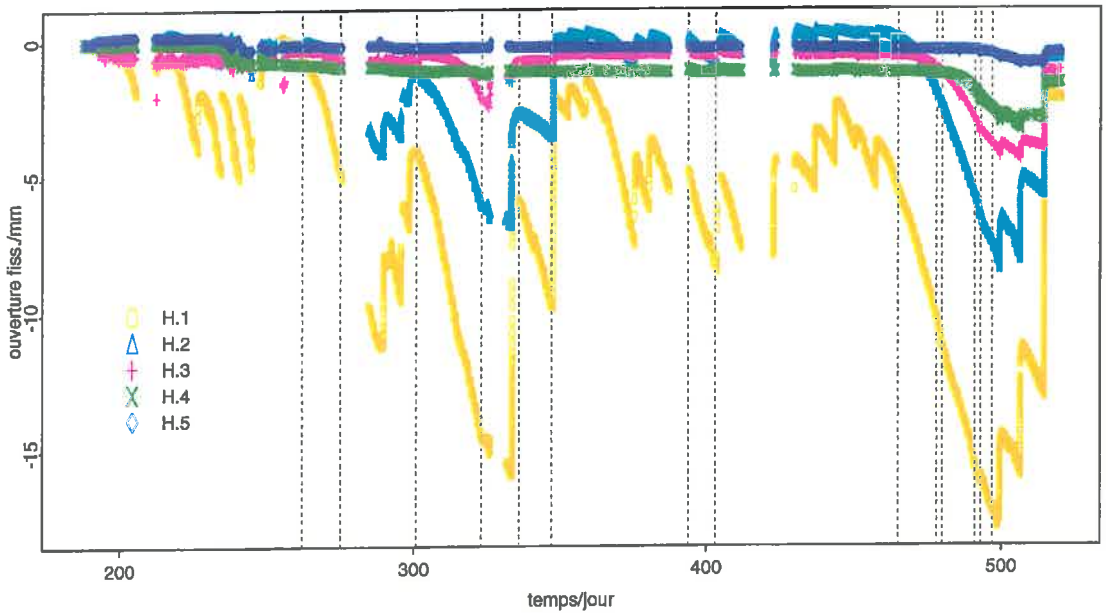
Les périodes considérées pour le calcul de *k* (périodes 3, 4, 5, 10, 12, 13 et 14) sont indiquées sur le graphe VIII-24ab.

Nous avons choisi des périodes où les amplitudes du retrait sont assez importantes. Il a été impossible de calculer le coefficient *k* pour la couche 70-90 cm à cause de variations trop faibles.

Les taux d'élongations verticale et horizontale calculés pour les différentes couches et pour les différentes périodes retenues sont portés sur le graphe VIII-25.

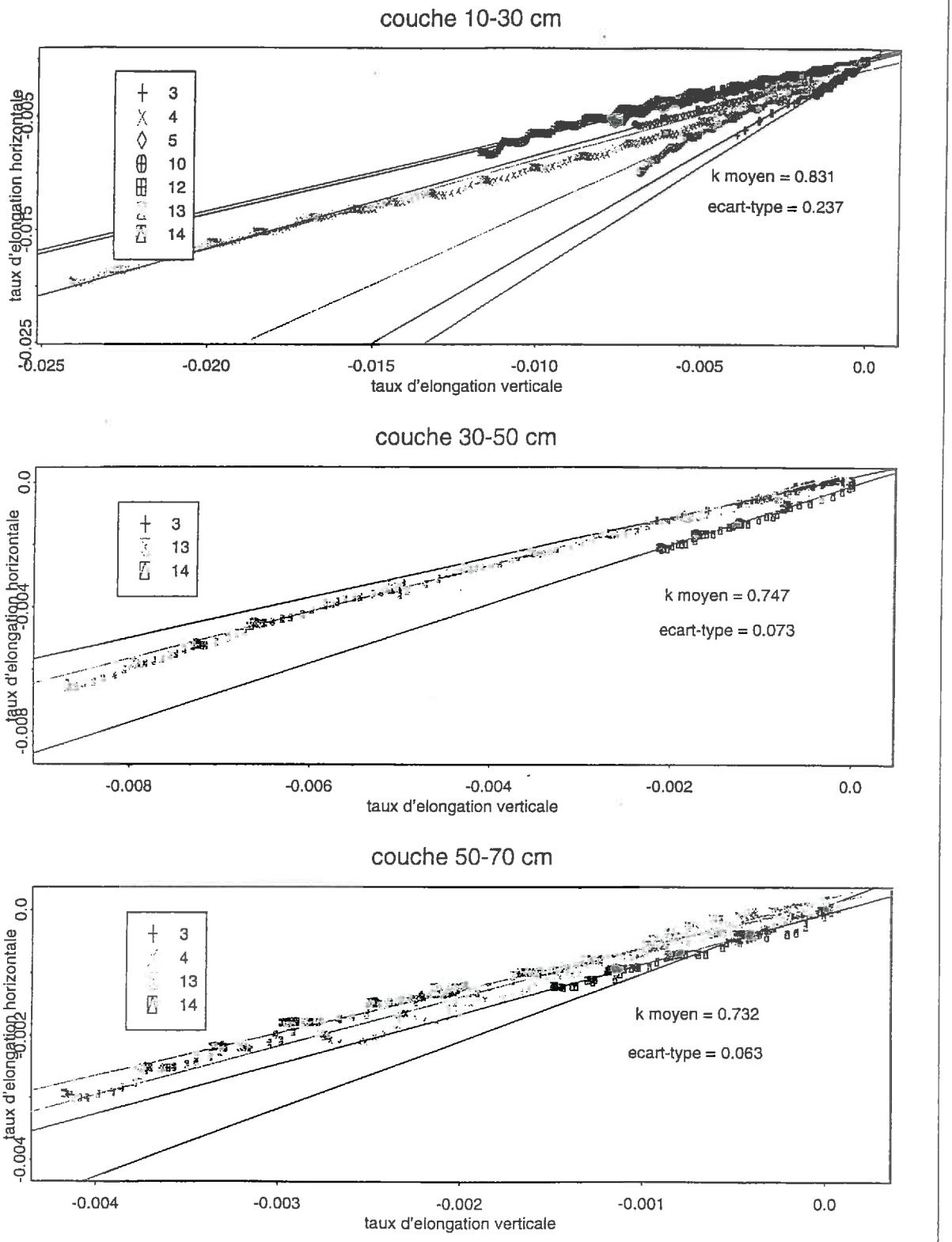


a: gonflement moyen vertical,



b: gonflement moyen horizontal,

Graphe VIII-24: périodes considérées pour le calcul du coefficient d'anisotropie k, et mouvements moyens du prisme.



Graphe VIII-25: taux d'élongations horizontale et verticale pour les différentes couches et les périodes retenues.

Tableau VIII-8 : valeurs du coefficient d'anisotropie, Gardel.

Couche /cm	période	par période			moyenne par couche	moyenne générale
		n	R^2	k (σ_k)	k (σ_k)	k (σ_k)
10-30	3	235	0.993	1.605 (0.0094)	0.831 (0.0021)	0.793 (0.002)
	4	529	0.991	0.797 (0.0033)		
	5	265	0.993	0.828 (0.0043)		
	10	217	0.989	0.688 (0.0049)		
	12	317	0.988	0.684 (0.0043)		
	13	383	0.913	1.341 (0.0090)		
	14	97	0.979	1.874 (0.0280)		
30-50	3	235	0.970	0.646 (0.0074)	0.747 (0.0032)	
	13	383	0.991	0.749 (0.0037)		
	14	97	0.987	0.951 (0.0111)		
50-70	3	235	0.839	1.085 (0.0312)	0.732 (0.0034)	
	4	529	0.972	0.786 (0.0058)		
	13	383	0.985	0.686 (0.0044)		
	14	97	0.976	0.803 (0.0129)		

Pour chaque période choisie, on observe un très bon ajustement au modèle linéaire (R^2 généralement supérieur à 0.9). Les pentes sont à chaque fois significativement différentes les unes des autres (cf. tableau VIII-8). Ceci signifie donc que le coefficient k dépend à la fois de la couche de sol et de la période.

Cependant dans ces régressions, nous n'avons pas considéré les incertitudes dans la détermination des variations moyennes de longueur. Or, de nombreuses sources d'incertitudes apparaissent lorsque l'on examine le calcul du retrait horizontal d'une couche donnée.

En effet, celui-ci est calculé à partir des variations de largeur du prisme à trois profondeurs et des variations d'épaisseurs des différentes couches (cf. équations VIII-1 et VIII-2). Or :

(i) le retrait horizontal à chaque profondeur est calculé à partir des moyennes de trois capteurs horizontaux,

(ii) le retrait vertical est lui aussi calculé à partir de la moyenne de plusieurs capteurs multiTHERESA.

Les incertitudes maximales de l'estimation de ces moyennes sont données dans le tableau VIII-9 pour les différentes périodes.

Tableau VIII-9: incertitudes maximales d'estimation de la moyenne pour les différentes couches.

période	moyenne des capteurs verticaux par couche (nombre de capteurs) /mm				moyenne des capteurs H/mm (nombre de capteurs)				
	10-30 (n=2)	30-50 (n=5)	50-70 (n=5)	70-90 (n=3)	H.1 (n=3)	H.2 (n=3)	H.3 (n=3)	H.4 (n=3)	H.5 (n=3)
3	0.898	0.415	0.272	0.116	0.444	0.109	0.226	0.207	0.155
4	2.595	1.006	0.323	0.197	0.739	0.286	0.280	0.284	0.183
5	2.857	0.930	0.384	0.155	1.091	0.283	0.275	0.266	0.180
10	0.446	1.140	0.559	0.119	0.756	0.446	0.165	0.255	0.228
12	1.442	1.690	0.859	0.154	1.345	0.533	0.148	0.291	0.332
13	1.450	1.914	0.787	0.442	1.813	0.513	0.568	0.272	0.332
14	1.061	1.990	0.724	0.577	2.592	0.462	0.436	0.344	0.326

Ces dispersion expérimentales impliquent une forte incertitude sur le calcul du retrait d'une couche de sol. Cette incertitude est présentée dans la section suivante.

VIII.3.4.2.2 Erreur d'estimation du gonflement horizontal d'une couche de sol.

Considérons la largeur de la couche 50-70 cm du prisme. L'équation VIII-1 devient :

$$H_{500-700}(t) = H_3(t) \cdot \frac{z_{500}(t) - z_{H_4}}{2 \cdot \Delta z} + H_5(t) \cdot \frac{z_{H_4} - z_{700}(t)}{2 \cdot \Delta z} + H_4(t) \cdot \left(1 - \frac{z_{500}(t) - z_{700}(t)}{2 \cdot \Delta z}\right),$$

eq. VIII-5

Si nous la réécrivons en faisant intervenir les valeurs effectivement mesurées que sont les épaisseurs $E_{500\text{-}700}$ et $E_{700\text{-}900}$ des couches et non pas les altitudes supérieures et inférieures de la couche 50-70 cm, nous obtenons :

$$H_{500-700} = H_3 \cdot \frac{E_{500-700} + E_{700-900} - z_{H_4}}{2 \cdot \Delta z} + H_5 \cdot \frac{z_{H_4} - E_{700-900}}{2 \cdot \Delta z} + H_4 \cdot \left(1 - \frac{E_{500-700}}{2 \cdot \Delta z}\right),$$

eq. VIII-6

Dans cette équation, le temps n'est pas indiqué afin d'alléger l'écriture.

L'équation VIII-6 montre que la largeur de la couche 50-70 cm est une fonction des différentes variables suivantes :

$$H_{500-700} = f\left(H_3, H_4, H_5, E_{500-700}, E_{700-900}, z_{H_4}, \Delta z\right) = f\left(\xi_{i,i=1..n}\right)$$

Dans ce cas, la variance d'estimation de $H_{500\text{-}700}$ peut être approchée par le développement à l'ordre 1 en série de Taylor de la fonction f:

$$\sigma^2_{H_{500-700}} = \sum_{i=1}^{n}\left(\sum_{j=1}^{n}\left(\frac{\partial f}{\partial \xi_i}(\mu) \cdot \frac{\partial f}{\partial \xi_j}(\mu) \cdot \mathrm{cov}\left(\xi_i, \xi_j\right)\right)\right),$$

où μ est le vecteur moyen des ξ_i.

Les différentes dérivées partielles sont les suivantes:

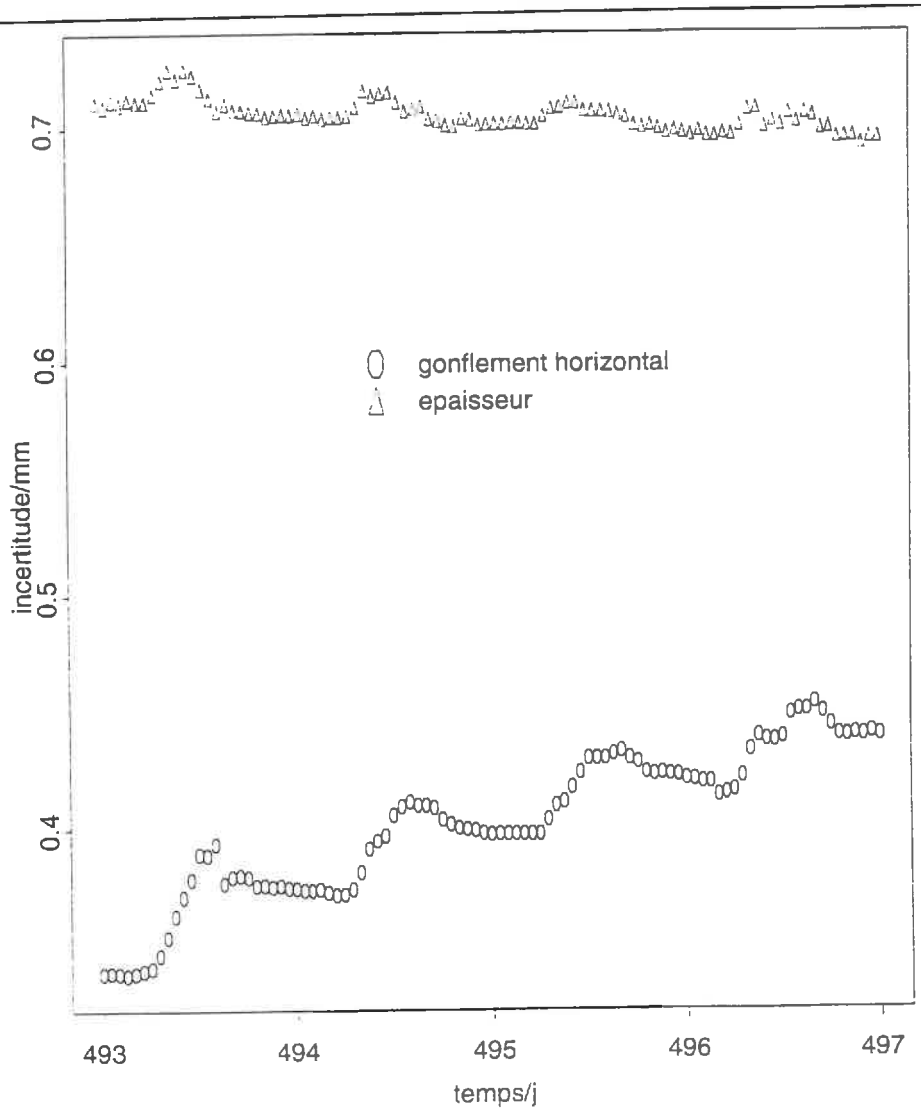
$$\begin{cases} \dfrac{\partial f}{\partial H_3} = \dfrac{E_{500-700} + E_{700-900} - z_{H_4}}{2 \cdot \Delta z} \\ \dfrac{\partial f}{\partial H_4} = 1 - \dfrac{E_{500-700}}{2 \cdot \Delta z} \\ \dfrac{\partial f}{\partial H_5} = \dfrac{z_{H_4} - E_{700-900}}{2 \cdot \Delta z} \\ \dfrac{\partial f}{\partial E_{500-700}} = \dfrac{H_3 - H_4}{2 \cdot \Delta z} \\ \dfrac{\partial f}{\partial E_{700-900}} = \dfrac{H_3 - H_5}{2 \cdot \Delta z} \end{cases}$$

L'altitude de H_4 est fixe et connue sans incertitude, de même que la valeur Δz, hauteur entre 2 capteurs horizontaux successifs. Il est donc inutile de calculer les dérivées partielles par rapport à ces termes.

Les covariances faisant intervenir les retraits horizontaux sont nulles car ils sont mesurés de façon indépendante. Seule la covariance entre $E_{500\text{-}700}$ et $E_{700\text{-}900}$ peut être envisagée car la mesure utilise un capteur mécanique commun. Si cependant nous la considérons nulle, seuls restent les termes faisant intervenir les variances des différentes variables. Dans ce cas, la variance d'estimation du retrait, qui varie en fonction du temps, se calcule par:

$$\sigma^2_{\Delta H_{500-700}}(t > t_0) = \sigma^2_{H_{500-700}}(t) + \sigma^2_{H_{500-700}}(t_0)$$

L'évolution temporelle de l'écart-type d'estimation du retrait horizontal est portée sur le graphe VIII-26 pour la période 14. Sur ce même graphe figure l'écart-type d'estimation du retrait vertical, seulement dû à la dispersion expérimentale.



Graphe VIII-26: évolution de l'incertitude d'estimation du gonflement horizontal, couche 50-70 cm.

L'incertitude d'estimation du retrait est de l'ordre de 0.5 mm dans le plan horizontal et de 0.7 mm dans la direction verticale. Ces valeurs sont à comparer aux amplitudes du retrait horizontal et vertical égales respectivement à 0.433 mm et 0.298 mm.

Les incertitudes d'estimation sont donc de l'ordre de grandeur des variations de longueur, que ce soit dans la direction verticale ou dans la direction horizontale. **Il est donc délicat de conclure sur les différences entre les valeurs de k d'une couche à l'autre**.

Finalement la moyenne générale, pondérée par les variances, effectuée sur l'ensemble des expériences et des couches donne $k = 0.8$.

Cette valeur est en accord avec celle trouvée par Cabidoche & Voltz (1995) sur un site proche, qui était de 0.850. Ils expliquaient cette valeur par un glissement réversible des mottes de sol le long des faces de glissement.

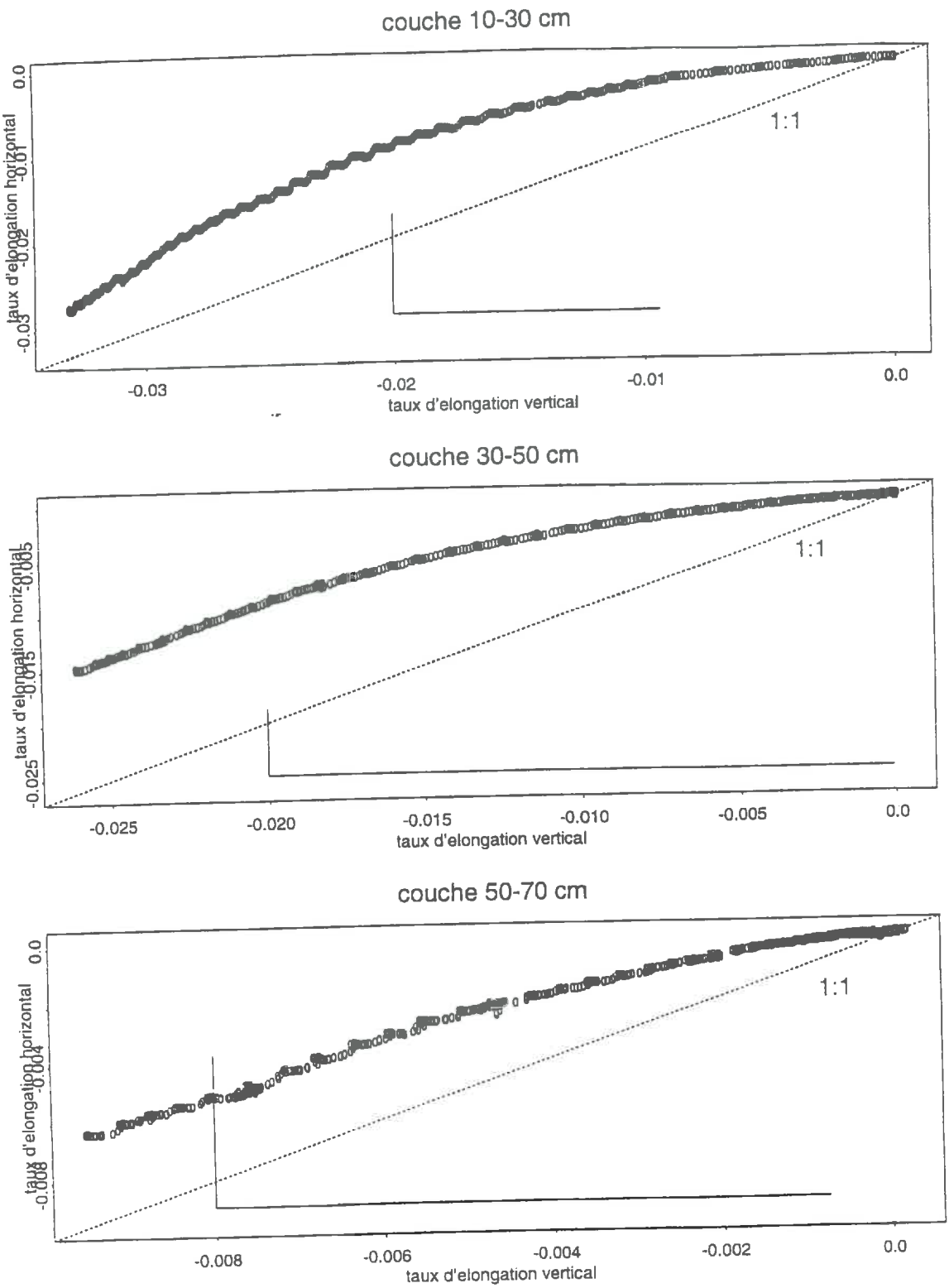
VIII.3.4.2.3 Evolution du coefficient d'anisotropie au cours du retrait.

Certains auteurs ont trouvé une évolution de l'anisotropie des mouvements de sol au cours du retrait (cf. chapitre III). Nous avons donc étudié comment évoluait le coefficient d'anisotropie au cours du retrait.

Nous avons utilisé la période de dessiccation la plus importante qui correspond aux jours 258 à 298, soit environ un mois de dessiccation continue par extraction racinaire. Pour les trois couches considérées (10-30 cm, 30-50 cm et 50-70 cm), les taux d'élongations verticales et horizontales sont portés sur le graphe VIII-27.

Le rapport entre les taux d'élongations horizontale et verticale évolue au cours du retrait. Au début, la déformation est essentiellement verticale. Ensuite, le taux d'élongation horizontal augmente et le coefficient d'anisotropie semble se stabiliser dans la dernière partie où l'on retrouve les valeurs calculées pour la période 14. Une évolution similaire a été observée sur d'autres périodes.

Nos mesures montrent que pour la couche 50-70 cm, qui se situe entièrement dans l'horizon prismatique continu, la dernière valeur du coefficient k est de 0.803, soit un retrait vertical supérieur au retrait horizontal. Dans la couche 10-30 cm, nous trouvons une valeur finale de k de 1.870, ce qui signifierait que le retrait horizontal est près de 2 fois supérieur au retrait vertical. Dans la couche 30-50 cm, la valeur finale est de 0.951, valeur intermédiaire.



les barres horizontale et verticale représentent l'incertitude expérimentale maximale portant sur les taux d'élongations horizontale et verticale (2 écart-types).

Graphe VIII-27: comparaison des élongations verticales et horizontales pour les différentes couches au cours de 40 jours de retrait.

Braudeau (1987), puis Cocquet (1995) tentent d'expliquer l'évolution du tropisme du retrait depuis la saturation par l'orientation spatiale des différents compartiments poraux successivement sollicités:

> **(i)** dans la première phase du retrait (retrait structural), la porosité structurale se vidange. Lorsque cette porosité est essentiellement verticale, alors la déformation serait privilégiée dans cette même direction,
> **(ii)** ensuite, lors de la phase de retrait normal, seule la microporosité est sollicitée. Comme son arrangement est généralement aléatoire, les déformations de sol seront alors généralement isotropes.

Sur le site étudié, la porosité structurale est essentiellement cylindrique et diffuse. Les travaux en cours de Guillaume (1997) montrent un enchevêtrement aléatoire de la porosité structurale sans mettre en évidence de direction privilégiée pour cette porosité. L'hypothèse évoquée par Braudeau ne peut donc pas s'appliquer ici.

Nous pensons que l'évolution de *k* mise en évidence est due à un artefact de mesure.

En effet, le retrait horizontal d'une couche donnée est calculée par interpolation à partir du retrait mesuré en trois points distincts (cf. équation VIII-3). Deux des trois points de mesure sont donc situés à l'extérieur de la couche considérée (cf. figure VIII-4), ce qui peut introduire un biais dans le calcul.

VIII.3.4.3 Conclusion sur l'anisotropie du retrait du sol en place.

De manière générale, l'isotropie de la déformation du sol n'est observée que sur de petits échantillons (cf. Yule & Ritchie, 1980a, Hallaire, 1987). Lorsque l'on passe à des échantillons plus importants, un comportement anisotrope peut éventuellement être observé (cf. chapitre 6 de Cocquet, 1995).

Nous avons étudié l'anisotropie du retrait normal d'une couche de sol à l'intérieur d'un massif délimité par le réseau de macro - fissures. Nous avons trouvé un coefficient moyen de **0.8**. Ceci signifie que **les déformations verticales sont supérieures aux déformations horizontales**. Ce coefficient est compatible avec la valeur de 0.850 trouvée par calage en dessiccation par Cabidoche et Voltz (1995).

L'étude au cours d'une phase continue de retrait semble montrer que ce coefficient n'est pas constant. Au début du retrait, les déformations seraient essentiellement verticales, la composante horizontale deviendrait ensuite plus importante. Cependant, des fortes incertitudes expérimentales ne permettent pas de conclure de façon définitive sur cette question.

En théorie, la détermination de *k* pour une couche de sol donnée ne peut se faire que pour une succession d'équilibres afin de respecter une teneur en eau homogène. Cependant, une telle réalisation est impossible *in situ*. Nous avons travaillé dans des conditions de dessiccation afin de favoriser cette homogénéisation, mais celle-ci ne peut être assurée.

VIII.4 Conclusion du chapitre.

Les expériences d'infiltration ont permis de mettre en évidence les points suivants :

(i) à l'échelle d'un massif, la porosité structurale est très hétérogène horizontalement. Cela se traduit par des mouvements de sol différents en chaque point du massif,

(ii) la réhumectation matricielle à partir du ruissellement le long des fissures est négligeable au dessus du niveau de la surface libre de la nappe fissurale,

(iii) la réhumectation du massif sous le niveau de la surface libre se fait à la fois par des transferts matriciels et par des transferts beaucoup plus rapides dans un autre compartiment poral qui reste à déterminer. Ce compartiment peut être la porosité structurale ou être la conséquence d'un éclatement du massif sous l'effet de la réhumectation (cf. Stengel, 1983).

Cette hétérogénéité structurale horizontale intra-massif n'est pas incorporée dans le modèle. **Les comparaisons modèle - expériences devront donc s'effectuer sur les valeurs moyennes par couche**.

La comparaison des déplacements horizontaux et verticaux a permis de déterminer le coefficient d'anisotropie des mouvements. L'hétérogénéité mise en évidence précédemment induit de fortes incertitudes expérimentales et donc une forte incertitude sur la détermination de k.
Nous avons donc choisi de prendre un coefficient d'anisotropie constant au cours du temps et indépendant de la profondeur. Nous avons utilisé dans le modèle un coefficient moyen entre le coefficient trouvé par Cabidoche & Voltz (1995) sur un site voisin et notre valeur, soit :

$$k = 0.826.$$

IX. Confrontation Modèle - Expérience.

IX. CONFRONTATION MODELE - EXPERIENCE. 203

IX.1 OBJECTIFS. 204
IX.2 CALAGE DU MODELE. 205
IX.2.1 Choix du vecteur des observations et des paramètres. *205*
IX.2.2 Résultats. *206*
IX.2.3 Discussion sur la valeur des paramètres. *216*
IX.2.4 Conclusion. *217*
IX.3 TEST DU MODELE. 219
IX.3.1 Gonflements horizontaux et verticaux du massif. *219*
IX.3.2 Nappe fissurale. *222*
IX.4 CONCLUSION DU CHAPITRE. 227

IX.1 Objectifs.

L'objectif de ce chapitre est de valider les hypothèses faites lors de la construction du modèle à partir des résultats obtenus aux chapitres précédents. Ces hypothèses concernent :

(i) la modélisation des écoulements structuraux,
(ii) l'hypothèse de réhumectation latérale dans la porosité matricielle sous la surface libre de la nappe fissurale.

Dans un premier temps, nous utilisons les expériences ayant donné lieu à un écoulement unidimensionnel pour déterminer les paramètres non mesurables du modèle (phase de calage).

Ensuite, nous utilisons la dernière expérience pour valider le modèle.

IX.2 Calage du modèle.

Le calage des paramètres se ramène à un problème d'ajustement d'un modèle non - linéaire. Le modèle est alors constitué des équations portées dans le tableau VII-2. Pour plus de détails sur l'ajustement de modèles non-linéaires, on pourra consulter Huet *et al.* (1992), chapitres 2.4 et suivants.

IX.2.1 Choix du vecteur des observations et des paramètres.

Les expériences Manip4 à Manip8, où l'écoulement a été unidimensionnel, servent au calage.

- **Choix du vecteur des paramètres.**

Nous avons au maximum six conductances à ajuster (les coefficients c_i dans l'équation VII-5) et sept distances d'échanges structure matrice (les d dans l'équation VII-9), soit 13 paramètres. Il est nécessaire de réduire ce nombre.

Nous avons considéré une seule conductance c_{surf} pour les couches 0-10 cm et 10-30 cm, et un deuxième conductance c_{prof} pour les couches 30-50 cm à 90-110 cm, le fond de la dernière couche 110-130 cm étant supposé imperméable.
En effet, la forme de la porosité structurale est mixte dans la couche de surface (plane, ovoïde interagrégats et cylindrique circulaire), alors qu'elle est essentiellement cylindrique tubulaire dans les couches profondes. Ceci peut se traduire par des transferts différents.

De même, nous avons considéré une seule valeur de distance d'échange d_{ht} pour les couches 0-10 cm à 30-50, puis une autre valeur d_{mili} pour les couches 50-70 cm et 70-90 cm, et enfin une troisième valeur d_{bas} pour les couches 90 cm à 130 cm.
La porosité structurale diminuant avec la profondeur, la distance moyenne entre deux pores structuraux augmente.

Ainsi, le nombre de paramètres à ajuster se réduit à cinq. Le gonflement des couches profondes n'étant pas mesuré, nous avons fixé arbitrairement la valeur de d_{bas} à 4 cm. **Il reste donc quatre paramètres à déterminer**.

- **Choix du vecteur des observations.**

Comme **vecteur d'observations nous prenons les gonflements verticaux moyens** en fonction du temps pour l'ensemble des couches mis bout à bout.

En effet, comme nous nous plaçons dans le cas unidimensionnel, il n'y a pas lieu de distinguer les capteurs proches de la fissure de ceux à l'intérieur du massif. De plus, dans le cas de transferts unidimensionnels, la répartition du gonflement en composantes horizontale et

verticale ne dépend que du coefficient d'anisotropie k. Il suffit donc de raisonner sur les mesures verticales.

- **Choix des variables explicatives et des variables simulées.**

Le modèle non linéaire représente le modèle numérique. **Les variables explicatives sont le temps et la couche considérée, les variables simulées sont le gonflement des différentes couches au cours du temps**.

IX.2.2 Résultats.

IX.2.2.1 Expérience Manip6.

La durée d'arrosage est de 60 mn (cf. tableau VIII-7). La durée de la simulation retenue est de 68 mn dans un premier temps, puis de 166 mn (2h46mn).

IX.2.2.1.1 Vérification de la convexité de la fonction somme des carrés des écarts.

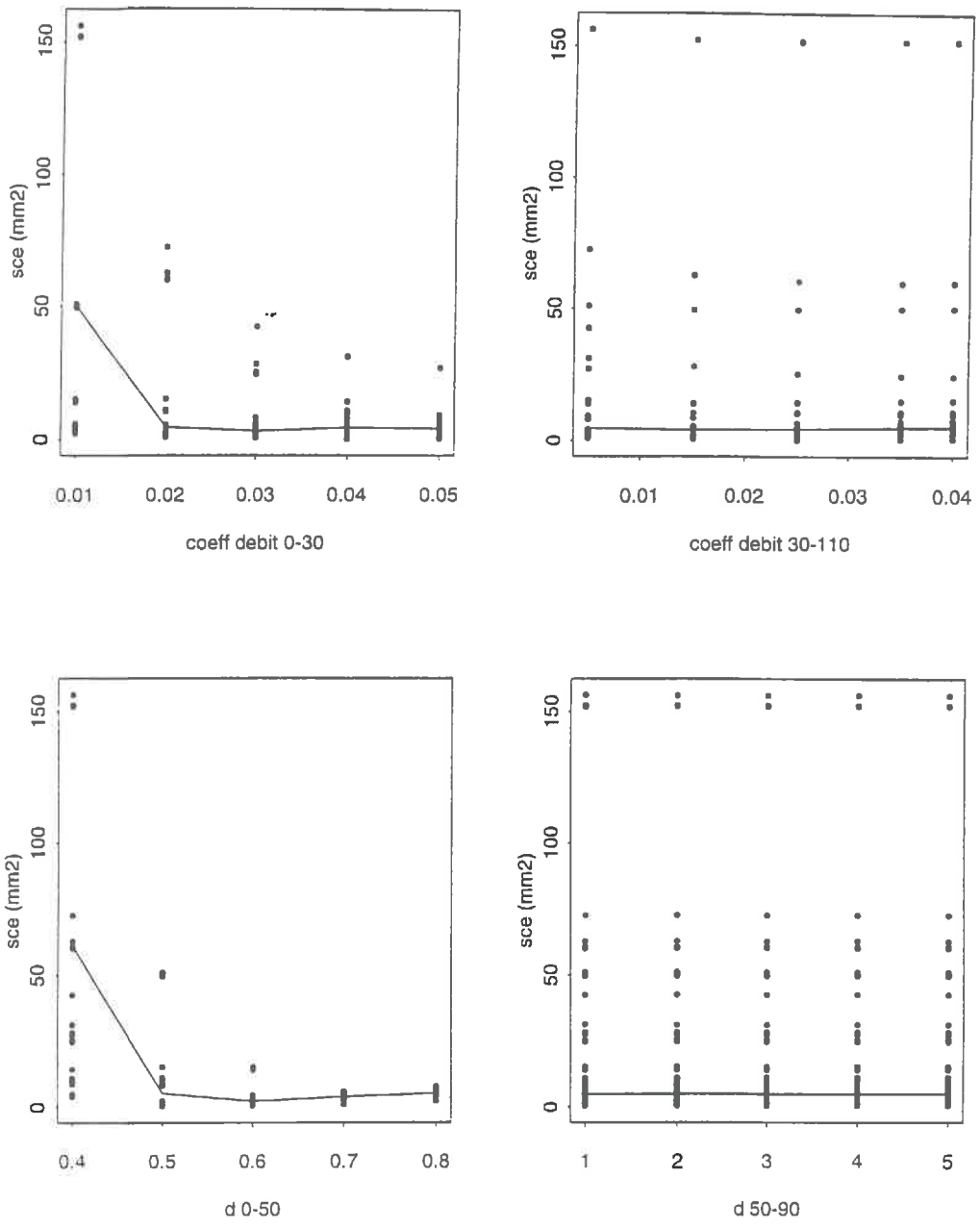
Dans un premier temps, nous avons obtenu dans l'espace des paramètres la forme de la fonction S.
Pour cela, nous avons donné cinq valeurs différentes à chacun des quatre paramètres retenus, ce qui a fait un total de 5^4=625 simulations, chacune d'une durée de simulation de 68 mn.
Du fait de la difficulté à représenter l'évolution de la fonction S dans un espace à 5 dimensions, le graphe IX-1 représente l'évolution de la fonction S pour chaque paramètre.

Seuls les paramètres c_{surf} et d_{ht} ont une forte influence sur S.

Nous avons ensuite tracé les surfaces d'isovaleurs de S.
Le graphe IX-2 représente les courbes d'isovaleurs de S en fonction de c_{prof} et c_{surf}, pour différentes valeurs de d_{ht} (graphes en colonne) et de d_{mili} (graphes en ligne). Le graphe IX-3 représente les courbes d'isovaleurs de S en fonction de d_{ht} et c_{surf} pour différentes valeurs de c_{prof} (graphes en colonne) et de d_{mili} (graphes en ligne).

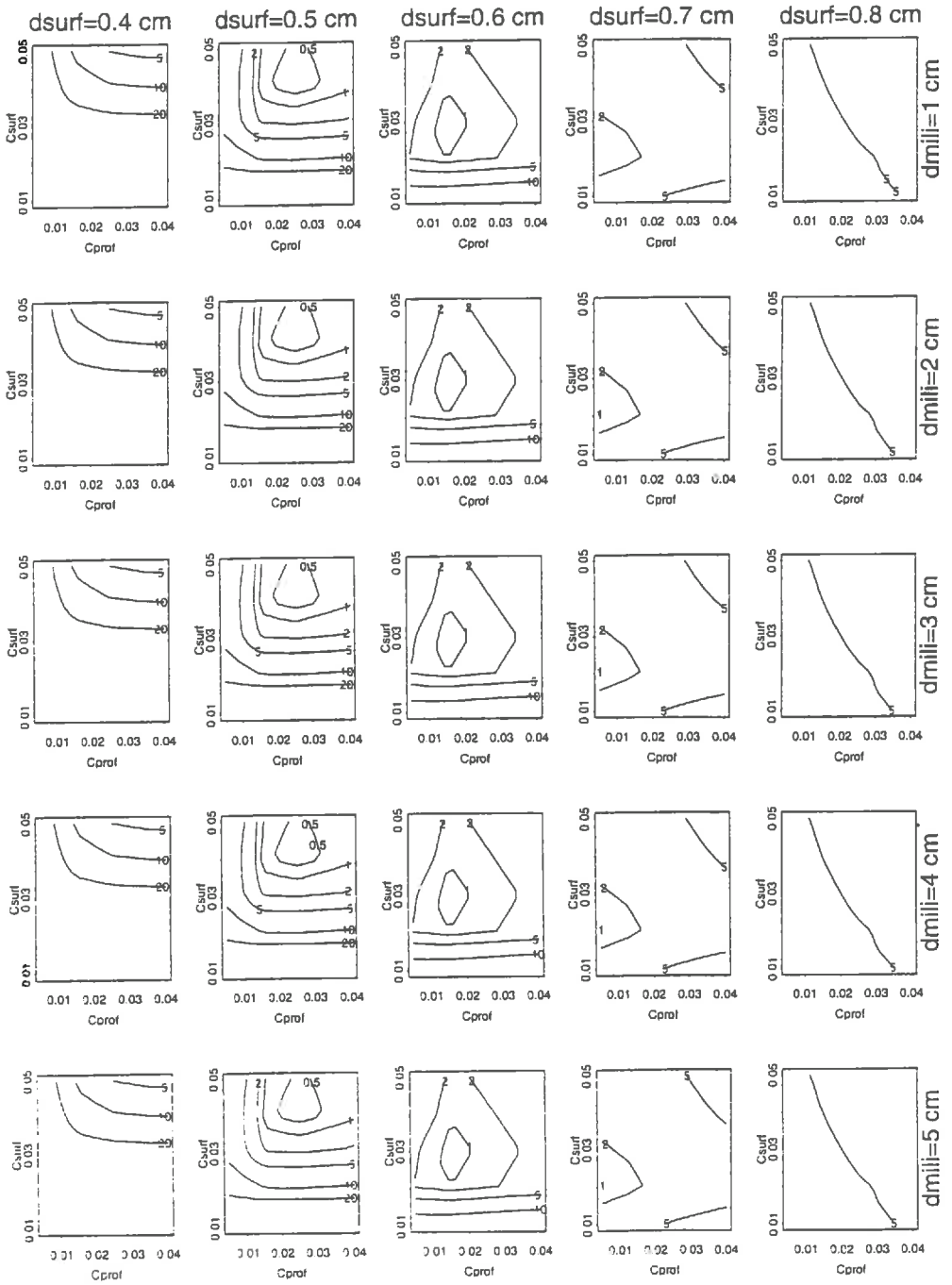
Quelle que soit la valeur de d_{mili}, les graphes obtenus sont similaires. Ce paramètre a donc peu d'influence sur S.
Le paramètre c_{prof} a plus d'influence (cf. graphe IX-3, colonnes par colonnes).
Sur la deuxième colonne du graphe IX-2, on voit que S a une forme convexe. Le minimum absolu se trouve autour de c_{surf} = 0.045 et c_{prof} = 0.025.
Sur la troisième colonne du graphe IX-3, on remarque là aussi la forme ellipsoïdale des courbes d'isovaleurs. Le minimum absolu se situe vers c_{prof} = 0.025, c_{surf} = 0.04 et d_{ht} = 0.52.

La convexité de la fonction S semblant assurée, la convergence de l'algorithme vers un jeu unique de paramètres (pour au moins 3 des 4 paramètres) est probable.

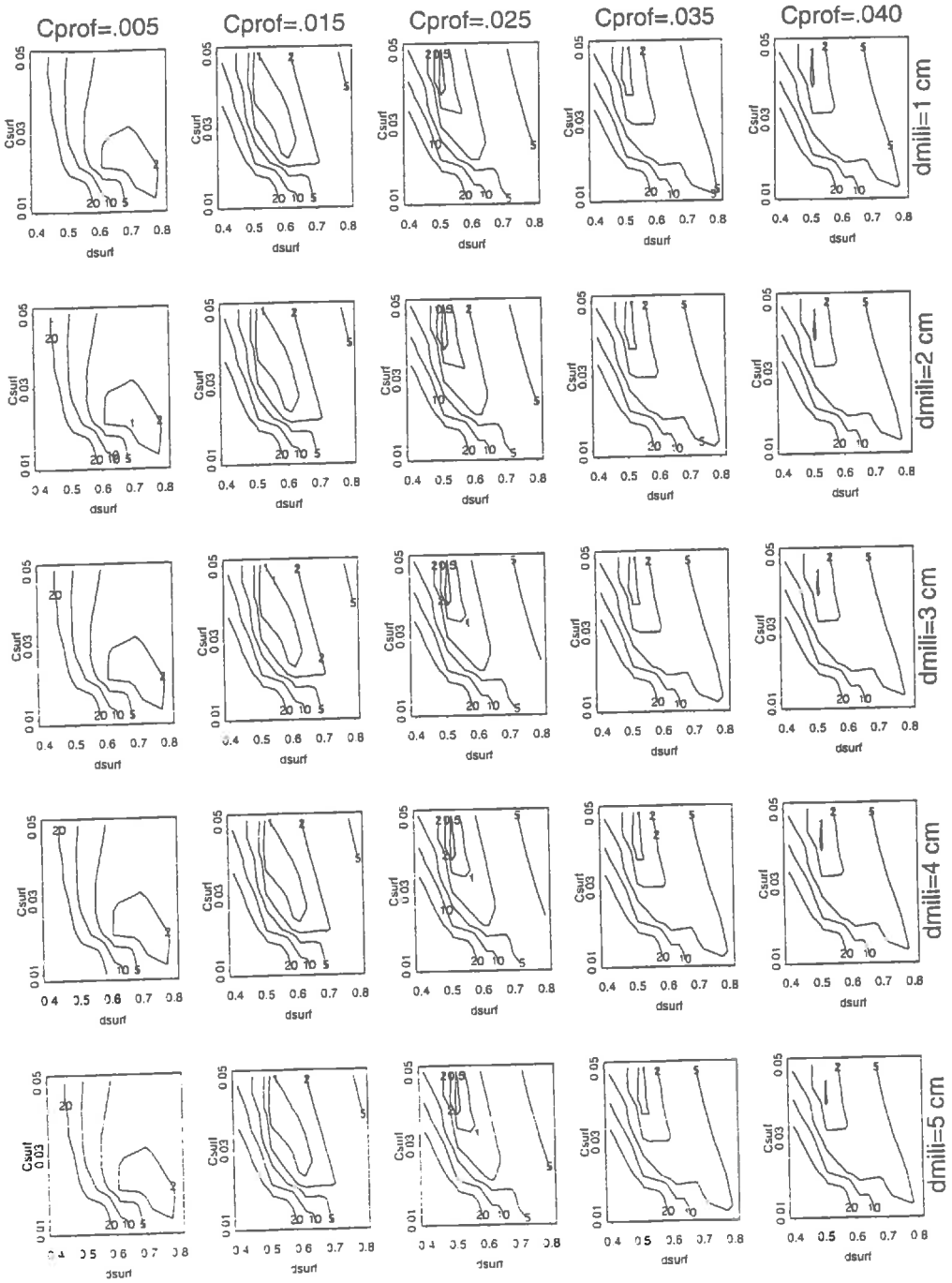


sce = somme des carrés des écarts = la fonction S.

Graphe IX-1: évolution de la somme des carrés des écarts avec chacun des paramètres, Manip6.



Graphe IX-2: évolution de $S=f(c_{prof}, c_{surf})$ pour différentes valeurs de d_{ht} et d_{mili}.



Graphe IX-3: évolution de $S=f(d_{ht}, c_{surf})$ pour différentes valeurs de c_{prof} et d_{mili}.

IX.2.2.1.2 Influence de la valeur initiale du vecteur des paramètres sur la solution.

Le procédé de calage étant itératif, nous ne sommes jamais assurés de l'unicité de la solution. Nous avons donc fait plusieurs calages en partant de valeurs différentes pour les paramètres. Les résultats du calage sont présentés dans le tableau IX-1.

Tableau IX-1: paramètres ajustés pour l'expérience Manip6.

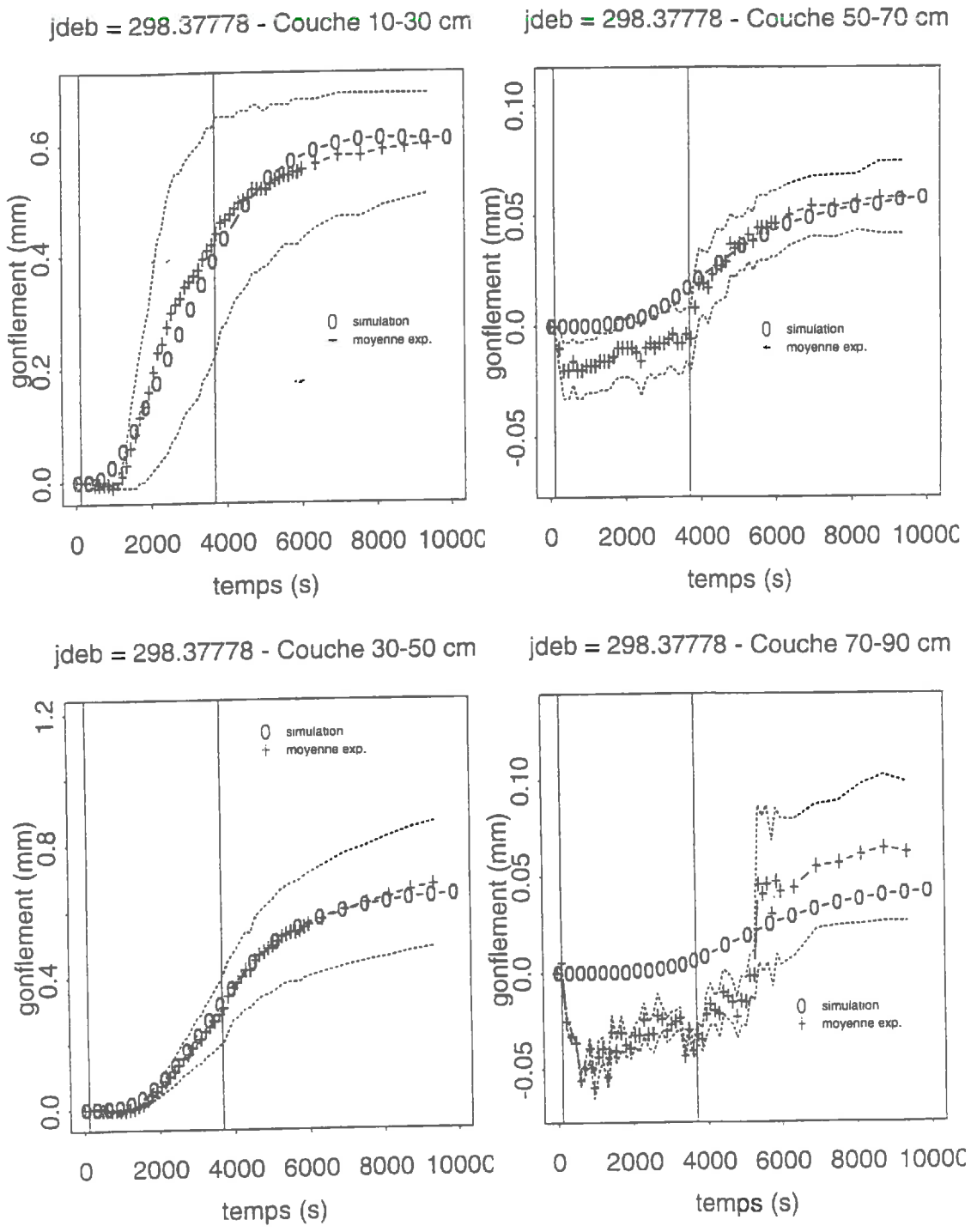
n° simul.	c_{surf} /cm s^{-1}		c_{prof} /cm s^{-1}		d_{ht} /cm		d_{mili} /cm	
	init.	fin (σ)[§]	init.	fin (σ)[§]	init.	fin (σ)[§]	init.	fin (σ)[§]
1	0.02	0.0303 (0.0055)	0.005	0.0210 (0.0070)	1	0.5143 (0.0220)	1.5	4.69 (5.00)
2	0.03	0.0303 (0.0055)	0.02	0.0210 (0.0070)	0.5	0.5143 (0.0220)	4.5	4.68 (5.00)
3	0.01	0.0306 (0.0055)	0.0005	0.0213 (0.0075)	0.7	0.5117 (0.0225)	2.0	8.71 (17.0)
4[#]	0.025	0.0360 (0.0025)	0.01	0.0195 (0.0020)	0.55	0.5240 (0.0150)	3.0	1.31 (0.19)

[#]: la durée de la simulation est de 166 mn,
[§]: l'incertitude d'estimation est donnée sous l'hypothèse linéaire.

La valeur finale des paramètres est indépendante de leur valeur initiale. L'estimation du dernier paramètre pour les simulations 1 à 3 est affectée d'une forte incertitude.

La simulation 4 a duré 166 mn, alors que les trois premières ont duré 68 mn. Les valeurs de l'ensemble des paramètres diffèrent peu des résultats précédents et leur incertitude est réduite. Ceci est particulièrement vrai pour le dernier paramètre. Cela se comprend car le gonflement de la couche 50-70 cm, à laquelle se rapporte le paramètre d_{mili}, est négligeable jusqu'à environ 70 mn de simulation et augmente par la suite.

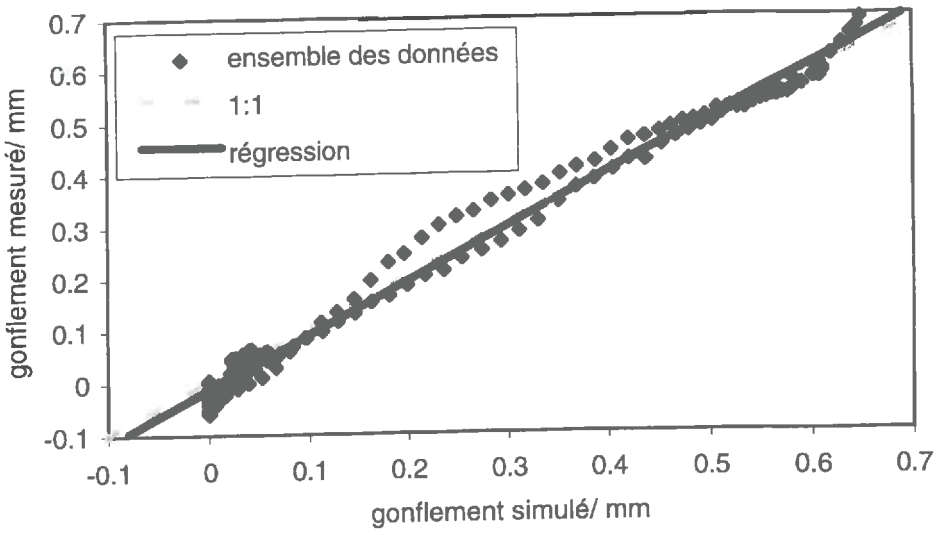
Les gonflements observés et simulés (simulation 4) pour les différentes couches sont tracés sur le graphe IX-4ab. Les résultats des régressions entre données simulées et données mesurées sont portés dans le tableau IX-2 et sur les graphes IX-5 et IX-6abcd.



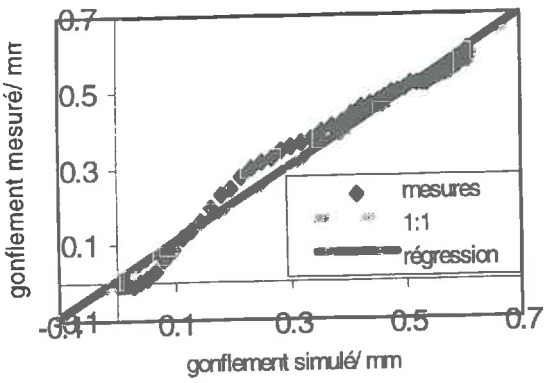
a: couches 10-30 cm et 30-50 cm, *b: couches 50-70 cm et 70-90 cm,*

les traits continus verticaux représentent le début et la fin de l'arrosage,
les pointillés gris représentent la dispersion expérimentale du gonflement des différents capteurs.

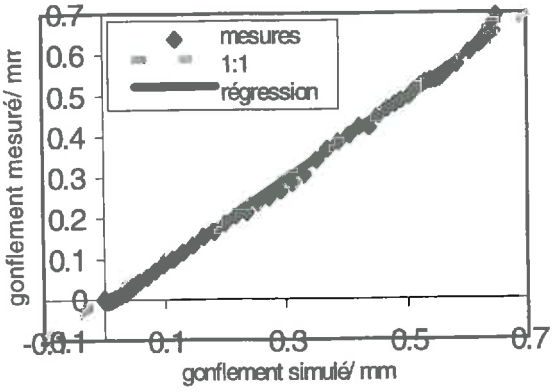
Graphe IX-4: gonflements observés et simulés des différentes couches, simulation 4, Manip6.



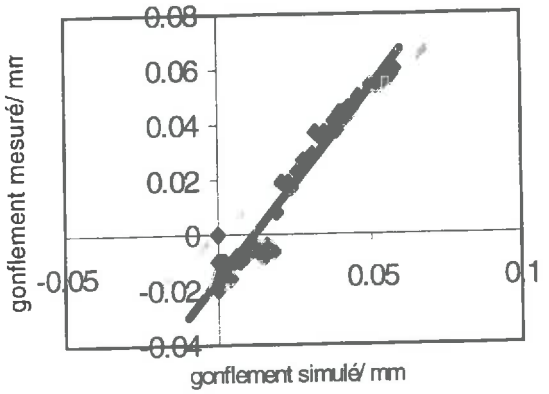
Graphe IX-5: comparaison gonflements simulés et mesurés pour l'ensemble des couches, Manip6, phase de calage.



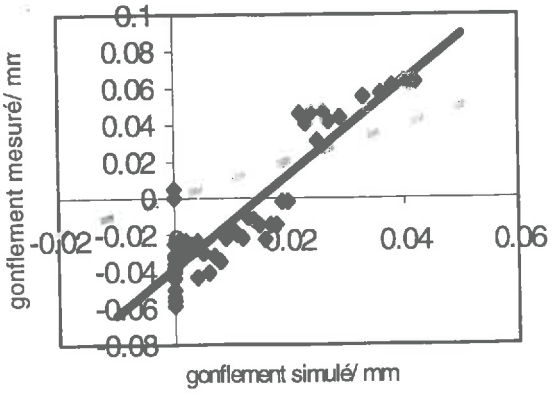
a: couche 10-30 cm



b: couche 30-50 cm



c: couche 50-70 cm



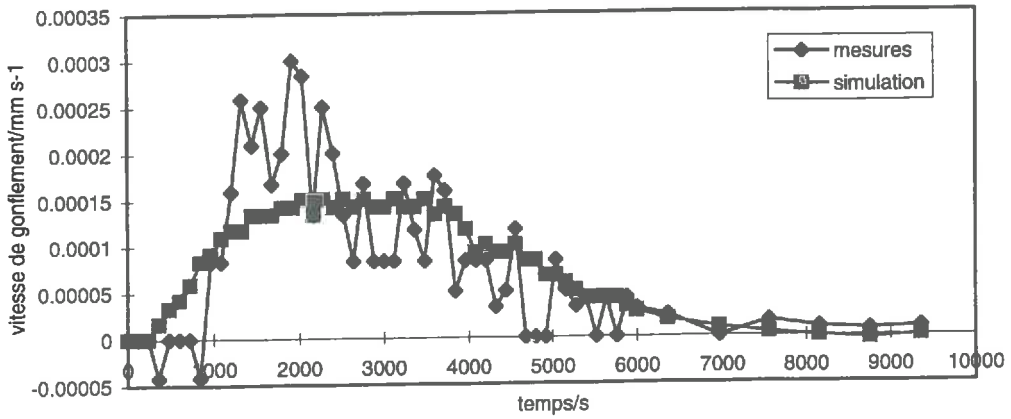
d: couche 70-90 cm

Graphe IX-6: gonflements simulés et observés pour les différentes couches, Manip6, phase de calage.

Tableau IX-2: régressions données simulées/ mesurées, Manip6, phase de calage.

régression	couche de sol/cm (nombre de données)				
	10-70 (n=232)	10-30 (n=58)	30-50 (n=58)	50-70 (n=58)	70-90 (n=58)
pente (σ) /mm mm^{-1}	1.031 (0.007)	0.988 (0.019)	1.026 (0.007)	1.391 (0.039)	2.564 (0.147)
origine (σ) /mm	-0.013 (0.022)	0.010 (0.031)	-0.015 (0.011)	-0.016 (0.006)	-0.038 (0.014)
R^2	0.990	0.980	0.998	0.959	0.844
pente≠1 ? (α = 5%)	O	N	O	O	O

Pour l'ensemble des couches, les résidus se répartissent plus ou moins aléatoirement autour de la droite de régression (cf. graphe IX-5).
Ceci n'est plus vrai lorsque l'on raisonne couche par couche (cf. par exemple graphe IX-6a). Le modèle surestime le gonflement au début de la simulation, puis le sous-estime avant de le surestimer de nouveau. La cinétique de gonflement n'est donc pas exactement simulée (cf. graphe IX-7).



Graphe IX-7: vitesses de gonflement simulée et observée en fonction du temps, couche 100-300, Manip6.

Malgré cela, la pente de la régression n'est pas significativement différente de 1. Pour la couche 30-50 cm, la reconstitution des données est bonne (R^2 = 0.998), même si là aussi le gonflement est simulé avant d'être mesuré.

Pour les couches plus profondes, le gonflement moyen mesuré est inférieur à 0.05 mm, ce qui est très faible et rend difficile l'interprétation définitive de la qualité de la simulation.

Pour l'ensemble des couches, le gonflement simulé se situe toujours à l'intérieur de la dispersion expérimentale des différents capteurs.

IX.2.2.1.3 Conclusion.

L'étude de l'algorithme de calage a été menée sur les données de l'expérience Manip6. Nous avons montré que le jeu de paramètres obtenu est unique. Ceci valide donc l'algorithme de calage utilisé. Il peut donc être appliqué aux autres expériences.

IX.2.2.2 Autres expériences.

Nous avons calé les différents paramètres pour chacune des expériences Manip4 à Manip8. Les résultats sont synthétisés dans le tableau IX-3.

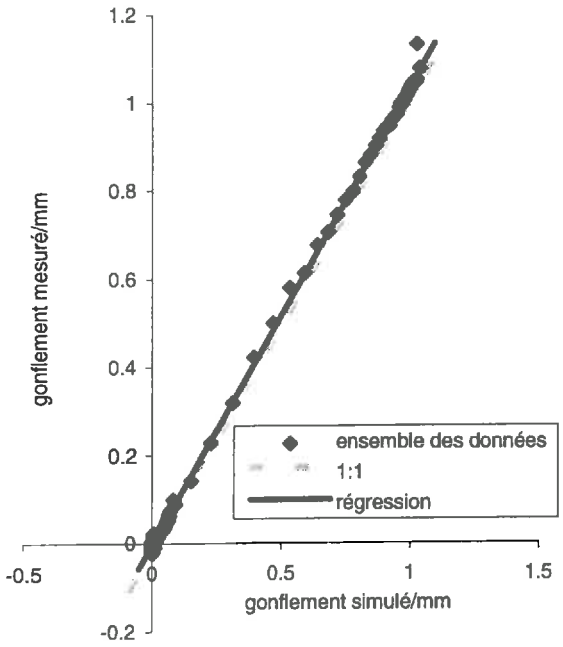
Tableau IX-3: calage des paramètres pour les différentes expériences.

expérience Manip*i*	paramètres à caler $(\sigma)^{\S}$				
	c_{surf} /cm s^{-1}	c_{prof} /cm s^{-1}	d_{ht} /cm	d_{mili} /cm	d_{bas} /cm
4	0.05	5.0	0.27	0.3	4
	(?)	(?)	(?)	(?)	
5	0.0218	2.940	0.276	0.826	4
	(0.004)	(2.625)	(0.005)	(1.32)	
6	0.0360	0.0195	0.524	1.31	4
	(0.0025)	(0.0020)	(0.015)	(0.19)	
7	0.0395	0.725	0.293	39.14	4
	(0.008)	(0.223)	(0.02)	(460)	
8	0.0420	0.0485	0.449	2.454	4
	(0.007)	(0.010)	(0.003)	(0.49)	
8[#]	0.0434	0.0478	0.440	2.450	2.62
	(0.007)	(0.009)	(0.003)	(0.53)	(7.5)

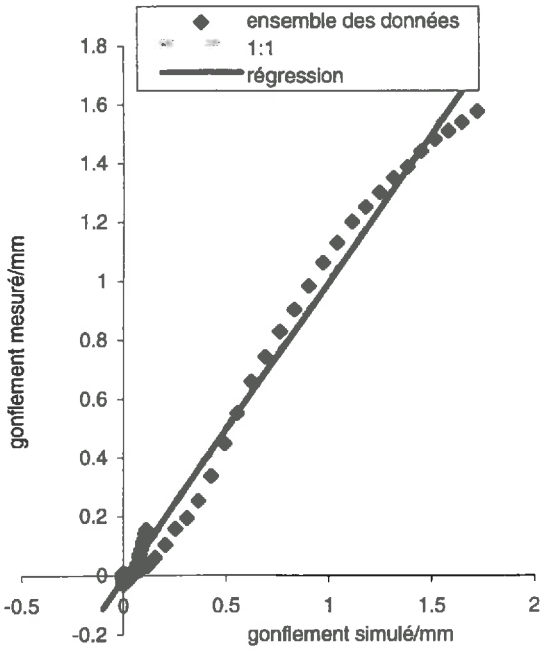
[#]: calage des 5 paramètres,
[§]: les écart-types sont calculés sous l'hypothèse linéaire.

Pour le calage de l'expérience Manip4, l'algorithme n'a pas pu converger. Nous avons donc pris les valeurs des paramètres correspondant à la dernière itération. Pour l'expérience Manip5, le calage ne porte que sur la première heure de l'expérience car nous avons perdu les données après la fin de l'arrosage. L'estimation de cinq paramètres au lieu de quatre dans l'étude de l'expérience Manip8 ne change pas la valeurs des quatre premiers paramètres.

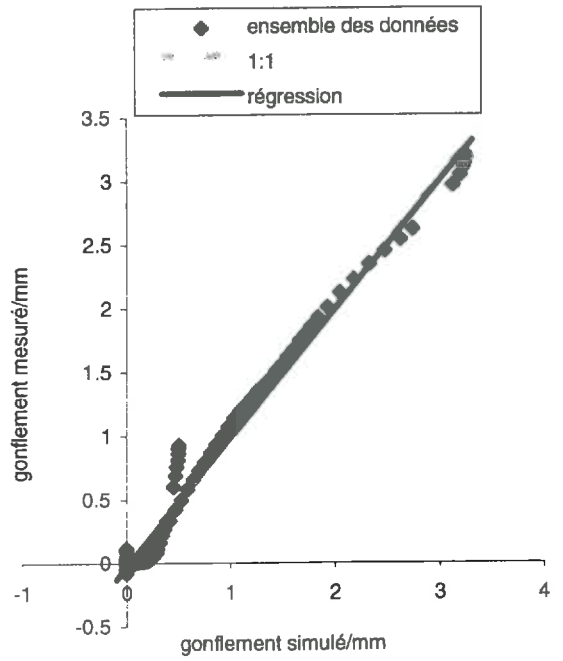
Les résultats graphiques sont donnés pour l'ensemble des couches sur les graphes IX-8 à IX-11.



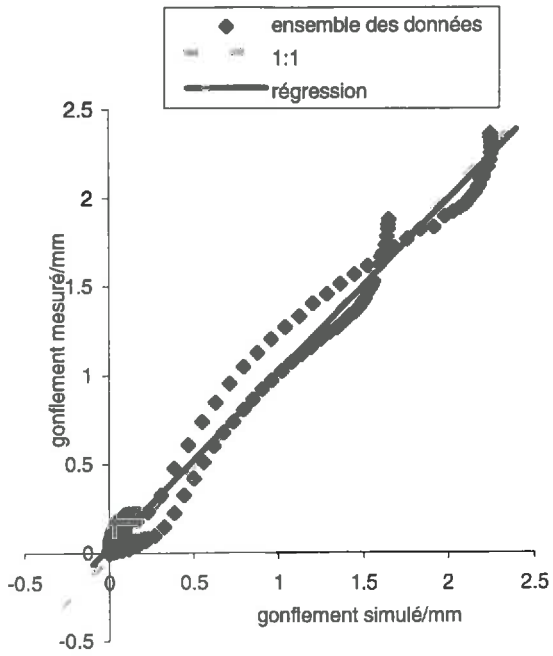
Graphe IX-8: comparaison gonflements simulés et mesurés pour l'ensemble des couches, Manip4, phase de calage.



Graphe IX-9: comparaison gonflements simulés et mesurés pour l'ensemble des couches, Manip5, phase de calage.



Graphe IX-10: comparaison gonflements simulés et mesurés pour l'ensemble des couches, Manip7, phase de calage.



Graphe IX-11: comparaison gonflements simulés et mesurés pour l'ensemble des couches, Manip8, phase de calage.

La reconstitution des données est correcte pour l'expérience Manip4. Cependant, seul le gonflement de la couche 10-30 cm a été observé au cours de cette expérience.

Pour les expériences Manip7 et Manip8, le modèle ne simule pas exactement le gonflement moyen observé. Pour chaque couche, la courbe *gonflement mesuré = f (gonflement simulé)* "ondule" le long de la première bissectrice. Ceci signifie donc qu'en règle générale, **la cinétique de gonflement n'est pas correctement simulée par le modèle**.

IX.2.3 Discussion sur la valeur des paramètres.

- d_{bas} : il a été estimé sur la Manip8 seulement. La faible amplitude des mouvements des couches profondes implique une forte incertitude sur son estimation. La valeur trouvée par calage ne peut donc pas être distinguée de la valeur arbitraire qui lui a été initialement affectée.

- d_{mili} : ce paramètre a des valeurs différentes d'une expérience à une autre. Cependant, les intervalles de confiance à 95 % (valeur estimée +- $2\cdot\sigma$) se recoupent largement. Une valeur moyenne peut donc être affectée à l'ensemble de ces expériences. Celle-ci est calculée à partir d'une pondération égale à l'inverse de la variance d'estimation.

- d_{ht} : les valeurs estimées diffèrent significativement d'une expérience à l'autre. Le sens physique de d correspond à la moitié de la taille d'un agrégat moyen dans le cas de milieu structuré. Lorsque la taille des agrégats varie au cours du retrait, d dépend de la teneur en eau matricielle. Ceci n'est pas le cas ici et la régression effectuée entre la teneur en eau matricielle au début de l'expérience et d n'est pas significative. Finalement, nous avons là aussi calculé une moyenne pondérée sur l'ensemble des couches.

- c_{surf} **et** c_{prof} : ces paramètres varient fortement d'une expérience à une autre. Ils ne peuvent être reliés à l'intensité de la pluie. En effet, les intensités apportées dans les expériences Manip5 et Manip6 sont identiques, alors que les valeurs des paramètres diffèrent.

L'intensité de la première partie de l'expérience Manip7 est comparable à celle des deux expériences précédentes. Un calage effectué sur cette première partie seulement donne les valeurs des paramètres suivantes :

$$c_{surf} = 0.0236 \text{ (+- } 0.005), \; c_{prof} = 6.35,$$
$$d_{ht} = 0.312 \text{ (+- } 0.01), \; d_{mili} = 0.556.$$

Les paramètres c_{prof} et d_{mili} sont affectés d'une forte incertitude. La valeur de c_{surf} est identique à celle trouvée dans Manip5 (cf. tableau IX-3), mais différente de Manip6. L'interprétation des conductances est donc délicate, mais nous pouvons les réexaminer à la lumière des résultats de Germann & Di Pietro (1996).

Le tableau 4 de ces auteurs montre que pour un milieu donné, la conductance est constante si l'écoulement est de type préférentiel. Par contre, lorsqu'il est de type diffusif, la conductance augmente lorsque l'intensité d'apport diminue.
Le spectre de la porosité structurale s'étendant de 10 µm à plusieurs mm (cf. annexe P), l'écoulement structural peut être a priori de type diffusif ou préférentiel. Nous pouvons considérer que les faibles intensités de Manip5, Manip6 et le début de Manip7 favorisent le type diffusif, contrairement aux fortes intensités de Manip4, Manip8 ou à la deuxième partie de Manip7 qui favorisent le type préférentiel.
Ceci expliquerait les différentes valeurs de la conductance entre les faibles et les fortes intensités, mais pas sa variation d'une expérience à l'autre lorsque l'intensité est constante.

Les auteurs précédents ont également étudié l'influence du type d'écoulement sur la valeur de l'exposant b. Ils font l'hypothèse que l'écoulement est laminaire. Ils montrent que la valeur de b augmente et dépend de l'apport lorsque le type diffusif prédomine, alors qu'elle reste constante lorsque l'écoulement est de type préférentiel.
Chen & Wagenet (1992) ont étudiés théoriquement l'influence du régime d'écoulement (laminaire ou turbulent) dans un macropore cylindrique vertical sur la valeur de b. Elle est égale à 2 si le régime est laminaire et à 2/3 dans le cas contraire. Ils situent la limite entre les deux régimes pour un rayon de pore de 100 µm.
La taille de la porosité structurale du milieu étudié couvre les deux régimes d'écoulement possible. Les intensités apportées lors des expérimentations peuvent engendrer les deux types d'écoulements. Il est donc probable, d'une part que l'exposant b ne soit pas constant d'une expérience à une autre, d'autre part que pour une intensité donnée le régime d'écoulement dans la porosité structurale dépende du degré de remplissage initial de cette porosité.

L'évolution de b avec d'une part l'intensité d'apport, d'autre part le degré de remplissage initial de la porosité structurale n'est pas pris en considération par le modèle. Expérimentalement, il nous est par ailleurs impossible de connaître exactement le taux de saturation de la porosité structurale.

IX.2.4 Conclusion.

Pour chaque expérience, l'algorithme d'ajustement non linéaire permet de trouver un jeu unique de paramètres. Sur cinq paramètres retenus, quatre peuvent être calés, le faible gonflement des couches profondes n'ayant pas permis de déterminer d_{bas}. Les conductances diffèrent d'une expérience à une autre, alors que nous avons pu calculer une valeur moyenne sur l'ensemble des expériences pour les paramètres relatifs à la distance d'échange structure - matrice.

Ces paramètres gardent leur sens physique. Ils décroissent de la surface vers la profondeur, ce qui est en accord avec la décroissance de la porosité structurale. Leur ordre de grandeur est également compatible avec la taille centimétrique des agrégats élémentaires dans les couches de surface.

L'interprétation des paramètres relatifs aux transferts structuraux est plus délicat. La modélisation retenue utilise une relation puissance entre le flux structural et le taux de saturation de la porosité structurale avec un exposant fixé à 1.5.

Or d'après les travaux de Germann & Di Pietro (1996), cet exposant est toujours supérieur ou égal à deux (resp. trois) dans le cas d'écoulements verticaux laminaires dans des tubes (resp. fissures planes). De plus, il augmente avec la tortuosité de l'écoulement. Il devient inférieur à 2 lorsque l'écoulement est turbulent (Chen & Wagenet, 1992).

La modélisation des transferts structuraux peut donc constituer une des limites du modèle.

Avec un jeu déterminé cependant, le modèle reconstitue correctement les expériences réalisées. Nous avons donc utilisé le modèle afin de simuler la dernière expérience avec les conductances obtenues sur l'expérience Manip8. En effet, les intensités d'apport sont comparables dans les deux cas. Le jeu de paramètres utilisé est alors le suivant :

Tableau IX-4 : paramètres utilisés dans la simulation de l'expérience Manip9.

c_{surf}	c_{prof}	d_{ht}	d_{mili}	d_{prof}
/cm s-1	/cm s-1	/cm	/cm	/cm
0.0434	0.0478	0.440	2.45	2.62

IX.3 Test du modèle.

La comparaison modèle - expérience "Manip9" porte d'une part sur la déformation du prisme, d'autre part sur l'apparition et la disparition de la nappe fissurale.

IX.3.1 Gonflements horizontaux et verticaux du massif.

Les comparaisons entre les simulations et les valeurs moyennes par couche sont présentées sur les graphes IX-12 à IX-15.

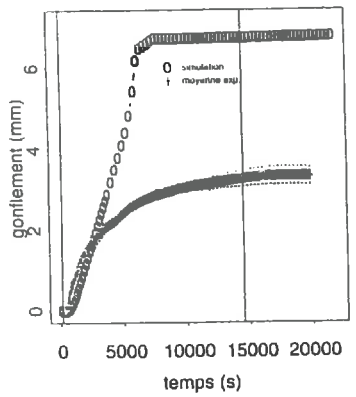
- **Gonflements verticaux.**

L'examen des graphes montre de fortes différences entre les données enregistrées et celles simulées. Ni l'amplitude des mouvements, ni leur cinétique ne sont correctement reproduits. Pour l'ensemble des couches, le gonflement apparaît avant d'être simulé. Nous allons maintenant examiner les résultats couche par couche.

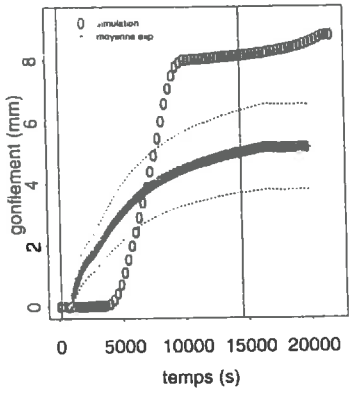
Pour les couches profondes (50-70 cm et 70-90 cm), le gonflement simulé se situe toujours à l'intérieur de la dispersion expérimentale. A tout instant, les mesures des capteurs V5.2 et V6.2 encadrent le gonflement simulé de la couche 50-70 cm.

Le gonflement simulé de la couche 30-50 cm ne suit ni la moyenne expérimentale, ni aucun des capteurs. Les faibles mouvements initiaux de cette couche simulés par le modèle sont dus d'une part à la faible teneur en eau matricielle initiale qui implique une faible conductivité matricielle (de l'ordre de $2.3 \cdot 10^{-6}$ cm j^{-1}), d'autre part au faible remplissage de la porosité structurale à cette profondeur. La brusque augmentation de la vitesse de gonflement (cf. graphe IX-14b) est alors la conséquence de la saturation de la porosité structurale, et non de l'exhaussement de la nappe fissurale. Ensuite, la vitesse simulée diminue au fur et à mesure que la teneur en eau matricielle se rapproche de la teneur en eau au point d'entrée d'air fissural. Une fois celle-ci atteinte, les mouvements de sol sont nuls par construction du modèle.

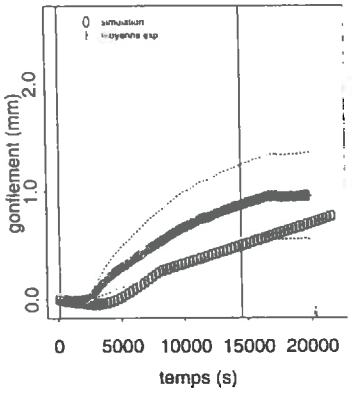
Concernant la couche 10-30 cm, là aussi le gonflement est mesuré avant d'être simulé. Ensuite, alors que la vitesse de gonflement expérimentale diminue, la vitesse simulée reste constante (cf. graphe IX-14a). Là aussi, la brusque augmentation du gonflement simulé est due à la saturation de la porosité structurale. La chute de la vitesse simulée est ensuite très rapide. Ceci correspond à l'instant où à la teneur en eau matricielle devient égale à la teneur en eau au point d'entrée d'air fissural.



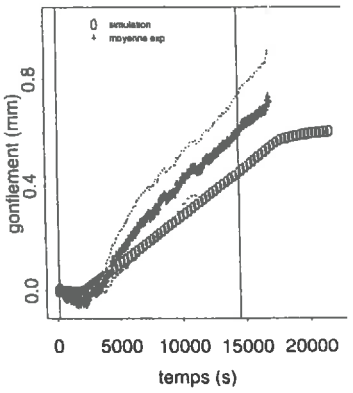
a : couche 10-30 cm,



b : couche 30-50 cm,



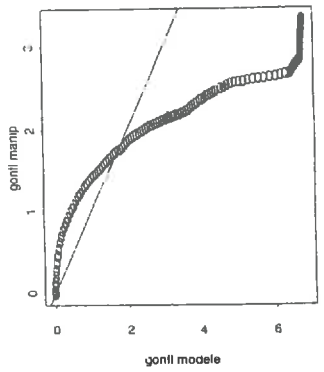
c : couche 50-70 cm,



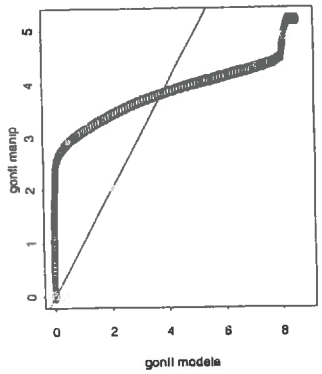
d : couche 70-90 cm,

les traits verticaux représentent la durée de l'apport ; les pointillés représentent la dispersion expérimentale.

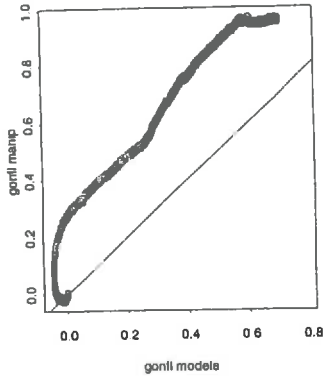
Graphe IX-12 : évolution des gonflements verticaux moyens simulés et mesurés, Manip9.



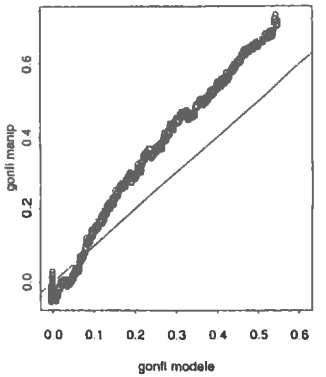
a : couche 10-30 m,



b : couche 30-50 cm,



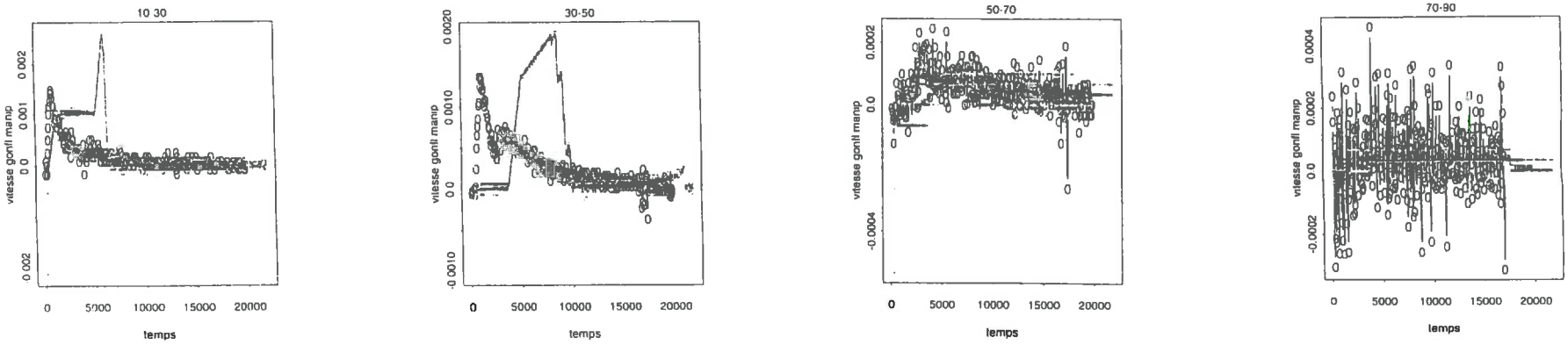
c : couche 50-70 cm,



d : couche 70-90 cm,

le trait plein représente la droite de pente 1.

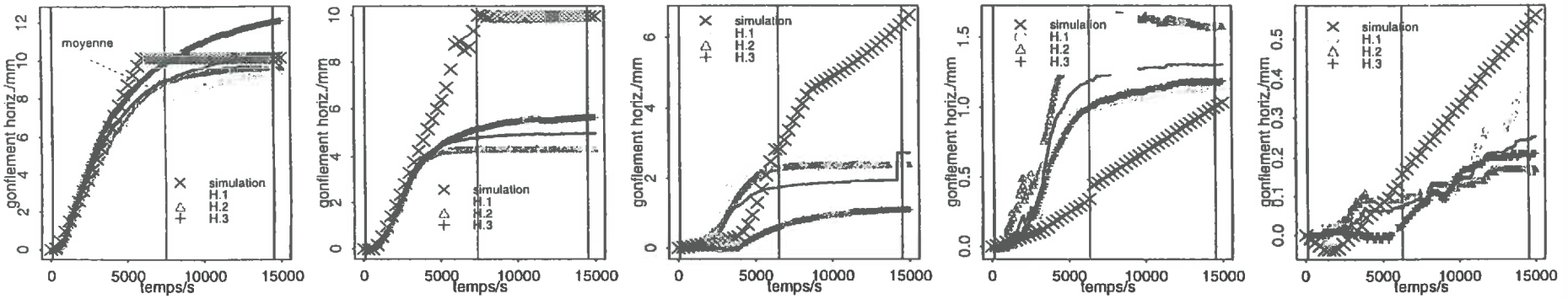
Graphe IX-13 : comparaisons des gonflements verticaux moyens, Manip9.



a : couche 10-30 cm, *b : couche 30-50 cm,* *c : couche 50-70 cm,* *d : couche 70-90 cm,*

les symboles O représentent les valeurs expérimentales, les croix reliées par une droite continue les valeurs simulées.

Graphe IX-14 : comparaisons des vitesses de gonflement, Manip9.



a : z ~ 7 m, *b : z ~ 27 cm,* *c : z ~ 47 cm,* *d : z ~ 67 cm,* *e : z ~ 87 cm,*

les traits verticaux continus représentent la durée de l'apport ; le trait vertical grisé représente l'instant d'arrivée de la nappe fissurale.

Graphe IX-15 : évolution des gonflements horizontaux mesurés et simulés, Manip9.

- **Gonflements horizontaux.**

Les gonflements verticaux étant mal simulés, il est normal qu'il en soit de même pour les gonflements horizontaux (cf. graphe IX-15abcde). Les capteurs expérimentaux présentent une faible dispersion, et les résultats de la simulation sont toujours à l'extérieur de celle-ci.

A la profondeur 87 cm, l'allure générale du gonflement est respectée, même si l'amplitude simulée est supérieure à l'amplitude mesurée. Cependant, les mouvements mesurés sont dus au moins en partie à la réhumectation à partir de la nappe fissurale, alors que dans le modèle ils sont dus aux transferts structure - matrice.

On peut cependant remarquer qu'au début de la simulation, le modèle reconstitue correctement le gonflement horizontal aux profondeurs 7, 27 et 47 cm (cf. graphes IX-15abc avant 4000 s).

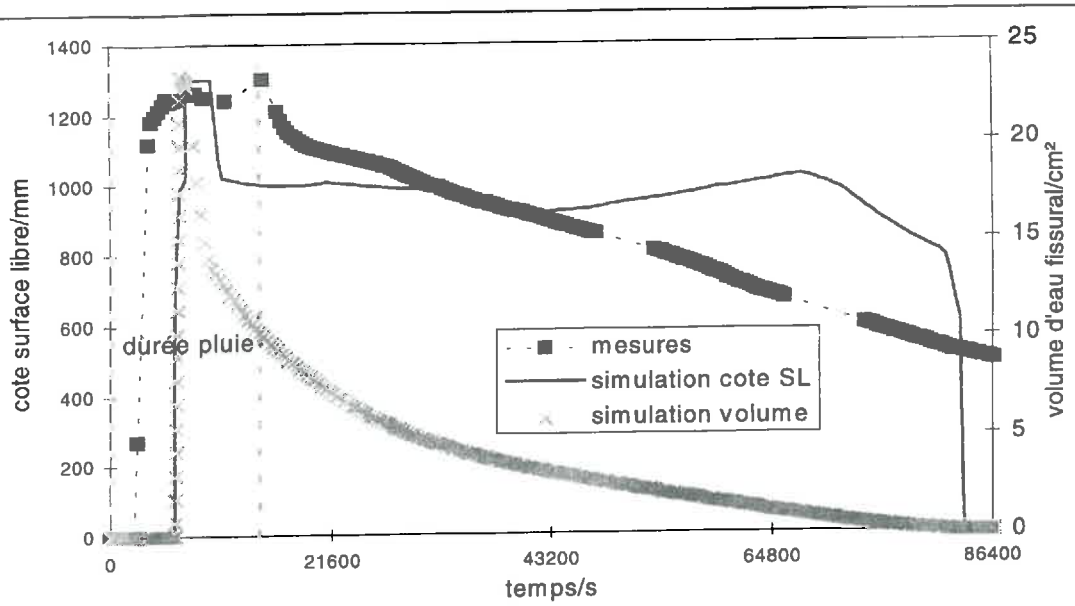
A la profondeur 47 cm, la brusque augmentation du gonflement simulé est là aussi la conséquence de la saturation de la porosité structurale. A cette profondeur et en dessous (graphes IX-15cde), l'arrivée de la nappe fissurale se traduit juste par une discontinuité dans le gonflement, mais pas par une augmentation de la vitesse. Ceci est dû à la faible conductivité matricielle qui ne permet pas la propagation rapide du front de réhumectation latérale.

A la profondeur 27 cm, le gonflement total est largement surestimé par le modèle, comme d'ailleurs à la profondeur 47 cm. Cette surestimation est de l'ordre de 2, ce qui correspond également à la surestimation du gonflement vertical de la couche 10-30 cm (cf. graphe IX-12a). L'arrivée à cette profondeur de la nappe fissurale ne s'accompagne pas de l'augmentation de la vitesse du gonflement.

Pour la profondeur 7 cm, l'amplitude des mouvements est correctement simulée, même si la cinétique n'est pas exactement reconstituée. Le gonflement simulé s'arrête à environ T = 6500 s. Ceci correspond à la fermeture de la fissure à cet instant. Cette fermeture n'est pas observée sur le terrain, et le gonflement mesuré se poursuit (cf. graphe IX-15a).

IX.3.2 Nappe fissurale.

Nous avons reporté sur le graphe IX-16 l'évolution comparée de la cote de la surface libre pendant 24 h.



Graphe IX-16 : évolution de la cote de la surface libre mesurée et simulée, Manip9.

La simulation montre que l'écoulement fissural débute à 6120 s, soit 1h42 après le début de la pluie. Les mesures montrent elles que la nappe s'installe après 42 mn. Le modèle retarde l'apparition de la nappe fissurale.

L'écoulement dans la fissure n'apparaît que lorsque la capacité d'infiltration des porosités matricielle et structurale est dépassée en surface. Du fait des fortes conductances structurales que nous avons utilisées dans le modèle, la porosité structurale se sature à partir du bas du profil. Ainsi, le modèle ne prévoit un écoulement fissural que lorsque cette saturation atteint la surface, soit après 1h42 dans cette simulation.

Les mesures montrent que en 12 mn la nappe atteint la cote de 120 cm. Ceci est correctement simulé par le modèle qui trouve une durée de 10 mn.

La cinétique de disparition de la nappe est mal reconstituée. Trois phases peuvent être distinguée concernant la décroissance de la cote simulée :

(i) une chute brutale 3 heures après le début de l'apport. Ceci correspond à la fermeture de la fissure en surface, celle-ci restant ouverte en profondeur. Dans ce cas, la cote de la surface libre est recalculée par le modèle.

(ii) un plateau légèrement ondulé jusqu'à environ 20 heures de simulation. Ceci correspond à la diffusion matricielle de l'eau fissurale sans apport par la surface (fissure refermée superficiellement). Sous l'hypothèse de retrait normal que nous avons utilisée, tout volume d'eau qui se réinfiltre dans la matrice va créer un gonflement de même volume. Ainsi, au cours de cette phase, le niveau d'eau de la nappe fissurale ne devrait pas bouger, ce qui est plus ou moins simulé. Les ondulations que l'on simule sont dues à des fermetures ponctuelles de la fissure en profondeur.

(iii) une disparition brutale après 20 heures de simulation. Elle est due à la disparition de l'eau fissurale dans la matrice. Celle-ci ayant gonflée, la fissure s'est refermée en deux nombreux endroits en profondeur. Le volume de la fissure est très faible et toute disparition de l'eau fissurale se traduit par une fort affaissement de la surface libre.

Il est donc préférable de raisonner non pas sur la cote de la surface libre, mais sur le volume d'eau présent dans la fissure (cf. les symboles × sur le graphe IX-16). Le modèle simule alors une décroissance continue de ce volume, jusqu'à sa disparition complète après 20 heures de simulation. L'évolution simulée est parallèle aux mesures de hauteurs d'eau dans le piézomètre, mais celui-ci indique que la nappe n'a pas disparue après 24 heures, d'où une contradiction avec le modèle.

Au moins deux hypothèses peuvent expliquer la réponse du piézomètre :

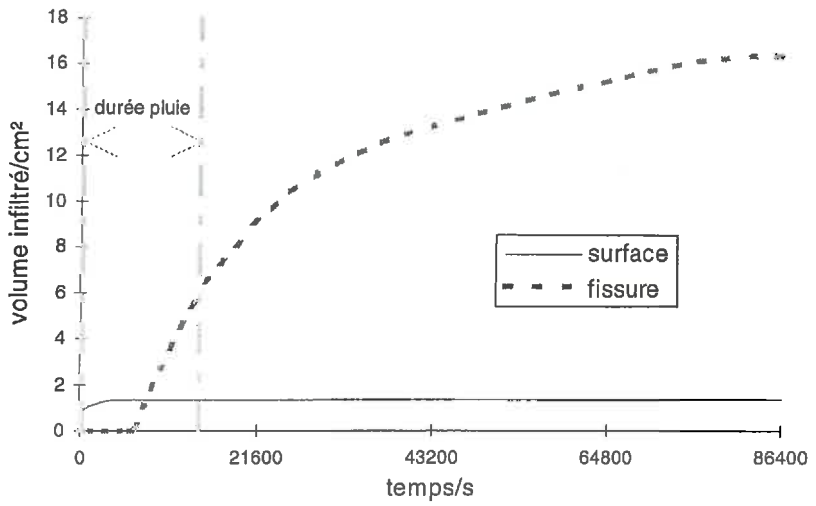
(i) si le niveau d'eau dans le piézomètre est effectivement celui dans la fissure (ceci a été vérifié lors de l'établissement de la nappe fissurale), alors seule l'hétérogénéité spatiale de la taille des prismes (cf. figure VIII-1), donc de la taille des fissures, à l'intérieur du "vertiscope" peut expliquer la lente disparition de la nappe fissurale. L'observation sur le terrain à travers les fenêtres en Plexiglas de la plaque inox a montré que la surface libre de la nappe fissurale diminuait plus rapidement sur la face avant du prisme que dans le piézomètre. Ceci laisse donc supposer l'existence de fuites en profondeur, en plus de l'hétérogénéité précédemment décrite,

(ii) le piézomètre a pu également se colmater au cours du gonflement. Dans ce cas, l'eau serait en quelques sorte prisonnière du piézomètre et la cote enregistrée serait excessivement élevée. De plus, l'eau qui s'échappe du piézomètre devra s'infiltrer directement dans le massif car la taille de la fissure a fortement diminuée (cf. graphe IX-15abcde).

Il est probable que les deux mécanismes interviennent.

En conclusion partielle, nous pouvons dire que le modèle ne permet pas de reconstituer cette expérience.
Concernant l'évolution de la nappe fissurale, cela peut être dû au colmatage du piézomètre et à l'hétérogénéité du réseau fissural à l'intérieur du "vertiscope".
Concernant les mouvements du massif de vertisol, cela est dû à la mauvaise modélisation des écoulements structuraux.

Les résultats de ce modèle ayant trait à l'infiltration matricielle seulement peuvent tout de même être utilisés. En effet, nous avons validé ce module dans la section VII.3. Nous présentons uniquement sur le graphe IX-17 la comparaison entre le volume d'eau infiltré dans la matrice à partir de la surface ou de la fissure.



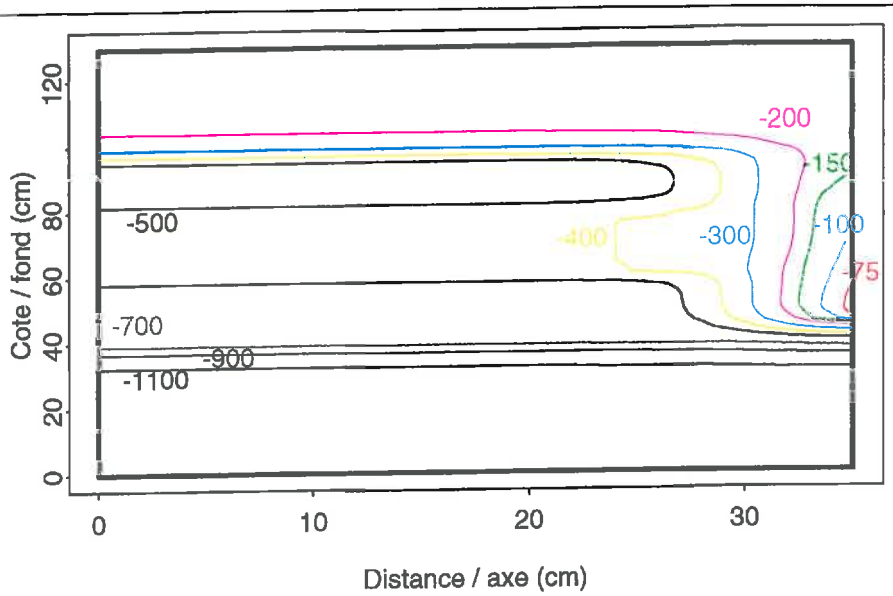
Graphe IX-17 : évolution comparée des volumes infiltrés dans la matrice à partir de la surface et de la fissure.

Après disparition de la nappe fissurale, le volume infiltré à partir de la fissure est 10 fois supérieur à celui infiltré par la surface. Ceci est du à deux raisons :

(i) dans le modèle, la longueur verticale de la fissure ouverte initialement est de 100 cm, alors que la largeur du demi prisme est de 35 cm, soit environ 3 fois plus,

(ii) la durée de la réhumectation est de 4 heures pour la surface, alors que la nappe fissurale est présente pendant 20 heures.

Les isopotentiels tracés après 24 h ont une forme de "bulbe". Ils mettent ainsi en évidence la réhumectation prolongée à partir de la fissure (cf. graphe IX-18). Ces résultats expliquent l'hétérogénéité de la teneur en eau matricielle que l'on peut trouver *in situ* (cf. Jaillard & Cabidoche, 1984).



l'axe du prisme est à gauche de la figure, l'axe de la fissure à droite,
les potentiels sont portés en cmCE.

Graphe IX-18 : isopotentiels simulés à l'intérieur du massif après 24 heures, Manip9.

IX.4 Conclusion du chapitre.

La confrontation des simulations aux données expérimentales a clairement montré les limites du modèle :

(i) le modèle considère que la porosité structurale est homogène par couche, ce qui est en contradiction avec les observations décrites au chapitre VIII,

(ii) les paramètres de calage obtenus sur des expériences données ne peuvent être utilisés pour d'autres expériences. Des travaux théoriques et expérimentaux récents (Chen & Wagenet, 1992 ; Germann & Di Pietro, 1996) montrent que les deux paramètres (conductance et exposant) intervenant dans la relation puissance liant le flux structural à sa teneur en eau dépendent du type (diffusif ou préférentiel) et du régime (laminaire ou turbulent) d'écoulement. Ces deux paramètres sont donc reliés à l'intensité de l'apport et au degré de remplissage initial de la porosité structurale. Cependant, aucune considération théorique ne permet de prédire à priori la valeur de ces paramètres pour un sol donné.
Nos résultats ne permettent donc pas de valider ou de rejeter la loi retenue pour décrire les écoulements structuraux.

Cependant, le modèle a permis de montrer que :

(iii) l'infiltration matricielle à partir de la surface est toujours très inférieure à l'intensité apportée, dans la gamme étudiée. La conséquence est que des écoulements structuraux ont lieu même sous de "faibles" intensités (quelques mm h^{-1}). **Le gonflement du massif en profondeur est alors exclusivement dû à des échanges structure - matrice,**

(iv) la quantité d'eau qui pénètre latéralement dans la matrice à partir de la nappe fissurale est supérieure à l'infiltration verticale. Ceci peut alors expliquer l'hétérogénéité structurée par le réseau fissural de la teneur en eau matricielle mise en évidence par Jaillard & Cabidoche (1984).

Le point (iv) confirme bien que les modèles seulement unidimensionnels ne peuvent être utilisés sur ce type de sol.

Les paramètres calés conduisent à une infiltrabilité structurale très élevée. La "conductivité à saturation" serait de l'ordre de 0.042 cm s^{-1}, soit environ 1.5 m h^{-1}. Or la valeur trouvée au laboratoire sur un échantillon décimétrique non remanié, extrait de la couche 40-50 cm, est de 10^{-3} m h^{-1}. Cette dernière valeur est cependant sous-estimée du fait du lissage des extrémités de l'échantillon.

Conclusion de la troisième partie.

A l'issue de cette partie, le modèle n'a pas pu être entièrement validé.

Cette impossibilité peut s'expliquer en partie par la forte hétérogénéité horizontale de la porosité structurale à l'intérieur d'un prisme unique, qui n'est pas pris en compte dans le modèle. Ceci a été observé lors d'expériences d'infiltration unidimensionnelle dans un massif inter-fissural.

La limitation essentielle du modèle vient donc d'une part de la modélisation des écoulements structuraux intra - massif, dont la validité n'a pu être démontrée, d'autre part de l'impossibilité expérimentale de mesurer ces écoulements.

Les choix faits lors de la construction du modèle peuvent donc être remis en cause. La mauvaise caractérisation micromorphologique actuelle de la porosité structurale explique en partie les hypothèses effectuées initialement.

La nécessité de prendre en compte une infiltration de l'eau dans le massif à la fois verticalement et latéralement a été reconnue expérimentalement et numériquement. La complexité d'un modèle bidimensionnel est donc justifiée dans ce type de milieu.

Conclusion générale et perspectives.

Conclusion générale.

Cette étude a porté sur l'infiltration de l'eau dans un vertisol typique de Guadeloupe.
La forte étendue de ce type de sol dans les zones tropicales et intertropicales et leur utilisation agricole justifient l'intérêt agronomique de ce travail.
Son intérêt scientifique recoupe les études actuellement menées visant à accroître la connaissance, d'une part des écoulements dans la "macroporosité" du sol, d'autre part des transferts dans les sols argileux gonflants.

L'étude a été de nature expérimentale et numérique. L'étude expérimentale a été menée *in situ* à deux échelles (locale et globale) et au laboratoire. Le travail numérique s'est limité à l'échelle locale.

Les points suivants peuvent être dégagés :

- **Concernant le travail expérimental.**

La caractérisation de l'espace poral des vertisols nous amène à distinguer trois compartiments :

- un réseau de **macro-fissures**, où l'eau s'écoule rapidement et gravitairement, délimite des prismes continus,
- à l'intérieur de ces prismes non fissurés, on trouve une **porosité** fine dite **matricielle** et **la porosité structurale** de plus grande taille.

Ces sols peuvent être considérés comme un milieu extrême dans lequel les écoulements macro-fissuraux, non darciens, privilégiés et fugaces, peuvent être facilement séparés des écoulements structuraux intra-prismes dont les mécanismes sont mal connus.

A l'échelle globale de la parcelle agricole drainée :

Nous avons montré que les calculs théoriques du bilan hydrique sous-estiment systématiquement les volumes drainés. Les résultats suggèrent alors un **remplissage préférentiel de la porosité structurale de ce vertisol**.

Nous avons mis en évidence **le remplissage de cette porosité quel que soit le degré d'ouverture des fissures**. Il s'accompagne d'une diffusion, lente mais non nulle, de l'eau structurale vers la porosité matricielle. La portée des résultats obtenus à cette échelle reste cependant limitée par la forte variabilité spatiale de la teneur en eau.

A l'échelle locale d'un prisme de vertisol :

Nous avons étudié l'infiltration dans un prisme de vertisol délimité par les macro-fissures. Par des mesures de gonflement - retrait horizontal et vertical, **nous avons déterminé le coefficient d'anisotropie des mouvements du prisme**.

En l'absence d'écoulement macro-fissural, nous avons pu observer :

(i) une forte hétérogénéité du gonflement à une profondeur donnée. Elle ne peut être attribuée qu'à **une forte variabilité horizontale intra-massif (ou intra-prisme) de la porosité structurale**,
(ii) la forte capacité d'infiltration du massif et l'apparition rapide d'un gonflement du massif en profondeur,

En présence d'écoulement fissural, **l'eau s'écoule rapidement jusqu'au fond de la fissure** où elle s'accumule pour former une nappe d'eau libre. **Sous le niveau de la surface libre**, elle contribue alors à la **réhumectation latérale du prisme** continu.

Nous avons de plus déterminé au laboratoire les trois courbes nécessaires à la caractérisation hydrodynamique du sol étudié :

(i) la **courbe de retrait** établie sur gros et petits échantillons a permis de calculer les profils de porosité structurale et de confirmer le retrait normal,

(ii) la **courbe de rétention** a été établie avec un protocole classique,

(iii) du fait de la déformation du matériau, la détermination de **la courbe de conductivité** présente des difficultés supplémentaires par rapport à un milieu rigide. Nous avons donc mis au point une nouvelle méthode de mesure, destructrice, **basée sur une description eulérienne des transferts**. Elle permet d'obtenir la conductivité apparente et au sens de Darcy de la phase matricielle d'échantillons non remaniés de vertisol.

- **Concernant le travail numérique.**

Description du modèle :

Nous avons développé un modèle numérique simulant l'infiltration dans les trois compartiments de porosité précédemment décrits. Ce modèle déterministe fonctionnel comprend une partie mécaniste qui décrit les écoulements matriciels et une partie conceptuelle pour les écoulements structuraux.

C'est un modèle aux éléments finis à trois compartiments qui repose sur les hypothèses suivantes :

- les **écoulements macro-fissuraux** sont instantanés; la réhumectation latérale du massif se fait dans la porosité matricielle sous le niveau de la surface libre,

- les **écoulements structuraux** sont modélisés par un écoulement libre gravitaire dans une série de réservoirs en cascade. Ceci aboutit à définir une relation puissance entre le flux structural et le degré de saturation de cette porosité. **L'exposant est fixé à 1.5 et la conductance, supposée constante, est un paramètre de calage du modèle,**
- les **écoulements matriciels** sont modélisés par la loi de Darcy, la déformation du prisme se faisant à chaque pas de temps.

Calage :

Sur les six expériences conduites lors de l'expérimentation à l'échelle locale, cinq ont servi au calage du modèle. Nous avons montré que pour chaque expérience, **il est possible de déterminer un jeu unique de paramètres qui permet de reconstituer de façon satisfaisante la déformation du massif**.
Le modèle a alors permis de montrer que le gonflement rapide observé en profondeur est exclusivement dû à la réhumectation diffuse de la porosité matricielle par l'eau structurale.

En revanche, **il est impossible de déterminer un jeu unique de paramètres pour l'ensemble des expériences**.
Nous faisons l'hypothèse que **cette impossibilité est dûe à l'inadéquation partielle de la modélisation des écoulements structuraux**. Elle peut s'expliquer par les résultats de travaux récents sans remettre en cause la relation puissance décrivant les transferts structuraux. Ces travaux montrent que les paramètres qui interviennent dans cette relation (conductance et exposant) dépendent du type (diffusif ou "préférentiel") et de la nature (laminaire ou turbulent) de l'écoulement structural. La conductance et l'exposant dépendent alors de l'apport et sont donc variables d'une expérience à l'autre.

Validation partielle :

Il s'est alors révélé impossible de reconstituer les mesures de la dernière expérience avec un jeu de paramètres précédemment déterminés.

Si le modèle n'a pas pu être entièrement validé**, les modules liés uniquement aux transferts matriciels restent valides**. Ainsi, lors de la simulation de la dernière expérience, le modèle montre que le volume d'eau infiltré dans le massif le long de la fissure est un ordre de grandeur supérieur à celui infiltré verticalement à partir de la surface**. Ceci justifie donc l'approche bidimensionnelle utilisée**.

Perspectives.

Les perspectives de ce travail sont de plusieurs natures.

- **Perspectives à court terme.**

La limite essentielle du modèle venant de la prise en compte des écoulements structuraux, il semble donc prioritaire d'axer les efforts sur l'étude de cette porosité. Nous proposons les directions suivantes :

Caractérisation micromorphologique de la porosité structurale :

Elle est actuellement en cours (Guillaume, 1997); elle s'appuie sur l'imprégnation d'échantillons non remaniés par une résine fluorescente puis sur des techniques d'analyse d'images.
Cette caractérisation nous donnera une indication de la distance moyenne entre deux pores structuraux qui intervient dans le modèle.

Affiner la modélisation des écoulements structuraux :

Nous faisons l'hypothèse qu'une loi puissance entre le flux et le degré de saturation structural permet de modéliser l'écoulement structural de façon correcte sous la condition que l'exposant soit variable. La conductance et l'exposant seront alors des paramètres de calage.
Nous proposons cependant d'abandonner la modélisation par une cascade de réservoirs pour développer une discrétisation verticale plus fine et du même ordre que la discrétisation du compartiment matriciel.

Conduire de nouvelles expériences d'infiltration à l'échelle locale :

Si les coefficients précédents dépendent effectivement du type et de la nature de l'écoulement dans la porosité structurale, alors ils dépendent de la façon dont l'eau est apportée, et plus précisément de "l'état énergétique" des gouttes de pluies et donc de leur taille et de leur vitesse terminale. Du fait de la présence d'une culture fortement couvrante (LAI > 3), les gouttes d'eau n'atteignent le sol qu'après ruissellement le long des brins d'herbe, ce qui leur assure un même état énergétique quelque soit le mode d'apport utilisé.
De nouvelles expériences devraient être menées sur de plus longues durées (plusieurs heures) et sous des intensités différentes.
Elles permettront de mener de nouvelles procédures de calage. Les distances de diffusion d ayant été déterminées lors de la caractérisation micromorphologique, **les nouveaux paramètres à caler (l'exposant et la conductance) seront uniquement liés à la physique des écoulements structuraux**. Le calage pourrait se faire sur les mesures de gonflement ou sur les vitesses de gonflement afin de mieux respecter les cinétiques.

A l'issue de ce travail, le modèle pourrait alors être appliqué à la conduite de l'irrigation dans cette région de la Guadeloupe, par exemple en déterminant les doses et les intensités d'apport.

- **Perspectives à moyen terme.**

Deux voies de travail peuvent être proposées.

Etude de la physique des écoulements structuraux.

Si le modèle tel qu'il est à l'issue des perspectives à court terme est validé, il pourra être utilisé sur un sol identique à celui étudié lors du calage. Ceci constitue son unique champ d'application. Sa limitation vient de la présence de paramètres de calage décrivant les écoulements structuraux.

Afin de donner une portée plus générale au modèle, il faut **donc relier ces paramètres à la nature de la porosité structurale et aux mécanismes des écoulements qui y prennent place**. La difficulté expérimentale de mesurer les propriétés de l'écoulement en tout point d'un réseau de macropores ou même d'un macropore unique conduit à privilégier les approches numériques. Celles-ci devraient alors s'appuyer sur l'échelle à laquelle se déroulent ces mécanismes. Elles pourraient alors se baser sur les équations élémentaires de la mécanique des fluides (équations de Navier-Stockes) ou utiliser de nouvelles approches, telles que la méthode des gaz sur réseau.

Simplification du modèle.

L'aspect finalisé du modèle doit nous inciter à essayer d'**étendre son échelle d'application**, en repassant à une échelle beaucoup plus large qui est **la parcelle agricole**.

Vouloir reconstituer les hydrogrammes de drainage et de ruissellement à partir d'un modèle global construit sur le modèle local distribué semble peu réaliste. D'un point de vue pratique, la puissance informatique requise serait rédibitoire, tout comme le serait la nécessité de connaître la distribution spatiale de l'ensemble des paramètres intervenant dans le modèle. D'un point de vue théorique d'autre part, le transfert d'échelle ne se limite pas toujours à un problème d'hétérogénéité des paramètre physiques locaux.

Nous proposons une démarche en deux temps :

(i) repérer au sein des mécanismes élémentaires les plus importants (a priori les écoulements structuraux et macro-fissuraux)

(ii) aborder l'étude à l'échelle globale à partir de ces éléments.

Un tel modèle global pourrait alors être utilisé dans le cadre d'études hydrologiques sur la genèse des crues sur de petits bassins versants sur ce type de sol et de climat.

Abdel-Salam, A. et C.V. Chrysikopoulos, 1996. Unsaturated flow in a quasi-three-dimensional fractured medium with spatially variable aperture. *Water Resources Research*, 32 (6), 1531-1540.

Ahmad, N., 1982. Symposium on the management of clay soils 15-19 september 1980 - Foreword. *Tropical Agriculture*, 59 (2), 74-75.

Ahmad, N., 1988. Management of vertisols in the humid tropics. In *Vertisols: their distribution, properties, classification and management*, L.P. Wilding et R.P. Puentes eds., Technical Monograph No. 18, Texas A&M University, 1988, 97-115.

Aitchison, G.D. et J.W. Holmes, 1953. Aspects of swelling in the soil profile. *Australian Journal of Applied Science*, 4, 244-259.

Angulo-Jaramillo, R., 1989. Caractérisation hydrodynamique de sols déformables partiellement saturés. Etude expérimentale à l'aide de la spectrométrie gamma double - sources. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier de Grenoble.

Angulo-Jaramillo, R., J.P. Gaudet, J.L. Thony et M. Vauclin, 1990a. Conductivité hydraulique d'un milieu poreux partiellement saturé, déformable. I. Principes de détermination. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, série II, 310, 161-164.

Angulo-Jaramillo, R., J.P. Gaudet, J.L. Thony et M. Vauclin, 1990b. Conductivité hydraulique d'un milieu poreux partiellement saturé, déformable. II. Résultats expérimentaux. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, série II, 310, 341-345.

Bernadou, M., P.L. George, A. Hassim, P. Joly, P. Laug, B. Muller, A. Perronnet, E. Saltel, D. Steer, G. Vanderborck, M. Vidrascu, 1988. MODULEF Une biliothèque modulaire d'éléments finis. INRIA Ed., 2ème édition.

Bertuzzi, P., L. Bruckler et C. Gros, 1987. Régression linéaire avec erreur sur les variables: application à l'étalonnage d'un gammadensimètre à transmission et d'un humidimètre à neutrons. *Agronomie*, 7(7), 507-515.

Beven, K., 1991. Modelling preferential flow : an uncertain future ? In *Preferential Flow, National symposium*, Chicago, USA, 1991, J.T. Grish & A. Shirmohammadi Eds, 1-11.

Beven, K. et P. Germann, 1981. Water flow in soil macropores. II. A combined flow model. *Journal of Soil Science*, 32, 15-29.

Beven, K. et P. Germann, 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18 (5), 1311-1325.

Boels, D., J.B.H.M. Van Gils, G.J. Veerman et K.E. Wit, 1978. Theory and system of automatic determination of soil moisture characteristics and unsaturated hydraulic conductivities. *Soil Science*, 126 (4), 191-199.

Bouma, J. et L.W. Dekker, 1978. A case study on infiltration into dry clay soil. I. Morphological observations. *Geoderma*, 20, 27-40.

Bouma, J. et J. Loveday, 1988. Characterizing soil water regimes in swelling clay soils. In *Vertisols: their distribution, properties, classification and management*, L.P. Wilding & R. Puentes eds, Technical Monograph No. 18, Texas A&M University, 1988, 83-96.

Braudeau, E., 1987. Mesure automatique de la rétraction d'échantillons de sols non remaniés. *Science du Sol*, 25 (2), 85-93.

Bronswijk, J.J.B., 1988. Modeling of water balance, cracking and subsidence of clay soils. *Journal of Hydrology*, 97, 199-212.

Bronswijk, J.J.B., 1990. Shrinkage geometry of a heavy clay soil at various stresses. *Soil Science Society of America Journal*, 54, 1500-1502.

Bronswijk, J.J.B., 1991. The relation between vertical soil movements and water content changes in cracking clay soils. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 1220-1226.

Bronswijk, J.J.B., 1992. A general approach to incorporate swelling and shrinkage processes in soil water transport simulation models. *Modeling Geo-Biosphere Processes*, 1, 253-270.

Bruand, A. et Y.M. Cabidoche, 1991. The shrinkage curve : its measurement and significance for soil structure studies. In *International NATO workshop on Clay Swelling and Expansive Soil*, Cornell University, USA, 12-16/8/91.

Bruand, A. et R. Prost, 1987. Effect of water content on the fabric of a soil material : an experimental approach. *Journal of Soil Science*, 38, 461-472.

Cabidoche, Y.M., 1986. Distribution des sols à argiles gonflantes sur calcaires récifaux (zone Caraïbe): Utilisation de mesures de résistivité électrique. In *Actes du séminaire de la Havane "Sol et Eau", Cuba, 8-20 avril 1985*, Collection Colloques et Séminaires, ORSTOM Ed., Paris, 187-219.

Cabidoche, Y.M., B. Jaillard et B. Ney, 1986. Dynamique de l'eau dans les vertisols sur calcaires récifaux. In *Actes du séminaire de la Havane "Sol et Eau", Cuba, 8-20 avril 1985*, Collection Colloques et Séminaires, ORSTOM Ed., Paris, 449-478.

Cabidoche, Y.M. et B. Ney, 1987. Fonctionnement hydrique de sols à argile gonflante cultivés. II- Analyse expérimentale des fonctionnements hydriques associés à deux états structuraux en vertisol irrigué. *Agronomie*, 7 (4), 257-270.

Cabidoche, Y.M. et H. Ozier-Lafontaine, 1995. THERESA: I. Matric water content measurements through thickness variations in vertisols. *Agricultural Water Management*, 28, 133-147.

Cabidoche, Y.M. et M. Voltz, 1995. Nonuniform volume and water content changes in swelling soils. II. A field study on vertisols., *European Journal of Soil Science*, 46, 345-355.

Carlier, M., 1986. Hydraulique générale et appliquée. Eyrolles Ed., Paris.

Chen, C. et R.J. Wagenet, 1992. Simulation of water and chemicals in macropore soils. Part I. Representation of the equivalent macropore influence and its effect on soilwater flow. *Journal of Hydrology*, 130, 105-126.

Cocquet, Y., 1995. Etude *in situ* des phénomènes de retrait - gonflement des sols. Application à deux sols tropicaux peu gonflants. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans.

Combres, J.C., 1988. Besoins en eau et pilotage de l'irrigation de la canne à sucre en Grande-Terre. *Rapport d'exécution, convention CIRAD-Région de Guadeloupe 1987-1988.*

Concaret, J., J. de Crecy, C. Perrey, 1984. Fonctionnement hydraulique de parcelles drainées en liaison avec la dynamique structurale. Essai d'interprétation. *Agronomie*, 4(8), 749-761.

Coulomb, C., 1992. Etude de la circulation de l'eau dans un sol argileux drainé; approches hydrodynamique, isotopique et géochimique. Thèse de Doctorat, Université de Paris XI.

Coulombe, C.E., L.P. Wilding et J.B. Dixon, 1996. Overview of vertisols: characteristics and impacts on society. *Advances in Agronomy*, 57, D.L. Sparks ed., Academic Press, San diego.

Dakshanamurthy, V., D.G. Fredlung et H. Rahardjo, 1984. Coupled three-dimensional consolidation theory of unsaturated porous media. In *Proceedings of the fifth international conference on expansive soils*, Adelaide, Australia, 21-23/5/84, 99-103.

Davidson, M.R., 1984. A Green-Ampt model of infiltration in a cracked soil. *Water Resources Research*, 20 (11), 1685-1690.

De Marsily, G., 1986. Quantitative hydrogeology. Groundwater hydrology for engineers. Academic Press Inc., San Diego.

Dhatt, G. et G. Touzot, 1981. Une présentation de la méthode des éléments finis. Maloine Ed., Paris, 543 pp.

Di Pietro, L., 1990. Tansfert d'eau en milieu structuré : analyse bibliographique, expérimentation et essai de caractérisation des écoulements. Mémoire de DEA, Université de Montpellier II.

Di Pietro, L., 1993. Transferts d'eau dans les milieux à porosité bimodale : modélisation par la méthode de gaz sur réseaux. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II.

Dolezal, F. et M. Kutilek, 1972. Flow of water in swelling soil. In *Proceedings of the 2nd symposium on fundamentals of transport phenomena in porous media* (2 vol.), volume 1, University of Guelph (CAN), 07-11/08/1972, 292-305.

Douglas, E. et E. McKyes, 1978. Compaction effects on the hydraulic conductivity of a clay soil. *Soil Science*, 1978, 125 (5), 278-282.

Douglas, E., E. McKyes, F. Taylor, S. Negi et G.S.V. Raghavan, 1980. Unsaturated hydraulic conductivity of a tilled clay soil. *Canadian Agricultural Engineering*, 22 (2), 153-161.

Duchaufour, ,1977. Pédologie. 1. Pédogénèse et classification. Masson Ed., Paris.

Dudal, R. et H. Eswaran, 1988. Distribution, properties and classification of vertisols. In *Vertisols: their distribution, properties, classification and management*, L.P. Wilding & R. Puentes eds, Technical Monograph No. 18, Texas A&M University, 1988, 1-22.

Dunne, T., 1978. Field studies of hillslope flow processes. In *Hillslope hydrology*, M.J. Kirby Ed., Wiley-Interscience Publ., 227-293.

Dykhuisen, R.C., 1990. A new coupling term for dual porosity models. *Water Resources Research*, 26 (2), 351-356.

Edwards, W.M., R.R. van der Ploeg et W. Ehlers, 1979. A numerical study of the effects of noncapillary-sized pores upon infiltration. *Soil Science Society of America Journal*, 43, 851-856.

Fiès, J.C. et P. Stengel, 1981. Densité texturale de sols naturels. I. Méthode de mesure. *Agronomie*, 1 (8), 651-657.

Flühler, H., P. Germann, F. Richard et J. Leuenberger, 1976. Bestimmung von hydraulischen Parametern für die Wasserhaushaltsuntersuchungen im natürlichen gelagerten Boden. EinVergleich von Feld und Laboratoriumsmethoden. *Zeitschrift für die Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 3, 329-342.

Fox, W.E., 1964. A study of bulk density and water in a vertisol. *Soil Science*, 98, 307-316.

Fredlung, D.G. et H. Rahardjo, 1994. Soil mechanics for unsaturated soils. John Wiley & Sons inc.

Garcia-Sanchez, L., 1997. Modélisation de la dynamique ruissellement-infiltration en fonction des états de surface. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II.

Garnier, P., 1996. Détermination des caractéristiques hydrodynamiques de sols déformables par la méthode inverse. Thèse de Doctorat, Université de Nancy I.

George, P.L., 1985. Problèmes évolutifs. Notice MODULEF n° 63. INRIA Ed..

Germann, P., 1981. Untersuchugen über den Bodenwasserhaushalt im hydrologischen Einzugsgebeit Rietholzbach. *Mitt. Versuchsanstalt f. WasserBau*, Hydrol. Glazio. ETH, Zürich, 51, 1-35.

Germann, P., 1985. Kinematic wave approximation to infiltration and drainage into and from soil macropores. *Trans. ASAE*, 28, 745-749.

Germann. P. et K. Beven. 1981. Water flow in soil macropores. I. An experimental approach. *Journal of Soil Science*, 32. 1-13.

Germann. P. et L. Di Pietro. 1996. When is porous media flow preferential ? A hydromechanical perspective. *Geoderma*, 74. 1-21.

Grant. S.A., J.D. Jabro. D.D. Fritton et D.E. Baker. 1991. A stochastic model of infiltration which simulates macropore soil water flow. *Water Resources Research*, 27 (7). 1439-1466.

Graham. R.C., A.L. Ulery. R.H. Neal et R.R. Teso. 1992. Herbicide residue distributions in relation to soil morphology in two California vertisols. *Soil Science*. 153 (2). 115-121.

Guillaume. 1997. Caractérisation de la porosité structurale des vertisols pas une nouvelle technique de moulage: relation avec les propriétés de transferts liquides. Thèse de Doctorat. Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier. en cours.

Gumbs. F.A., 1982. Soil and water management features in Trinidad and Guyana. *Tropical Agriculture*. 59 (2). 76-81.

Gwo. J.P., P.M. Jardine. G.V. Wilson et G.T. Yeh. 1995. A multiple-pore-region concept to modeling mass transfert in subsurface media. *journal of Hydrology*. 164. 217-237.

Hallaire. V., 1987. Retrait vertical d'un sol argileux au cours du dessèchement. Mesures de l'affaissement et conséquences structurales. *Agronomie*. 7 (8). 631-637.

Hallaire. V., 1988a. La fissuration d'un sol argileux au cours du dessèchement. I. Description *in situ*. *Agronomie*. 8 (2). 139-145.

Hallaire. V., 1988b. La fissuration d'un sol argileux au cours du dessèchement. II. Modélisation morphologique. *Agronomie*. 8 (3). 273-280.

Hann. C.T., 1982. *Statistical methods in hydrology*. The Iowa State University Press, 1982, 3rd ed., 378p.

Haverkamp. R., M. Vauclin. J. Touma. P.J. Wierenga et G. Vachaud. 1977. A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Science Society of America Journal*. 41, 285-294.

Helly. M., 1990. Etude de la porosité structurale dans les sols argileux gonflants. Mémoire de DEA. ENSAM-Université Montpellier II.

Hillel. D., 1974. L'eau et le sol : principes et processus physiques. Vander Ed., Paris.

Holtz. W.G., 1983. The influence of vegetation on the swelling and shrinking of clays in the United States of America. *Géotechnique*. 33 (2). 159-163.

Hoogmoed. W.B. et J. Bouma. 1980. A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soil. *Soil Science Society of America Journal*. 44. 458-461.

Horton. R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. ASAE*. 14. 446-460.

Huet. S., E. Jolivet et A. Messéan. 1992. La régression non-linéaire. Méthodes et applications en biologie. INRA Ed., Paris. 236 pp.

Hutson. J.L. et R.J. Wagenet. 1995. A multiregion model describing water flow and solute transport in heterogeneous soils. *Soil Science Society of America Journal*. 59. 743-751.

Jaillard. B. et Y.M. Cabidoche. 1984. Etude de la dynamique de l'eau dans un sol argileux gonflant. *Science du Sol*. 3. 239-251.

Jarvis, N. et P.B. Leeds-Harrison, 1987a. Some problems associated with the use of the neutron probe in swelling/shrinking clay soils. *Journal of Soil Science*, 38, 149-156.

Jarvis, N. et P.B. Leeds-Harrison, 1987b. Modelling water movement in drained clay soil. I. Description of the model, sample output and sensitivity analysis. *Journal of Soil Science*, 38, 487-498.

Jarvis, N., 1994. The MACRO model (version 3.1). Technical description and samples simulations. *Reports and Dissertations No. 19,* Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala.

Johnson, C.E., R.L. Schafer et C.B. Elkins, 1982. Prescribing tillage for clay soils. *Tropical Agriculture*, 59 (2), 92-96

Kim, D.J., J. Diels et J. Feyen, 1992a. Water movement associated with overburden potential in a shrinking marine clay soil. *Journal of Hydrology*, 133, 179-200.

Kim, D.J., H. Vereecken, J. Feyen, D. Boels et J.J.B. Bronswijk, 1992b. On the characterization on properties of an unripe marine clay soil. I. Shrinkage processes of an unripe marine clay soil in relation to physical ripening. *Soil Science*, 153 (6), 471-481.

Kim, D.J., H. Vereecken, J. Feyen, D. Boels et J.J.B. Bronswijk, 1992c. On the characterization on properties of an unripe marine clay soil. II. A method on the determination of hydraulic properties. *Soil Science*, 154 (1), 59-71.

Kim, D.J., H. Vereecken, J. Feyen, M. Vanclooster et L. Stroosnijder, 1992d. A numerical model of water movement and soil deformation in a ripening marine clay soil. *Modeling Geo-Biosphere Processes*, 1, 185-203.

Kim, D.J., H. Vereecken et J. Feyen, 1993. Comparison of multidisciplinary approaches and unification of concepts on the movement of water and soil in deformable porous media. *Soil Science*, 156 (3), 141-148.

Kim, D.J., J. Feyen, R. Angulo-Jaramillo et M. Vauclin, 1995. Comparison of eulerian and lagrangian approaches in soil deformation and water flow. In *Proceedings of the first international conference on Unsaturated Soils, Paris, France, 6-8/9/95*, E.E. Alonso & P. Delage Eds., 751-757.

Lafforgue, A. et P. Bretaud, 1995. Bilan hydrologique de la retenue Letaye-Amont - Année 1994, document ORSTOM - Conseil Général de la Guadeloupe, 32pp + annexes.

Leeds-Harrison, P.B., G. Spoor et R.J. Godwin, 1982. Water flow to mole drains. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 27, 81-91.

Lesaffre, B., 1988. Fonctionnement hydrologique et hydraulique du drainage souterrain des sols temporairement engorgés. Thèse de Doctorat, Université de Paris VI.

Lin, H., 1995. Hydraulic properties and macropore flow of water in relation to soil morphology. PhD. Dissertation, Texas A&M University.

Luthin, J.N., 1982. Water management on clay soils. *Tropical Agriculture*, 59 (2), 103-110.

Luxmoore, R.J., 1981. Micro-, meso- and macroporosity of soils. *Soil Science Society of America Journal*, 45, 671-672.

Luxmoore, R.J. et L.A. Ferrand, 1993. Towards pore-scale analysis of preferential flow and chemical transport. In *Water flow and solute transport in soils. Developments and applications, Advances Series in Agricultural Sciences*, 20, 45-60.

McGarry, D. et I.G. Daniells, 1987. Shrinkage curve indices to quantify cultivation effects on soil structure of a vertisol. *Soil Science Society of America Journal*, 51, 1575-1580.

McIntyre, D.S. et J.R. Sleeman, 1982. Macropores and hydraulic conductivity in a swelling soil. *Australian Journal of Soil Research*, 20, 251-254.

Monnier, G., P. Stengel et J.C. Fiès, 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosités. *Annales Agronomiques*, 24 (5), 533-545.

Muirhead, W.A., E. Humphreys, N.S. Jayawardane et J.L. Moll, 1996. Shallow subsurface drainage in an irrigated vertisol with a perched water table. *Agricultural Water Management*, 30, 261-282.

Murthy, R.S., J.C. Bhattacharjee, R.J. Landey et R.M. Pofali, 1982. Distribution, characteristics and classification of vertisols. In *Vertisols and Rice soils of the tropics, Transactions of the 12th international congress of soil science*, New Delhi (India), 8-12/02/1982, 3-22.

Nakano, M., Y. Amemiya et K. Fujii, 1986. Saturated and unsaturated hydraulic conductivity of swelling clays. *Soil Science*, 141 (1), 1-6.

Ney, B., 1987. Fonctionnement hydrique de sols à argile gonflante cultivés. I - Analyse des influences du travail du sol et de l'irrigation sur le fonctionnement hydrique de sols à argile gonflante dans des exploitations de Guadeloupe. *Agronomie*, 7 (4), 247-256.

Othmer, H., B. Diekkrüger et M. Kutilek, 1991. Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science*, 152 (3), 139-150.

Ozier-Lafontaine, H., 1992. Disponibilité de l'eau dans un système "sol argileux gonflant-canne à sucre-atmosphère": application à la recherche d'indicateurs de l'état hydrique. Thèse de Doctorat, INA-PG.

Ozier-Lafontaine, H. et Y.M. Cabidoche, 1995. THERESA: II. Thickness variations of vertisols for indicating water status in soil and plants. *Agricultural Water Management*, 28, 149-161.

Pachepsky, Y.A. et N.G. Zborischuk, 1984. Mathematical models of water movement in heavy clay soils. In *Proceedings of the ISSS Symposium on Water and solute movement in heavy clay soils*, Wageningen, Netherlands, 27-31/8/84, J. Bouma et P.A.C. Raats Eds, 101-113.

Philip, J.R., 1969. Hydrostatics and hydrodynamics in swelling soils. *Water Resources Research*, 5 (5), 1070-1077.

Philip, J.R., 1970. Reply to "Comments on 'hydrostatics and hydrodynamics in swelling soils' by J.R. Philip" by E.G. Youngs and G.D. Towner. *Water Resources Research*, 6 (4), 1248-1251.

Philip, 1992. Flow and volume change in soils and other porous media, and in tissues. In *Mechanics of swelling. From clays to living cells and tissues*, T.K. Karalis Ed., Springer-Verlag Berlin, 1992, 3-31.

Raats, P.A.C. et A. Klute, 1968. Transport in soils : the balance of mass. *Soil Science Society of America Journal*, 32 (2), 161-166.

Raats, P.A.C. et A. Klute, 1969. One-dimensional, simultaneous motion of the aqueous phase and the solid phase of saturated and partially saturated porous media. *Soil Science*, 107 (5), 329-333.

Reeve, M.J. et D.G.M. Hall, 1978. Shrinkage in clayey subsoil of contrasting structure. *Journal of Soil, Science*, 29, 315-323.

Rees, S.W. et H.R. Thomas, 1993. Simulating seasonal ground movement in unsaturated clay. *Journal of Geotechnical Engineering*, 119 (7), 1127-1143.

Reid, I. et R.J. Parkinson, 1984. The nature of the tile-drain outfall hydrograph in heavy clay soils. *Journal of Hydrology*, 72, 289-305.

Renaud, F., 1990. Evaluation de l'impact de trois procédés d'assainissement sur le comportement hydrique de la canne à sucre en sols argileux gonflants hydromorphes de Guadeloupe. Mémoire de fin d'études ISTOM.

Ritchie, J.T., E. Burnett et R.C. Henderson, 1972a. Dryland evaporation flux in a subhumid climate. III. Soil water influence. *Agronomy Journal*, 64, 168-173.

Ritchie, J.T., D. Kissel et E. Burnett, 1972b. Water movement in undisturbed swelling clay soil. *Soil Science Society of America Journal*, 36, 874-879.

Rossignol, D., 1990. Les régimes pluviographiques de la Guadeloupe. *Document Interne ORSTOM-Guadeloupe*, 13 pp.

Schlosser, F., 1983. Eléments de mécanique des sols. Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.

Scott, G.J.T., R. Webster et S. Nortcliff, 1988a. The topology of pore structure in cracking clay soil. I. The estimation of numerical density. *Journal of Soil Science*, 39, 303-314.

Scott, G.J.T., R. Webster et S. Nortcliff, 1988b. The topology of pore structure in cracking clay soil. II. Connectivity density and its estimation. *Journal of Soil Science*, 39, 315-326.

Sexe, M. et Y.M. Cabidoche, 1992. Expérimentation sur le drainage-assainissement des vertisols de Grande-Terre (Guadeloupe). *Rapport final d'exécution et premiers résultats,* Convention INRA-Département de la Guadeloupe.

Sierra, J., 1994. Etude de l'anoxie dans les sols à structure agrégée en relation avec la respiration microbienne. Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard-Lyon I.

Smiles, D.E. et Harvey, A.G. 1973. Measurement of moisture diffusivity of wet swelling systems. *Soil Science*, 116, 391-399.

Smiles, D.E., 1974. Infiltration into a swelling material. *Soil Science*, 117 (3), 140-147.

Smiles, D.E. et J.M. Kirby, 1992. Water movement and volume change in swelling systems. In *Mechanics of swelling. From clays to living cells and tissues*, T.K. Karalis Ed., Springer-Verlag Berlin, 1992, 33-48.

Sposito, G., 1973. Volume changes in swelling clays. *Soil Science*, 115 (4), 315-320.

Stengel, P., 1979. Utilisation de l'analyse des systèmes de porosités pour la caractérisation de l'état physique du sol *in situ*. *Annales Agronomiques*, 30 (1), 27-51.

Stengel, 1983. Cracks formation during swelling : effects on soil structure regeneration after compaction. In *Proceedings Tillage and traffic in crop production*, volume 1, International Soil Tillage Research Organization, Edinburgh (SCO), 11-15/07/1983, 147-152.

Stirk, G.B., 1954. Some aspects of soil shrinkage and the effect of cracking upon water entry into the soil. *Australian Journal of Agricultural Research*, 5, 279-290.

Talsma, T. et A. ven der Lelij, 1976. Infiltration and water movement in an *in situ* swelling soil during prolonged ponding. *Australian Journal of Soil Research*, 14, 337-349.

Talsma, T., 1977a. Measurement of the overburden component of the total potential in swelling field soils. *Australian Journal of Soil Research*, 15, 95-102.

Talsma, T., 1977b. A note on the shrinkage behaviour of a clay paste under various loads. *Australian Journal of Soil Research*, 15, 275-277.

Tamary, S., L. Bruckler, J. Halbertsma et J. Chadoeuf, 1993. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Science Society of America Journal*, 57, 642-651.

Tessier, D., 1980. Sur la signification de la limite de retrait dans les argiles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Série II, 219, 377-380.

Tessier, D. et J. Berrier, 1979. Utilisation de la microscopie électronique à balayage dans l'étude des sols. *Science du Sol*, 1, 67-82.

Thomas, H.R. et S.W. Rees, 1990. Modeling field infiltration into unsaturated clay. *Journal of Geotechnical Engineering*, 116 (10), 1483-1501.

Tsang, Y.W. et C.F. Tsang, 1987. Channel model of flow through fractured media. *Water Resources Research*, 23 (3), 467-479.

Unger, P.W., 1982. Management of crops on clay soils in the tropics. *Tropical Agriculture*, 59 (2), 110-122.

Van Genuchten, M. Th., 1980. A closed-form equation for predicting hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898.

Vauclin, M., 1988. Hydrodynamique dans les sols partiellement saturés déformables. In *Les phénomènes de transfert dans les milieux poreux déformables, Séminaire du département de Science du Sol,* L'Isle sur la Sorgue, 10/87, INRA Ed, 63-113.

Voltz, M. et Y.M. Cabidoche, 1995. Nonuniform volume and water content changes in swelling soil. I. Theoretical analysis. *European Journal of Soil Science*, 46, 333-343.

Wilding, L.P. et D. Tessier, 1988. Genesis of Vertisols: shrink-swell phenomena. In *Vertisols: their distribution, properties, classification and management*, L.P. Wilding & R. Puentes eds, Technical Monograph No. 18, Texas A&M University, 1988, 55-81.

Yule, D.F. et J.T. Ritchie, 1980a. Soil shrinkage relationships of Texas vertisols: I. Small cores. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 1285-1291.

Yule, D.F. et J.T. Ritchie, 1980b. Soil shrinkage relationships of Texas vertisols: II. Large cores. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 1291-1295.

Zaslavsky, D., 1964. Saturated and unsaturated flow equation in an unstable porous medium. *Soil Science*, 98, 317-321.

Zimmer, D., 1988. Transferts hydriques en sols drainés par tuyaux enterrés. Compréhension des débits de pointe et essai de typologie des schémas d'écoulements. Thèse de Doctorat, Université de Paris VI.

Annexes.

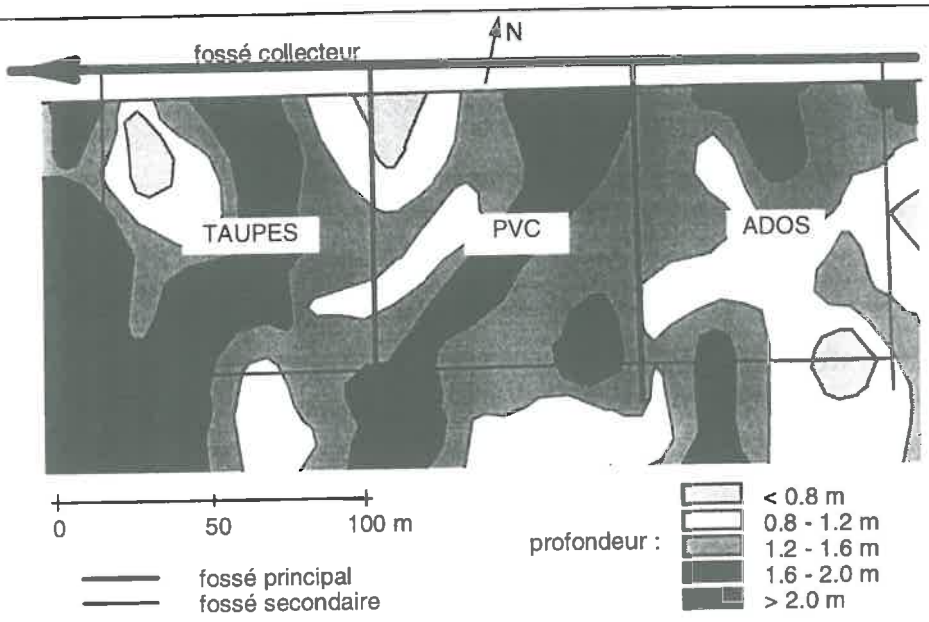
A. Description du site de la Simonière.

La Grande-Terre résulte d'un soulèvement tectonique des dépôts coralliens qui se sont mis en place sur un soubassement volcanique ancien. Les sols se sont ensuite développés sur le calcaire récifal à partir d'une altération des projections volcaniques remplissant les dépressions (Cabidoche, 1986).

Les sols de la plaine de la Simonière sont représentatifs de l'ensemble des sols de la Grande-Terre. Ils s'organisent en deux types de séquences suivant leur position topographique sur les versants élémentaires :

(i) les sols peu profonds à tendance vertique occupent les portions convexes des plateaux et les zones de transition à forte pente. Ils se caractérisent par une forte piérosité qui favorise la création d'une macroporosité importante, facilitant le drainage interne et le cheminement des racines jusqu'au substratum calcaire dont les vides peuvent être remplis par l'argile. Ils ne présentent aucune trace d'hydromorphie. Ces sols courts sont présents en amont des parcelles, coté Nord (cf. carte A-1)

(ii) les sols dont l'épaisseur est importante, éventuellement à tendance hydromorphe, occupent les portions concaves des anciens lagons. Ce sont les vertisols au sens propre. L'horizon profond de ces sols est caractérisé par une structure prismatique grossière que délimite un réseau de macro - fissures (maille fissurale de plusieurs décimètres), à structure continue avec présence de nombreuses faces de glissement. L'argile de couleur gris sombre dans l'horizon sub-superficiel (20 - 50 cm), signe d'une hydromorphie temporaire, devient gris jaune plus profondément au coeur de l'horizon B. Pour les profondeurs les plus importantes (> 1.4 m), l'horizon B prend une couleur rougeâtre zébrée par un bariolage net de gris, indice d'une hydromorphie durable (Sexe & Cabidoche, 1992).



Carte A-1 : profondeur des sols du site de la Simonière

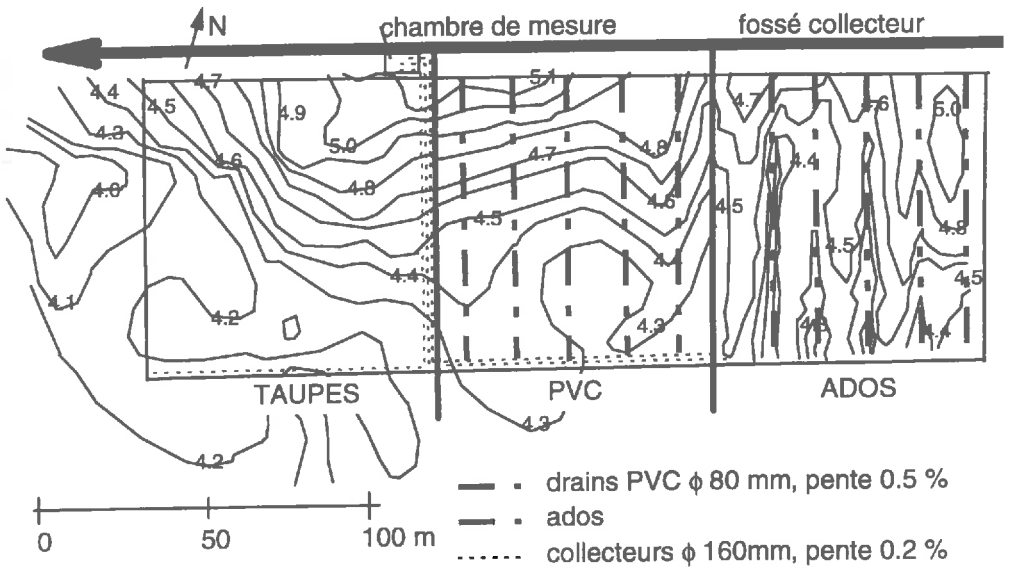
(d'après Sexe et Cabidoche, 1992)

La profondeur sur le site expérimental est donc très hétérogène. Deux niveaux de variabilité peuvent être distingués (Sexe & Cabidoche, 1992) :

- une variabilité organisée due à la présence des deux séquences de sol : les points hauts convexes de la plaine (séquence de plateau) portent des sols moins profonds en moyenne que les anciennes dépressions (lagons),

- une variabilité aléatoire, à l'intérieur de chaque séquence, héritée de l'ancien récif corallien (poches de sols profonds à l'intérieur des séquences de plateau; remontées de calcaire dans les anciens lagons).

Le relevé topographique a été réalisé à la mire de chantier après installation des systèmes de drainage (voir carte A-2).



Carte A-2 : topographie des parcelles expérimentales, la Simonière.

(d'après Renaud, 1990).

B. Etude de la pluviométrie sur le site de la Simonière.

B. ETUDE DE LA PLUVIOMETRIE SUR LE SITE DE LA SIMONIERE. 248

B.1 INTRODUCTION. 249

B.2 VERIFICATION DE L'HOMOGENEITE DE LA PLUIE A L'ECHELLE DE LA PARCELLE. 250

B.3 COMPARAISON ENTRE LA PLUVIOMETRIE ENREGISTREE SUR LA PARCELLE DE LA SIMONIERE ET CELLE ENREGISTREE A LA STATION GARDEL-INRA. 252

B.4 CONCLUSION. 254

B.1 Introduction.

Les orages tropicaux sont caractérisés par une forte hétérogénéité spatiale même à courte distance (quelques centaines de mètres). Ainsi, sur le site de la Simonière, la pluviométrie relevée au pluviomètre automatique relié à la centrale CR2M peut ne pas être représentative de la pluie tombant sur l'ensemble des parcelles drainées.

La section B.2 présente les résultats de la comparaison entre les deux pluviomètres automatiques installés sur le site de la Simonière :

- un pluviomètre placé en bordure de parcelle, relié à la centrale CR2M qui enregistre également les débits de drainage,
- un pluviomètre installé au centre de la parcelle PVC, distant du premier pluviomètre d'une soixantaine de mètres, et relié à la centrale CAMPBELL qui enregistre également les mouvements de sol.

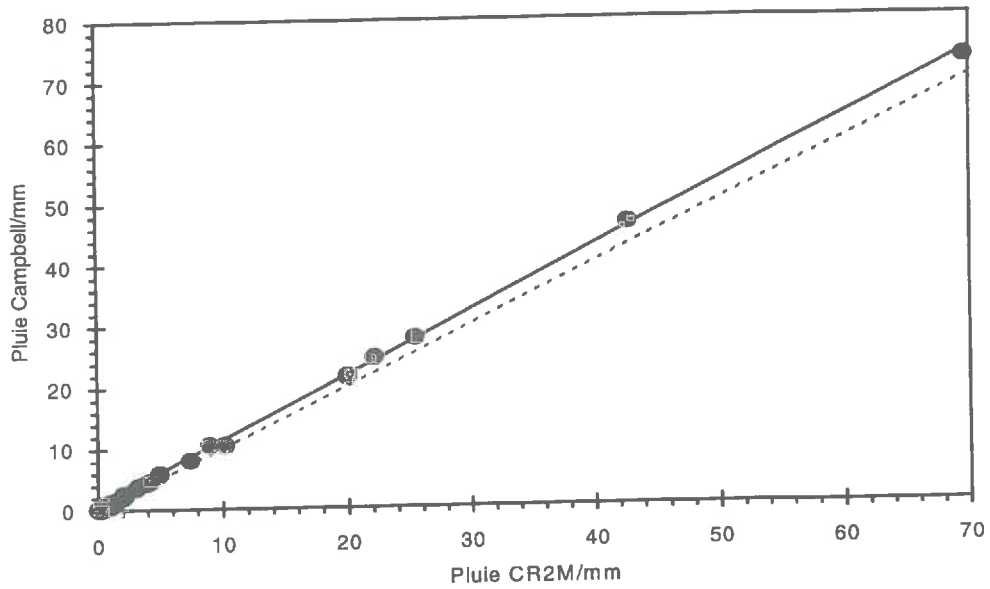
Dans la section B.3, nous présentons les résultats de la comparaison entre la pluviométrie enregistrée sur le site de la Simonière (considérée homogène d'après la section précédente) et celle enregistrée à la station Gardel-INRA retenue pour le calcul de l'ETP qui intervient dans les bilans hydriques.

B.2 Vérification de l'homogénéité de la pluie à l'échelle de la parcelle.

Deux pluviomètres enregistreurs étaient installés sur les parcelles de la Simonière (cf. chapitre IV)

La comparaison entre les deux pluviomètres s'étend du 03/11/93 au 30/11/93. Elle porte sur les totaux journaliers ou les épisodes pluvieux, la période de stockage retenue pour les deux centrales étant de 15 mn. Portés sur un graphe (cf. graphe B-1), les couples (X=Pluie CR2M, Y=Pluie Campbell) s'alignent sur une droite, ce qui permet d'effectuer une régression linéaire simple entre ces deux échantillons.

Graphe B-1: comparaison pluie CR2M et pluie Campbell, parcelle PVC, La Simonière.



Les résultats de la régression sont les suivants :

ordonnée à l'origine/mm	0.094
pente	1.061
R^2	0.999
σ_ε/mm	0.372

Un test de Student montre que, au seuil de 0.1 %, l'ordonnée à l'origine n'est pas significativement différente de 0 et que la pente est significativement différente de 1.

Nous avons donc vérifié l'étalonnage des deux pluviomètres. Ils ont tous les deux une surface captante de 400 cm² et le basculement d'un auget correspond théoriquement à 8 ml, soit une pluie de 0.2 mm. Les augets du pluviomètre CR2M basculent bien tous les 8 ml. Par contre, ceux du pluviomètre Campbell basculent l'un pour 6.5 ml et l'autre pour 8.5 ml, soit une contenance moyenne de 7.5 ml. Le basculement des augets de ce pluviomètre a donc été réétalonné à 8 ml le 30 décembre 1993.

Ainsi, en multipliant toutes les valeurs de pluie Campbell par le rapport $^{7.5}/_{8}$, les résultats de la nouvelle régression deviennent:

ordonnée à l'origine/mm	0.088
pente	0.995
R^2	0.999
σ_ε/mm	0.350

La pente n'est alors plus significativement différente de 1.

Une fois le réétalonnage réalisé, une nouvelle comparaison sur les données de pluies ultérieures (résultats non présentés)a montré que la pluie était homogène sur les parcelles de la Simonière.

En conclusion, la pluviométrie enregistrée par la centrale CR2M peut être considérée comme représentative de la pluie sur l'ensemble des parcelles drainées.

B.3 Comparaison entre la pluviométrie enregistrée sur la parcelle de la Simonière et celle enregistrée à la station Gardel-INRA.

Les valeurs mensuelles de la pluie enregistrées aux deux endroits sont présentées dans le tableau B-1 et sur le graphe B-2.

Tableau B-1: comparaison de la pluie sur la parcelle expérimentale de la Simonière et à la station météo Gardel-INRA

	1992		1993		1994		1995		1996	
mois	Gardel INRA /mm	la Simonière /mm	Gardel INRA /mm	la Simonière /mm	Gardel INRA /mm	la Simonière /mm	Gardel INRA /mm	la Simonière /mm	Gardel INRA /mm	la Simonière /mm
janvier			62	47.0	58	70.4	32	27.6	54.5	54.4
février			46	45.8	25	47.8	31	30.4	47	47.8
mars			27	39.0	21	27.0	152	105.2	41	24.6
avril			238	210.4	16	17.8	28	29.4		
mai			368	420.1	115	98.4	75	48.6		
juin			88	62.5	39	31.4	35	59.4		
juillet			175	122.0	39	22.4	114	74.6		
août			69	83.2	61	35	189	74.4		
sept			140	150.4	215	161.6	282	188.6		
oct.	134	177.4	58	68.8	116.5	142.8	66	150.2		
nov.	168	106.4	138	138.4	125.5	62.2	64	53.8		
déc.	198	137.2	95	128.6	170.5	147.6	300	157.0		
annuel			**1504**	*1516.2*	**1001.5**	*864.4*	**1368**	*999.2*		
			année décennale humide		*année décennale sèche*					

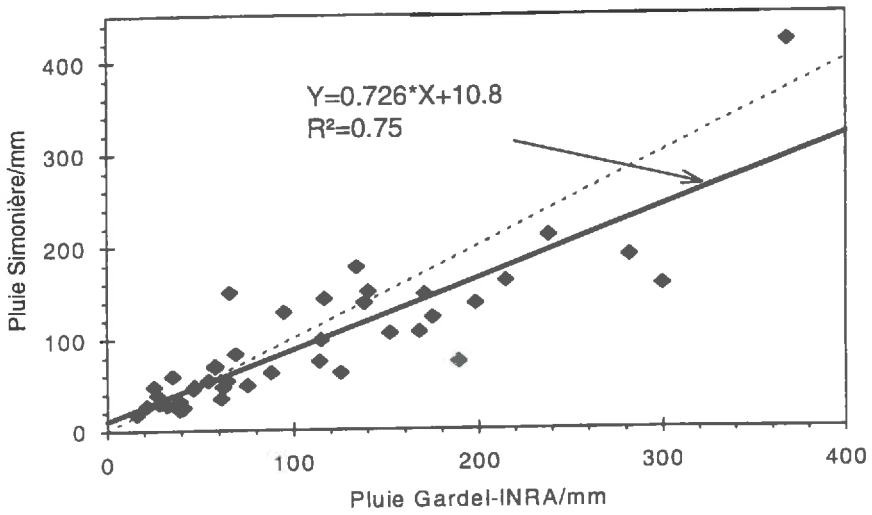
La relation lâche que nous obtenons (voir l'ajustement sur le graphe B-2) peut avoir plusieurs explications :

(i) une mauvaise qualité des données pluviométriques de la Simonière. En effet, la station CR2M a présenté de nombreuses interruptions de fonctionnement aux origines diverses : fil de l'alimentation solaire coupée, chute de la tension de la batterie de secours, pertes de données lors du transfert sur PC, cause inconnue. Cependant, les données manquantes ont été reconstituées grâce au pluviomètre à relevé manuel situé à proximité. Cette explication peut donc être écartée,

(ii) une mauvaise qualité des données pluviométriques de la station Gardel-INRA. Ceci est peu probable car les données de la station INRA ont été comparées aux données fiables du poste Gardel-Usine, distant d'une centaine de mètres. Les rares données

aberrantes de la station INRA ont alors été remplacées par les données du poste Gardel-Usine,

(iii) une hétérogénéité spatiale des précipitations sur cette région de la Guadeloupe, ce qui paraît le plus probable. En effet, d'après la carte des isohyètes annuelles (cf. carte IV-3), la plaine de la Simonière se situe entre les isohyètes 1200 et 1300 mm, alors que la station Gardel-INRA se situe sur l'isohyète 1300mm. De plus, les travaux menés à l'ORSTOM (Rossignol, 1990) ont permis de mettre en évidence une variabilité à faible distance due au développement convectif de masses nuageuses au cours de la journée, associé à une direction prédominante des alizés (cf. figure B-1).



Graphe B-2: comparaison de la pluie mensuelle à Gardel-INRA et la Simonière

Figure B-1: Photographie Spot de la Guadeloupe.

(d'après Rossignol, 1990).

B.4 Conclusion.

L'étude menée sur la pluviométrie enregistrée à la Simonière a permis de montrer qu'elle était homogène à l'échelle de l'épisode pluvieux sur l'ensemble des parcelles drainées. L'utilisation des données de la centrale CR2M pour la pluie ainsi que pour les hydrogrammes de drainage est donc justifiée.

Nous avons également montré que, à l'échelle mensuelle, la pluviométrie à la Simonière est significativement différente de celle de Gardel-INRA.

Dans le cadre des calculs des bilans hydriques sur le site de la Simonière, il faudra donc utiliser les données pluviométriques collectées directement sur la parcelle, alors que les données climatiques (ETP) peuvent provenir de la station Gardel-INRA distante d'une dizaine de km.

C. Coefficients culturaux pour la canne à sucre.

Coefficients culturaux pour la canne à sucre.

Age /mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
K_c	0.5	0.5	0.6	0.7	0.8	1	1	1	1	0.95	0.9	0.85

(d'après Combres, 1989).

D. Bilan hydrique théorique mensuel.

Bilan hydrique théorique mensuel, la Simonière.

mois	09/92	10/92	11/92	12/92	01/93	02/93	03/93	04/93	05/93
P	140	177.4	106.4	137.2	47	45.8	39	210.4	420.1
ETP	155	101	115	122	105.5	112.4	125.7	139.3	118.7
ETR	140	101	115	122	100.2	72.6	39	69.7	71.2
PEx	0	76.4	-8.6	15.2	-53.2	-26.8	0	140.7	348.9
RFU	0	76.4	67.8	80	26.8	0	0	80	80
PE	0	0	0	+3	0	0	0	60.7	348.9
mois	06/93	07/93	08/93	09/93	10/93	11/93	12/93	01/94	02/94
P	62.5	122	83.1	150.4	68.8	138.4	128.6	70.4	48.4
ETP	143.8	141	146.4	121.6	117.5	106	95.2	109.4	126.6
ETR	100.7	112.8	134.1	121.6	97.6	106	90.4	98.5	89.7
PEx	-38.2	11.2	-51	28.8	-28.8	32.4	38.2	-28.1	-42.5
RFU	41.8	51.0	0	28.8	0	32.4	70.6	42.5	0
PE	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mois	03/94	04/94	05/94	06/94	07/94	08/94	09/94	10/94	11/94
P	27.5	17.8	98.4	31.4	22.4	35	161.6	142.8	62.2
ETP	137.9	155.5	144	163.6	166	157.2	116.3	121.9	92.2
ETR	27.5	17.8	86.4	43.4	22.4	35	116.3	121.9	92.2
PEx	0	0	12	-12	0	0	45.3	20.9	-30
RFU	0	0	12	0	0	0	45.3	66.2	36.2
PE	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mois	12/94	01/95	02/95	03/95	04/95	05/95	06/95	07/95	08/95
P	147.6	27.6	30.4	105.2	29.4	48.6	59.4	74.6	158.8
ETP	86.6	110	127.7	114.8	144.2	154.4	161.3	164.6	142.7
ETR	82.3	99	39	91.8	42.8	48.6	59.4	74.6	142.7
PEx	65.3	-71.4	-8.6	13.4	-13.4	0	0	0	16.1
RFU	80	8.6	0	13.4	0	0	0	0	16.1
PE	21.5	0	0	0	0	0	0	0	0
mois	09/95	10/95	11/95	12/95	01/96	02/96	03/96		
P	188.6	150.2	53.8	157	54.4	47.8	41		
ETP	117.9	125	106.8	88.7	105.3	124.8	152.5		
ETR	117.9	125	106.8	88.7	100	82.2	41		
PEx	70.7	25.2	-53	68.3	-45.6	-34.4	0		
RFU	80	80	27	80	34.4	0	0		
PE	6.8	25.2	0	15.3	0	0	0		

Toutes les données sont en mm.
La pluie P est enregistrée sur la parcelle de la Simonière, l'ETP vient de la station météo de Gardel-INRA, la limite supérieure de la RFU est de 80 mm; PEx est la portion de la pluie en excès par rapport à la demande climatique; PE est la portion de la pluie susceptible d'être drainée ou ruisselée (PE >0). L'irrigation n'est pas comptabilisée.

E. Le modèle de Voltz & Cabidoche (1995).

Ce modèle permet de convertir les épaisseurs de couches de sol en sa teneur en eau matricielle ou en son volume spécifique. Il repose sur les hypothèses suivantes :

(i) le retrait structural est nul,
(ii) il fonctionne dans la gamme de retrait normal,
(iii) les mouvements de sol ne sont pas nécessairement équidimensionnels, mais le rapport des taux d'élongations horizontales au taux d'élongation verticale est constant,
(iv) au cours du retrait normal, la porosité structurale est soit fixe, soit elle subit une diminution de son volume en suivant l'hypothèse de constriction proportionnelle (McGarry & Daniells, 1987).

Dans la suite, les notations sont les suivantes :
- z est l'épaisseur de la couche de sol considérée,
- k est le rapport du taux d'élongation horizontale au taux d'élongation verticale. Lorsque k est égal à 1, les mouvements sont isotropes; lorsqu'il est inférieur à 1, les déformations verticales sont supérieures aux déformations horizontales.
- W est la teneur en eau matricielle,
- ν est le volume spécifique,
- les indices p, a et s se réfèrent respectivement au prisme, à l'air et au solide,
- l'exposant ae se réfère au point d'entrée d'air fissural,

Les relations suivantes dérivent de Voltz & Cabidoche (1995) et de Cabidoche & Ozier-Lafontaine (1995).

Porosité structurale rigide	
teneur en eau matricielle	$W = \left(W^{ae} + \nu_a^{ae} + \nu_s\right) \cdot \left(k \cdot \frac{z}{z^{ae}} + 1 - k\right)^2 \cdot \frac{z}{z^{ae}} - \nu_a^{ae} - \nu_s$
volume spécifique d'air	$\nu_a(W) = \nu_a^{ae}$
volume spécifique de prisme	$\nu_p = \left(W^{ae} + \nu_a^{ae} + \nu_s\right) \cdot \left(k \cdot \frac{z}{z^{ae}} + 1 - k\right)^2 \cdot \frac{z}{z^{ae}}$
Hypothèse de constriction proportionnelle	
teneur en eau matricielle	$W = \left(W^{ae} + \nu_s\right) \cdot \left(k \cdot \frac{z}{z^{ae}} + 1 - k\right)^2 \cdot \frac{z}{z^{ae}} - \nu_s$
volume spécifique d'air	$\nu_a(W) = \nu_a^{ae} \cdot \frac{W + \nu_s}{W^{ae} + \nu_s}$
volume spécifique de prisme	$\nu_p = \left(W^{ae} + \nu_a^{ae} + \nu_s\right) \cdot \left(k \cdot \frac{z}{z^{ae}} + 1 - k\right)^2 \cdot \frac{z}{z^{ae}}$

F. Mesure du volume spécifique d'air par ensachage sous vide.

Cette méthode a été mise au point par Cabidoche & Ney (1987) et a été reprise par Helly (1990). Elle permet de déterminer les volumes spécifiques d'air sur de gros échantillons (plusieurs centaines de cm^3). Le volume spécifique d'air structural de l'échantillon est le rapport du volume d'air contenu dans l'échantillon à la masse de solide. Il se calcule par :

$$v_a = v_{éch} - v_s - v_w \qquad \textit{eq. F-1}$$

où $v_{éch}$ est l'inverse de la masse volumique apparente de l'échantillon, v_s est l'inverse de la masse volumique de solide, v_w est égal à la teneur en eau pondérale W.
La méthode utilisée pour déterminer $v_{éch}$ et W est résumée sur la figure F-1. La mesure du volume spécifique de solide se fait par pycnométrie à eau selon un protocole classique à partir de sol tamisé à 2 mm, puis broyé et passé au tamis de 200 µm.

1 - Pesée de l'échantillon humide (M_1),
2 - Ensachage sous vide de l'échantillon dans un sac plastique de masse volumique ρ_{sac},
3 - Pesée échantillon + sac (M_2),
4 - Mesure de la poussée hydrostatique dans l'eau (M_3) de masse volumique ρ_w,
5 - Mise à l'étuve à 105°C (48 h),
6 - Pesée de l'échantillon sec (M_4),

7 - Calcul du volume spécifique et de la teneur en eau de l'échantillon :

$$v_{éch} = \frac{V_{éch}}{M_{éch}} = \frac{1}{\rho_w} \cdot \frac{M_3 - \left(M_2 - M_1\right)/\rho_{sac}}{M_4} \quad ; \quad W = \frac{M_1 - M_4}{M_4}$$

Figure F-1 : mesure du volume spécifique par ensachage sous vide. (d'après Helly, 1990).

Du fait d'une certaine rigidité du sachet plastique, de la rugosité de la motte et des limitations de la pompe à vide, le contact entre le sachet plastique et la motte n'est pas parfait. Helly (1990) a montré que le volume spécifique d'air calculé par ensachage sous vide était supérieur à celui calculé par imprégnation des mottes à la paraffine. Il a mis en évidence :

- **un effet volume** : plus le volume est grand, plus le rapport Surface/Volume de l'échantillon diminue. Les écarts dus au mauvais contact sachet - motte diminuent donc également,
- **un effet profondeur** : la rugosité des échantillons diminue avec la profondeur.

La prise en compte de ces deux variables explique 91.5 % de la variance totale et le volume d'air non biaisé devient (Helly, 1990) (les volumes V sont en cm^3 et la profondeur en cm) :

$$V_{air} = \frac{\left(V_{air}^{biaisé} + 14 \cdot 10^{-5} \cdot z + 2.5 \cdot 10^{-5} \cdot V_{éch} - 0.0234\right)}{1.0532} \qquad \textit{eq. F-2}$$

G. Incertitudes d'estimation des teneurs en eau moyennes.

- **Teneur en eau matricielle.**

Les six répétitions par couche permettent d'obtenir un écart-type des épaisseurs de couches toujours inférieur à 2 mm. L'incertitude d'estimation de l'épaisseur moyenne $\bar{z}(t)$ calculée par $\sigma_z/\sqrt{6}$ est alors de l'ordre de 0.8 mm, ce qui est toujours inférieur à 0.8 % de l'épaisseur mesurée (qui varie entre 100 mm pour la couche de surface lors de la saison 1993-1994 et 400 mm pour la couche profonde lors de cette même saison). Pour cette valeur, on peut alors supposer que l'incertitude sur l'estimation de la teneur en eau matricielle n'est pas due à l'hétérogénéité de la réponse des capteurs THERESA (Voltz & Cabidoche, 1995).

D'autres sources d'incertitudes peuvent intervenir. En effet, quatre paramètres interviennent dans le calcul de la teneur en eau matricielle (cf. annexe E) :

- W^{ae} : teneur en eau matricielle au point d'entrée d'air fissural,
- v_s : volume spécifique de solide,
- z^{ae} : épaisseur de la couche à ce même point,
- k : ratio d'anisotropie des mouvements de sol.

L'influence de l'incertitude de ces différents paramètres sur la teneur en eau totale a été calculée par Cabidoche & Ozier-Lafontaine (1995). Le paramètre ayant le plus d'influence est la teneur en eau au point d'entrée d'air W^{ae} : une incertitude de 5 % sur W^{ae} implique une incertitude du même ordre sur le calcul de la teneur en eau matricielle, dont la valeur est de l'ordre de 0.45 kg kg^{-1}.
Cependant, ces paramètres étant fixés, leur incertitude d'estimation n'influe pas sur le calcul des variations de teneur en eau matricielle. **Nous considérerons donc que l'incertitude sur le calcul des variations de la teneur en eau matricielle moyenne est négligeable.**

- **Teneur en eau totale.**

La teneur en eau totale moyenne est estimée à partir de 12 profils à la tarière. A une profondeur donnée, l'incertitude est donnée par l'écart-type d'estimation de la moyenne qui est d'environ 0.015 kg kg^{-1}. **La teneur en eau à une profondeur donnée est alors convertie en teneur en eau d'une couche de sol d'épaisseur donnée.** Ceci se fait par interpolation à partir des teneurs en eau totales mesurées en trois profondeurs et des épaisseurs moyennes de couche déterminées par les THERESA. L'incertitude sur la teneur en eau totale d'une couche donnée est donc supérieure à l'incertitude à une profondeur donnée.

Nous n'avons pas détaillé le calcul total de l'incertitude, le but de cette section étant juste d'obtenir un ordre de grandeur. Nous l'estimons à au moins le double de l'incertitude à une profondeur donnée, soit **0.03 kg kg^{-1}**.

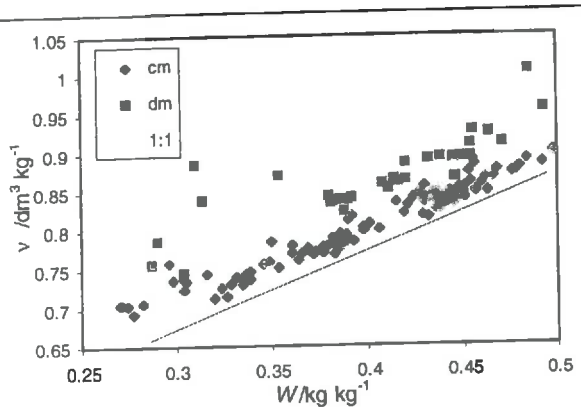
H. Comparaison des courbes de retrait obtenues sur petits et gros échantillons.

Dans certains cas (cf. chapitre I), la forme de la courbe de retrait d'échantillons de sols dépend de la taille des échantillons étudiés. Ainsi, Bruand & Prost (1987) montrent que les courbes de retrait obtenues pour différentes tailles d'agrégats sont à chaque fois différentes.

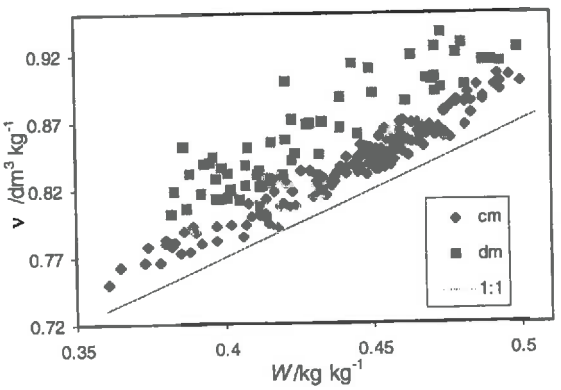
Par contre, pour les vertisols de Guadeloupe, Cabidoche *et al.* (1986) obtiennent une même courbe de retrait pour des échantillons dont le volume varie de quelques dizaines à quelques centaines de cm^3.

Sur le site de la Simonière, nous avons travaillé sur deux tailles d'échantillons dont les volumes étaient respectivement de plusieurs centaines de cm^3 (chapitre V) et de quelques cm^3 (chapitre VI).

Les courbes de retrait obtenues sur les deux tailles d'échantillons (cf. Graphe H-1 et Graphe H-2) sont comparables, seules les valeurs de la porosité structurale diffèrent. Cela est logique car les plus gros pores structuraux ne sont pas comptabilisés dans le volume des échantillons centimétriques alors que l'ensachage sous vide les prend en compte.



Graphe H-1 : comparaison des courbes de retrait obtenues sur échantillons cm et dm, 10-40 cm, la Simonière.



Graphe H-2 : comparaison des courbes de retrait obtenues sur échantillons cm et dm, 40-100 cm, la Simonière.

Nous n'observons donc pas de structure secondaire qui serait présente dans les échantillons de plus grande taille.

La courbe de retrait obtenue sur petits échantillons peut servir à caractériser l'évolution de la porosité structurale au cours du retrait. Par contre, il faut raisonner sur de gros échantillons lorsque l'on veut accéder au volume total de vides structuraux.

I. Etude de l'influence de la pression pédostatique sur la courbe de retrait d'échantillons centimétriques.

Nous avons étudié l'influence de la pression pédostatique sur la courbe de retrait en comparant les coefficients de la droite de régression obtenus sur des échantillons soumis à cette pression (nos mesures, site de la Simonière, profondeur, 60-70cm : cf. section VI.3.2.1) avec ceux obtenus sur des échantillons soustraits à cette pression (données de Helly utilisées pour la courbe de rétention, même site et même profondeur).
Si nous faisons l'hypothèse que cette pression (déterminée par le poids de la couche de sol 0-60 cm) n'a pas d'influence sur la courbe de retrait, alors ces deux ensembles de données (échantillons) peuvent être considérés comme faisant partie d'un même ensemble (population). Nous nous trouvons alors dans les conditions nécessaires à une analyse de covariance sur les coefficients des différentes régressions (Scherrer, 1984), dont le principe est maintenant décrit.

L'analyse de covariance consiste à tester l'égalité des pentes, puis, si cela est vérifié, à tester l'égalité des ordonnées à l'origine. L'hypothèse d'égalité des pentes se fait en vérifiant que l'erreur résiduelle due à la variation des pentes est explicable par les fluctuations fortuites d'échantillonnage. Soit K le nombre d'échantillonnages et N le nombre total d'échantillons. On calcule le rapport de la variance résiduelle due à la variation des pentes (σ_{VP}^2) et de la variance résiduelle totale, obtenue sur une série de K droites parallèles dont la pente est égale à la pente pondérée des droites observées (σ_{DP}^2). La variable aléatoire associée à ce rapport de deux variances suit une loi de Fisher-Snedecor à ν_1=K-1 et ν_2=N-K-1 degrés de libertés.

Dans notre cas, nous avons K=2 échantillonnages qui correspondent à nos données et à celles de Helly (1990). Nous avons travaillé sur 46 échantillons (cf. tableau VI-6), et Helly (1990) sur 25 échantillons, soit un total de N=71. Les résultats du test de covariance sont résumés dans le Tableau I-1.

Tableau I-1 : résultats des tests de covariance, courbes de retrait d'échantillons cm, 60-70 cm, la Simonière.

σ_{VP}^2	σ_{DP}^2	$F_{VP}=\sigma_{VP}^2/\sigma_{DP}^2$	σ_{VOO}^2	$F_{VOO}=\sigma_{VP}^2/\sigma_{DP}^2$	ν_1	ν_2	$F_{\alpha=5\%}$
$5.6\cdot10^{-8}$	$5.6\cdot10^{-5}$	0.001	3.462	3.462	1	68	3.98

indice VP : Variation Pente, DP : Droites Parallèles, VOO : Variation de l'Ordonnée à l'Origine.

Les variables aléatoires F_{VP} et F_{VOO} sont toutes deux inférieures à la valeur critique F_α=5%. Ceci nous montre que les pentes et ordonnées à l'origine ne sont pas significativement différentes les unes des autres. **Nous ne pouvons donc pas mettre en évidence l'influence de la pression pédostatique sur la forme du retrait des échantillons centimétriques, dans la gamme d'humidité étudiée**. Ce résultat est en accord avec ceux de la littérature (Talsma, 1977b; Bronswijk, 1990; Kim *et al.*, 1992b).

J. Mesure *in situ* de la conductivité hydraulique de la porosité matricielle d'un vertisol de Guadeloupe par une approche lagrangienne.

J. MESURE *IN SITU* DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE DE LA POROSITE MATRICIELLE D'UN VERTISOL DE GUADELOUPE PAR UNE APPROCHE LAGRANGIENNE. 262

J.1 INTRODUCTION. 263
J.2 BASES THEORIQUES DE LA METHODE UTILISEE IN SITU. 264
J.3 METHODOLOGIE. 268
J.4 RESULTATS. 269
J.5 CONCLUSION. 271

J.1 Introduction.

Les difficultés propres aux sols argileux gonflants comportant plusieurs compartiments de porosité expliquent pourquoi très peu d'études ont concerné l'établissement *in situ* de la courbe de conductivité.
Elles ont généralement porté sur la détermination de la conductivité à saturation. Ainsi, Yule & Ritchie (1980b) utilisent un perméamètre double anneau de taille variable (de quelques décimètres à plus de 1 m). Cependant, ces méthodes se heurtent à des problèmes liés à la taille du perméamètre par rapport à la taille du réseau fissural. En effet, à moins d'avoir repéré à l'état sec le réseau fissural, on peut inclure des fissures à l'intérieur du dispositif. Ceci induit un double problème :

(i) de nombreuses observations ont montré qu'une fissure même refermée en surface peut être ouverte quelques centimètres en profondeur, ce qui va favoriser les écoulements au droit de cette fissure,

(ii) des études ont montré que la conductivité à saturation proche de la fissure est très supérieure à la conductivité à saturation au coeur des prismes (Dolezal & Kutilek, 1972), d'où un problème d'hétérogénéité. Talsma & van der Lelij (1976) soulignaient que la formation des fissures est la cause d'une variabilité importante de la vitesse d'infiltration même aux fortes humidités.

McIntyre & Sleeman (1982) ont relié la conductivité proche de la saturation au taux de saturation de la porosité structurale, mais ils ne se sont pas intéressés à la conductivité de la phase matricielle du sol. Les infiltromètres sous charge négative ont déjà été utilisés avec succès sur des sols argileux déformables (voir par exemple Lin, 1995). Cependant, la gamme des succions utilisées (inférieure à une dizaine de cmCE) permet d'obtenir seulement la conductivité de la porosité structurale (Lin, 1995).

La détermination au champ de la courbe de conductivité s'appuie généralement sur l'étude de la cinétique de redistribution de l'humidité à partir d'un profil initial de teneur en eau. Cette approche a par exemple été utilisée par Douglas *et al.* (1980) sur un sol argileux gonflant cultivé. La conductivité était alors corrigée par l'introduction de coordonnées matérielles pour tenir compte du gonflement du sol.

Nous nous proposons d'étudier la redistribution de l'humidité consécutive à une pluie en déterminant les profils instantanés. Les variations de teneurs en eau matricielle sont déduites des variations d'épaisseurs de couche enregistrées par les THERESA. L'utilisation de ces capteurs, liés au sol, nous conduit donc à décrire les transferts hydriques dans un repère matériel ou lagrangien, tel que décrit par Raats & Klute (1968,1969). Le repère utilisé (cf. paragraphe suivant) doit prendre en compte les déformations tridimensionnelles du sol.

J.2 Bases théoriques de la méthode utilisée in situ.

Nous nous plaçons sous les mêmes hypothèses que précédemment. L'équation de continuité établie pour un volume élémentaire contenu dans un prisme continu délimité par un réseau de fissures s'écrit :

$$\left(\frac{\partial \vartheta}{\partial t}\right)_m = -\vec{\nabla}_m \cdot \mathbf{q}_{w/s}, \qquad \textit{eq. J-1}$$

où $\vec{\nabla}_m$ est l'opérateur différentiel nabla exprimé dans le repère matériel, et ϑ est l'indice d'humidité. En utilisant la loi de Darcy, l'eq. J-1 devient :

$$\left(\frac{\partial \vartheta}{\partial t}\right)_m = \vec{\nabla}_m \cdot \left(K_{w/s} \cdot \vec{\nabla}\phi\right), \qquad \textit{eq. J-2}$$

avec ϕ le potentiel total de l'eau et $\vec{\nabla}$ l'opérateur différentiel nabla exprimé dans un repère fixe. La matrice de transformation permettant de passer du repère fixe au repère matériel et donc reliant $\vec{\nabla}_m$ à $\vec{\nabla}$ s'écrit :

$$\vec{\nabla}_m = \mathbf{J} \cdot \vec{\nabla}, \text{ avec}$$
$$\mathbf{J} = \begin{bmatrix} \frac{\partial x}{\partial x_m} & \frac{\partial y}{\partial x_m} & \frac{\partial z}{\partial x_m} \\ \frac{\partial x}{\partial y_m} & \frac{\partial y}{\partial y_m} & \frac{\partial z}{\partial y_m} \\ \frac{\partial x}{\partial z_m} & \frac{\partial y}{\partial z_m} & \frac{\partial z}{\partial z_m} \end{bmatrix}. \qquad \textit{eq. J-3}$$

En reportant eq. J-3 dans eq. J-2, on obtient :

$$\left(\frac{\partial \vartheta}{\partial t}\right)_m = \vec{\nabla}_m \cdot \left(\mathbf{K}_m \cdot \vec{\nabla}_m \phi\right), \qquad \textit{eq. J-4}$$

avec :

$$\mathbf{K}_m = K_{w/s} \cdot \mathbf{J}^{-1}. \qquad \textit{eq. J-5}$$

L'équation eq. J-4 est l'équivalent de l'équation (20) de Raats & Klute (1968).
Lorsque les déformations du sol et le flux hydrique ont lieu seulement le long de l'axe vertical, Raats & Klute (1969) obtiennent pour $\mathbf{J}$:

$$\mathbf{J}=\begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \dfrac{\rho_{d_0}}{\rho_d} \end{bmatrix}, \qquad \textit{eq. J-6}$$

où ρ_d est la masse volumique apparente du sol et ρ_{d_0} la masse volumique apparente du sol dans un état de référence. Dans le cas général, les mouvements de sol et les transferts hydriques ont lieu simultanément dans toutes les directions et le calcul de **J** est "difficile" (Raats & Klute, 1968; Vauclin, 1988). Nous proposons de calculer cette matrice dans le cas général en formulant un certain nombre d'hypothèses supplémentaires.

Hypothèse 1 : le sol se déforme sans cisaillement. Dans ce cas, la matrice **J** devient diagonale et peut donc s'écrire :

$$\mathbf{J}=\begin{bmatrix} \dfrac{dx}{dx_m} & 0 & 0 \\ 0 & \dfrac{dy}{dy_m} & 0 \\ 0 & 0 & \dfrac{dz}{dz_m} \end{bmatrix}. \qquad \textit{eq. J-7}$$

Considérons maintenant un volume élémentaire $\Delta V=\Delta x\cdot\Delta y\cdot\Delta z$. Le volume matériel correspondant (i.e. le volume de solide) est :

$$\Delta V_m=\frac{\Delta V}{1+e}=\Delta x_m\cdot\Delta y_m\cdot\Delta z_m, \qquad \textit{eq. J-8}$$

avec e l'indice de vide.

Hypothèse 2 : dans le cas où les déformations sont unidimensionnelles, le rapport entre la coordonnée cartésienne et la coordonnée matérielle est (1+e). De façon similaire, nous posons la relation suivante entre les coordonnées matérielles et cartésiennes :

$$\begin{cases} \Delta x_m=\dfrac{\Delta x}{(1+e)^{\alpha}} \\ \Delta y_m=\dfrac{\Delta y}{(1+e)^{\alpha}} \\ \Delta z_m=\dfrac{\Delta z}{(1+e)^{1-2\cdot\alpha}} \end{cases}. \qquad \textit{eq. J-9}$$

Dans le repère matériel, le volume matériel est constant par définition. Ainsi, la différentiation de l'eq. J-8 conduit à :

$$\frac{d(\Delta V_m)}{\Delta V_m} = 0 = \frac{d(\Delta x_m)}{\Delta x_m} + \frac{d(\Delta y_m)}{\Delta y_m} + \frac{d(\Delta z_m)}{\Delta z_m}. \qquad \textit{eq. J-10}$$

Hypothèse 3 : le sol se déforme de façon équidimensionnelle dans les directions horizontales. Cette hypothèse se retrouve chez de nombreux auteurs (Bronswijk, 1990; Voltz & Cabidoche, 1995; Garnier, 1996; ...). Dans ce cas, Voltz & Cabidoche (1995) définissent le rapport k d'anisotropie par le rapport des taux d'élongations verticaux et horizontaux :

$$k = \frac{\left(d(\Delta x)/\Delta x\right)}{\left(d(\Delta z)/\Delta z\right)} = \frac{\left(d(\Delta y)/\Delta y\right)}{\left(d(\Delta z)/\Delta z\right)}. \qquad \textit{eq. J-11}$$

Hypothèse 4 : nous cherchons α tel que l'on ait :

$$\frac{d(\Delta x_m)}{\Delta x_m} = \frac{d(\Delta y_m)}{\Delta y_m} = \frac{d(\Delta z_m)}{\Delta z_m} = 0. \qquad \textit{eq. J-12}$$

L'équation eq. J-12 est différente de l'équation eq. J-9 qui elle n'est qu'une conséquence de la conservation du volume matériel.
L'équation eq. J-9 mise sous forme différentielle donne :

$$d(\Delta x_m) = \frac{d(\Delta x)}{(1+e)^{\alpha}} - \alpha \cdot \frac{\Delta x}{(1+e)^{\alpha}} \cdot \frac{de}{1+e}. \qquad \textit{eq. J-13}$$

Or sachant que l'on a par définition de e :

$$\frac{de}{1+e} = \frac{d(1+e)}{1+e} = \frac{d(\Delta V)}{\Delta V} = \frac{d(\Delta x)}{\Delta x} + \frac{d(\Delta y)}{\Delta y} + \frac{d(\Delta z)}{\Delta z}, \qquad \textit{eq. J-14}$$

ceci devient en reportant l'équation eq. J-11 :

$$\frac{de}{1+e} = (1+2\cdot k)\cdot\frac{d(\Delta z)}{\Delta z} = \frac{(1+2\cdot k)}{k}\cdot\frac{d(\Delta x)}{\Delta x} = \frac{(1+2\cdot k)}{k}\cdot\frac{d(\Delta y)}{\Delta y}. \qquad \textit{eq. J-15}$$

Il suffit alors de reporter cette dernière expression de $\frac{de}{1+e}$ dans eq. J-13 et la quatrième hypothèse est vérifiée avec :

$$\alpha = \frac{k}{1+2\cdot k}. \qquad \textit{eq. J-16}$$

L'expression de α étant obtenue, on peut donc repasser au tenseur de conductivité matérielle (eq. J-5) qui devient :

$$\mathbf{K}_m = \begin{bmatrix} K_m^h & 0 & 0 \\ 0 & K_m^h & 0 \\ 0 & 0 & K_m^v \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{K_{w/s}}{(1+e)^{\alpha}} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{K_{w/s}}{(1+e)^{\alpha}} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{K_{w/s}}{(1+e)^{1-2\cdot\alpha}} \end{bmatrix}. \qquad \textit{eq. J-17}$$

Les équations eq. J-4 et eq. J-17 sont équivalentes aux résultats de Garnier (1996). Ce tenseur se réduit à un scalaire si $K_m^h = K_m^v$, soit si :

$$\alpha = 1-2\cdot\alpha \Leftrightarrow \alpha = \frac{1}{3} \Leftrightarrow k = 1, \qquad \textit{eq. J-18}$$

c'est à dire lorsque les déformations du sol sont équidimensionnelles. Pour le sol de la Simonière, nous avons retenu un coefficient de 0.85 (Cabidoche et Ozier-Lafontaine, 1995), donc $K_m^h < K_m^v$.

Dans le cas de déformations seulement verticales, le rapport k est nul ainsi que α (cf. eq. J-16). Si de plus les transferts hydriques n'ont lieu que dans cette même direction, l'équation de continuité eq. J-4 devient :

$$\left(\frac{\partial\vartheta}{\partial t}\right)_m = \frac{\partial}{\partial z_m}\left(K_m \cdot \frac{\partial\left(\psi_m - z + \Omega\right)}{\partial z_m}\right), \qquad \textit{eq. J-19}$$

avec :

$$K_m = \frac{K_{w/s}}{1+e}. \qquad \textit{eq. J-20}$$

Les équations eq. J-19 et eq. J-20 sont équivalentes à la relation (9) de Philip (1969). L'approche développée ici se réduit donc à la théorie existante dans le cas de déformations et transferts unidimensionnels.

Dans le cas général, même si les transferts hydriques n'ont lieu que selon la direction verticale, le sol présente un retrait/gonflement horizontal (ouverture/fermeture des fissures) et vertical (affaissement/subsidence). Alors, l'équation de continuité eq. J-4 se réduit bien à eq. J-19, mais l'expression eq. J-20 devient :

$$K_m = \frac{K_{w/s}}{(1+e)^{1-2\cdot\alpha}}. \qquad \textit{eq. J-21}$$

Ces équations sont celles utilisées par la suite.

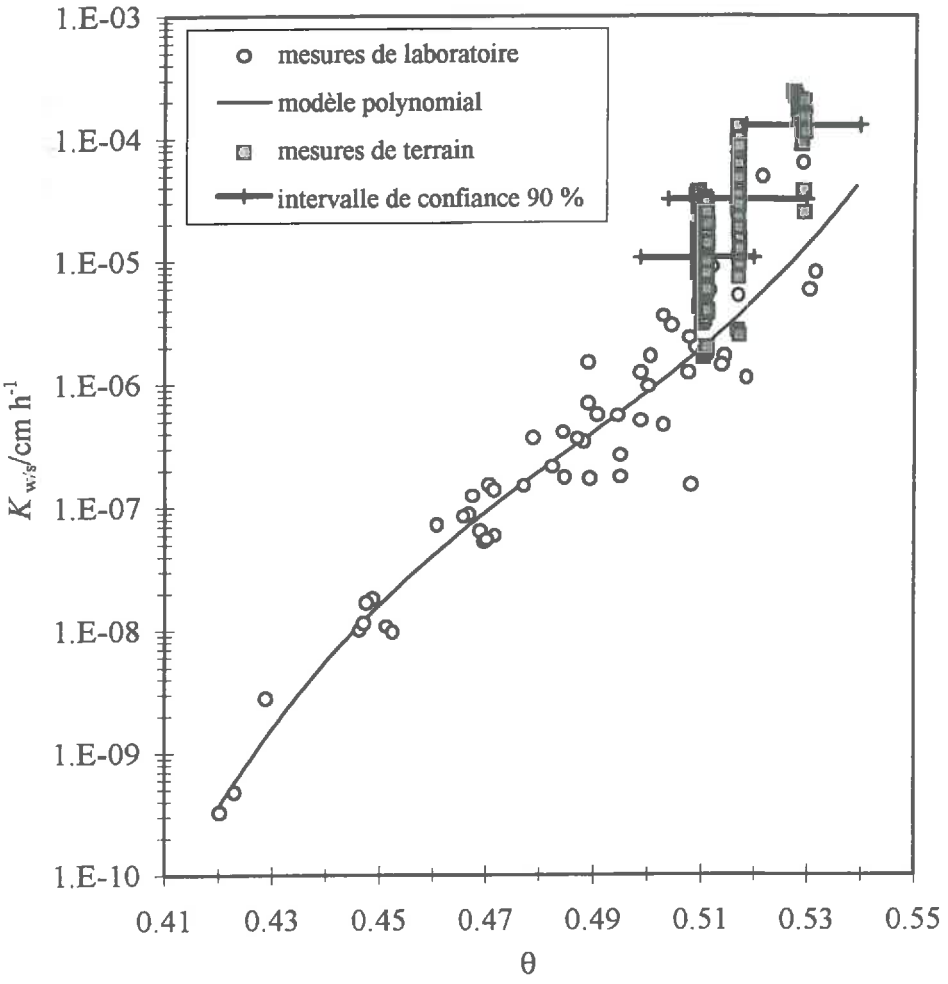
J.3 Méthodologie.

Nous avons étudié la redistribution de l'humidité du sol après une pluie sur le site de la Simonière. Le fond du profil est supposé imperméable et constitue donc un plan de flux nul. Les transferts matriciels sont supposés unidimensionnels verticaux et la porosité structurale est supposée étanche vis à vis de la porosité matricielle, ce qui se justifie en profondeur (cf. chapitre V). Nous n'avons retenu que les épisodes pluvieux qui s'accompagnent de gonflement en profondeur mais qui n'entraînent ni drainage ni ruissellement mesurables. Nous pouvons alors supposer que l'eau de pluie n'a pas pénétré dans les fissures et donc que les transferts matriciels sont bien seulement verticaux. La méthode des profils instantanés permet alors de calculer la conductivité à différentes profondeurs.

La teneur en eau matricielle est calculée à partir des variations d'épaisseurs de couche de sol mesurées par les THERESA. Cinq couches ont été suivies avec 6 répétitions par couche (cf. section V.2). Le bilan de masse pour l'eau peut donc être fait entre deux instants de mesures. On repasse aux potentiels par l'intermédiaire de la courbe de rétention (cf. chapitre VI).

J.4 Résultats.

Nous n'avons retenu que trois épisodes pluvieux où l'ensemble de nos hypothèses présentées dans la méthodologie pouvait être satisfait. Les conductivités ainsi calculées sont portées sur le graphe J-1, où figurent également les conductivités mesurés au laboratoire par une approche eulérienne (cf. chapitre VI). La variabilité des résultats est importante car les variations de teneurs en eau moyennes calculées sont faibles, les variations d'épaisseurs de couche ayant toujours été inférieures à 1 mm, soit 0.5 % de l'épaisseur de la couche. Cependant, malgré cette variabilité, les conductivités calculées à partir des mesures *in situ* sont toujours un ordre de grandeur supérieur aux conductivités calculées à partir des mesures de laboratoire.



Graphe J-1 : courbe de conductivité, horizon profond, la Simonière.

Flühler *et al.* (1978) ont trouvé des différences significatives entre les conductivités mesurées sur le terrain et celles mesurées à partir d'échantillons, spécialement pour les sols argileux : cette différence était surtout importante aux faibles succions, les courbes de conductivité étant ensuite parallèles. Cependant, ils trouvaient une conductivité au laboratoire supérieure à la

conductivité au champ. Dans nos expériences, comme les mesures de laboratoire ont été réalisées en dessiccation et les mesures de terrain en réhumectation, nous pouvons essayer d'expliquer cette différence par un phénomène d'hystérésis.

Cette hystérésis ne peut pas être due à des écoulements préférentiels dans la porosité structurale qui ensuite diffuseraient dans la porosité matricielle du sol, car dans les couches profondes, les transferts structure-matrice peuvent être considérés comme nuls. Etant donné que les faces de glissement ont été reconnues comme des plans de moindre cohésion de volume négligeable, nous pouvons également rejeter l'hypothèse d'écoulements rapides le long des faces de glissement, comme cela a été mis en évidence à proximité de la surface par Lin (1995). Enfin, le diamètre maximal de la porosité matricielle étant de 5 µm, on ne peut pas prendre en considération des écoulements rapides dans les pores matriciels de plus grosses tailles.

Cette hystérésis pourrait provenir de l'apparition d'une microfissuration qui se développerait avec le front d'humectation.
Stengel (1993) a observé ce phénomène au laboratoire et à la surface d'un sol argileux à tendance vertique *in situ*. Ce phénomène était d'autant plus développé que le sol était sec au début des expérimentations.
Lors de nos mesures, le volume créé par les fissures qui restent ouvertes en profondeur permettrait à cette microfissuration de se développer.

Une autre explication concerne la mise en défaut de notre hypothèse relative à des transferts purement verticaux.
En effet, du fait de la variabilité au champ du réseau fissural, de la teneur en eau et du couvert végétal, il est tout à fait possible que l'eau pénètre dans les fissures ponctuellement sur la parcelle, sans pour autant donner lieu à du drainage enregistré à l'échelle globale de la parcelle. Dans ce cas, une partie des capteurs THERESA pourrait enregistrer des variations de teneurs en eau dues à des réhumectations latérales à partir des parois des fissures. Ainsi, pour chaque couche, l'accumulation d'eau serait d'une part la conséquence des transferts verticaux et d'autre part la conséquence de la diffusion horizontale de l'eau fissurale.
Les variations de teneurs en eau dues aux transferts verticaux seraient donc surestimées par notre méthode, ce qui conduirait à une surestimation de la conductivité.

Sur le Graphe J-1, nous avons également porté l'intervalle de confiance à 90 % pour l'estimation de la teneur en eau moyenne dû à la variabilité spatiale de la variation de la réponse des capteurs THERESA. Nous voyons donc que, en prenant en compte cette incertitude, il est difficile de conclure de façon formelle sur l'hypothèse d'hystérésis car l'incertitude au champ recoupe la dispersion expérimentale des mesures au laboratoire.

Nous avons également fait les calculs en supprimant du potentiel total le potentiel de gonflement Ω. Les conductivités calculées ne diffèrent pas des conductivités calculées en prenant en compte Ω. Ceci s'explique par les faibles gradients de Ω (de l'ordre de 1 m m^{-1}) par rapport aux gradients du potentiel matriciel (de l'ordre de 70 m m^{-1}).

J.5 Conclusion.

Nous avons présenté dans cette annexe une méthode basée sur une approche lagrangienne permettant d'obtenir la conductivité hydraulique de la phase matricielle d'un sol qui se déforme dans toutes les directions de l'espace. La théorie développée se réduit à la théorie existante dans le cas de milieux unidimensionnels.
Cette approche nécessite l'écriture sous forme tensorielle de la conductivité hydraulique matérielle. Elle met en évidence une anisotropie du sol pour ses propriétés de transferts dans le cas général où les déformations ne sont pas équidimensionnelles. Lorsque l'amplitude des mouvements verticaux du sol est supérieure (resp. inférieure) à l'amplitude horizontale, la composante verticale de la conductivité matérielle est supérieure (resp. inférieure) à sa composante horizontale.

Cette approche a été appliquée à la détermination de la courbe de conductivité hydraulique au sens de Darcy dans des mesures *in situ*. Les résultats obtenus sont comparables aux résultats obtenus au laboratoire, mais sont un ordre de grandeur supérieurs. Du fait de conditions expérimentales non optimales, nous n'avons pas pu arriver à une conclusion définitive sur la cause de ces différences. En particulier, l'hypothèse de microfissuration à l'humectation doit être confirmée.

K. Principe de la méthode numérique choisie.

L'équation de Richards VII-2 (cf. chapitre VII) peut s'écrire en fonction du potentiel :

$$C(\psi)\cdot\frac{\partial\psi}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(K_{w/s}(\psi)\cdot\frac{\partial\psi}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_{w/s}(\psi)\cdot\left(\frac{\partial\psi}{\partial z}+1\right)\right)+S_w(\theta_{mat},\theta_{struc},z), \qquad \textit{eq. K-1}$$

avec $C(\psi)=\frac{d\theta_{mat}}{d\psi}$ la capacité capillaire et ψ le potentiel de l'eau dans la porosité matricielle.

La discrétisation conduit à remplacer cette équation algébrique continue par un système d'équations où les inconnues sont les potentiels aux noeuds du réseau de discrétisation. Soit **u** le vecteur des inconnues (les potentiels) aux noeuds du maillage. La méthode des éléments finis revient à inverser à chaque pas de temps le système :

$$\mathbf{M}(t,\mathbf{u})\cdot\frac{d\mathbf{u}}{dt}+\mathbf{K}(t,\mathbf{u})\cdot\mathbf{u}=\mathbf{f}(t,\mathbf{u}), \qquad \textit{eq. K-2}$$

avec **M** la matrice de masse, **K** la matrice de raideur, **f** le vecteur second membre. Ceci représente une équation vectorielle différentielle du premier ordre. Dans le cas d'un problème transitoire non linéaire, ce qui est notre cas, ces différentes matrices et second membre dépendent du temps et de l'inconnue **u**.

- **Différenciation d'une équation différentielle ordinaire du premier ordre par une méthode multipas.**

Considérons l'équation différentielle suivante :

$$\begin{cases}\dfrac{dy(t)}{dt}=f(t,y(t)),\forall t\in[t_0,t_{max}]\\ y(t_0)=y_0\end{cases}, \qquad \textit{eq. K-3}$$

où y est l'inconnue (scalaire ou vectorielle). Soit Δt un pas de temps fixé. On note $y_n=y(t_n)=y(t_0+n\cdot\Delta t)$ et $f_n=f(t_n,y_n)$. La méthode multipas est définie par le coefficient q (le nombre de pas de la méthode) et les coefficients $\alpha_i,\beta_i,i\in[0,q]$ (George, 1985) tels que l'équation K-3 devient :

$$\begin{cases} \sum_{i=0}^{q} \alpha_i \cdot y_{n+i} = \Delta t \cdot \sum_{i=0}^{q} \beta_i \cdot f_{n+i} \\ y_0, \ldots, y_{q-1} \text{ connus} \end{cases} \qquad \textit{eq. K-4}$$

La méthode à un pas d'ordre un que nous avons retenue correspond à la méthode d'Euler implicite (Dhatt & Touzot, 1981) qui est un schéma inconditionnellement stable. Cette méthode correspond aux coefficients suivants :

$$\alpha_0 = -1, \alpha_1 = 1, \beta_0 = 0, \beta_1 = 1.$$

L'équation K-4 devient :

$$\frac{y_{n+1} - y_n}{\Delta t} = f_{n+1} \Leftrightarrow y_{n+1} = y_n + \Delta t \cdot f_{n+1} \qquad \textit{eq. K-5}$$

- **Application à la différenciation de l'équation de Richards.**

Dans le cas de l'équation de Richards discrétisée par la méthode des éléments finis, l'équation K-4 devient, sous forme générale :

$$\begin{gathered} \left(\alpha_q \cdot \mathbf{M}_{n+q} + \Delta t \cdot \beta_q \cdot \mathbf{K}_{n+q}\right) \cdot \mathbf{u}_{n+q} = \Delta t \cdot \beta_q \cdot \mathbf{f}_{n+q} + \\ \mathbf{M}_{n+q} \cdot \left(\sum_{i=0}^{q-1} \left(\Delta t \cdot \beta_{n+i} \cdot \mathbf{M}_{n+i}^{-1} \cdot \left(\mathbf{f}_{n+i} - \mathbf{K}_{n+i} \cdot \mathbf{u}_{n+i} \right) - \alpha_i \cdot \mathbf{u}_{n+i} \right) \right) \\ \Updownarrow \\ \mathbf{A}_{n+q} \cdot \mathbf{u}_{n+q} = \mathbf{F}_{n+q} \end{gathered} \qquad \textit{eq. K-6}$$

Pour la méthode à un pas d'ordre un, l'équation K-6 se simplifie en :

$$\begin{cases} \mathbf{A}_{n+1} = \mathbf{M}_{n+1} + \Delta t \cdot \mathbf{K}_{n+1} \\ \mathbf{F}_{n+1} = \Delta t \cdot \mathbf{f}_{n+1} + \mathbf{M}_{n+1} \cdot \mathbf{u}_n \end{cases} \qquad \textit{eq. K-7}$$

Résoudre l'équation de Richards revient donc à chaque pas de temps à inverser le système K-6 avec les matrices définies dans l'équation K-7. Le problème est non linéaire car les matrices intervenant dans la résolution du système au temps n+1 dépendent de la solution connue au temps t_n mais également de la solution inconnue au temps t_{n+1}. On contourne ce problème en linéarisant l'équation par des itérations à chaque pas de temps.
Soit $\mathbf{u}_{n+1}^m$ l'itérée m de la solution au temps n+1, avec $\mathbf{u}_{n+1}^0 = \mathbf{u}_n$. En notant avec l'exposant m les matrices calculées à partir de l'itérée m, le système K-6 devient finalement :

$$\mathbf{A}_{n+1}^m \cdot \mathbf{u}_{n+1}^{m+1} = \mathbf{F}_{n+1}^m \qquad \textit{eq. K-8}$$

Ce système se résout classiquement. Les itérations se poursuivent jusqu'à convergence de la méthode, c'est à dire lorsque la norme de la différence de deux itérées successives est inférieure à un seuil choisi. La norme utilisée est la norme du maximum, la valeur du seuil est fixée à 0.1 cm.

L. Construction du "vertiscope" sur le site de Gardel.

Photo L-1 : mise en place du Vertiscope : plaque inox et résinage, Gardel-INRA.

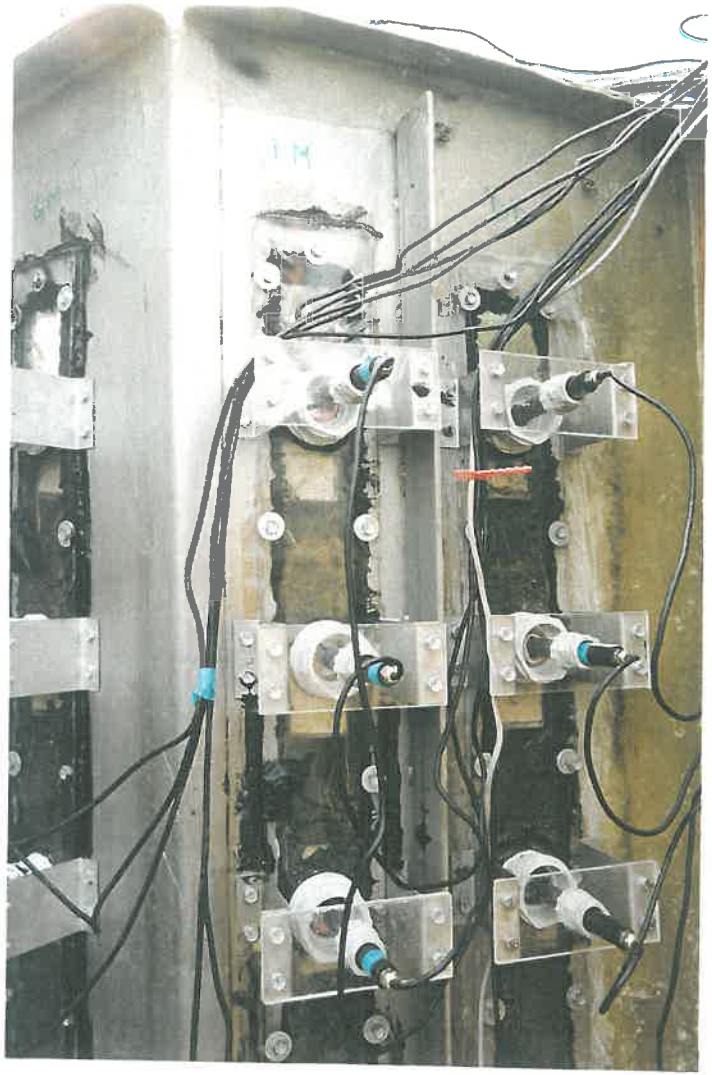


Photo L-2 : installation du Vertiscope : capteurs de déplacements horizontaux, Gardel-INRA.

Photo L-3 : installation du Vertiscope : capteurs horizontaux et dispositif de réglage du niveau de la nappe fissurale, Gardel-INRA.

Photo L-4 : installation du Vertiscope : capteurs de déplacements verticaux, Gardel-INRA.

M. Schémas des capteurs utilisés pour la mesure des mouvements verticaux et horizontaux d'un prisme de vertisol.

- **Capteur pour la mesure des déplacements verticaux.**

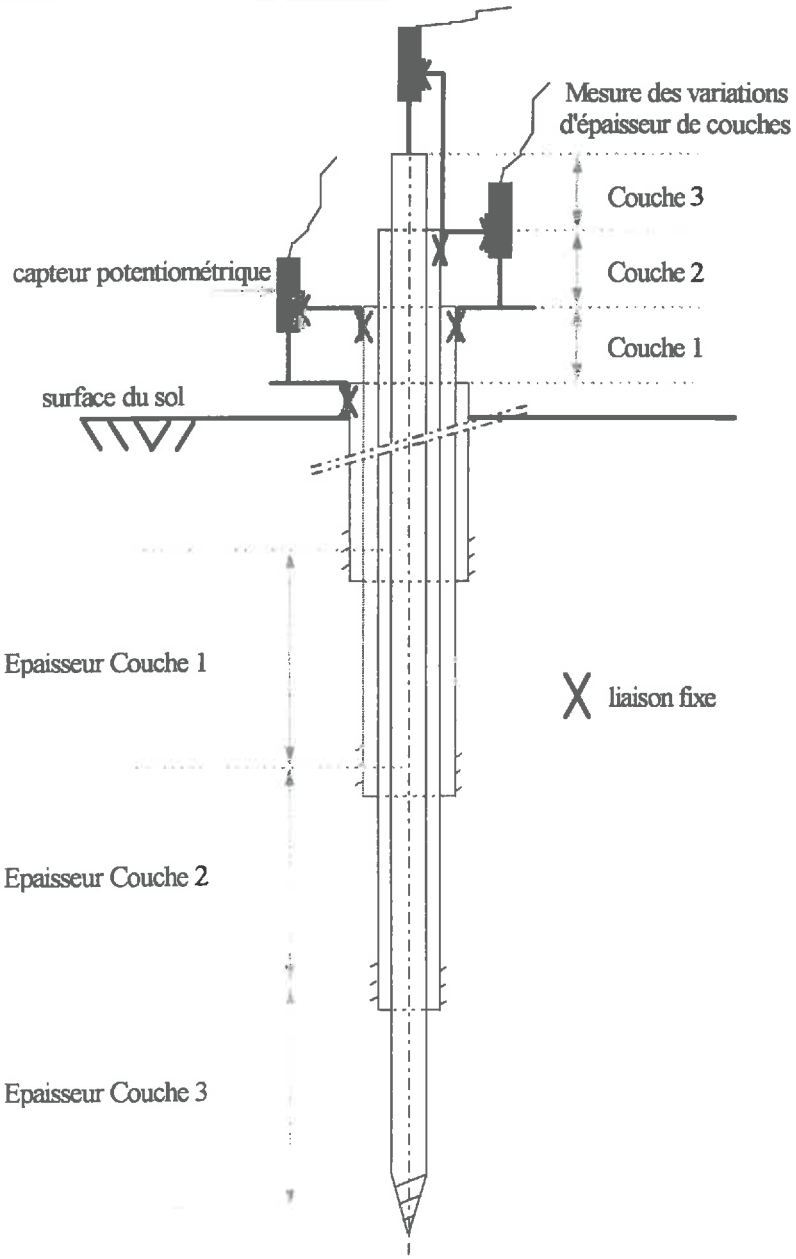


Figure M-1 : schéma d'un multiTHERESA

- **Capteur pour la mesure des déplacements horizontaux.**

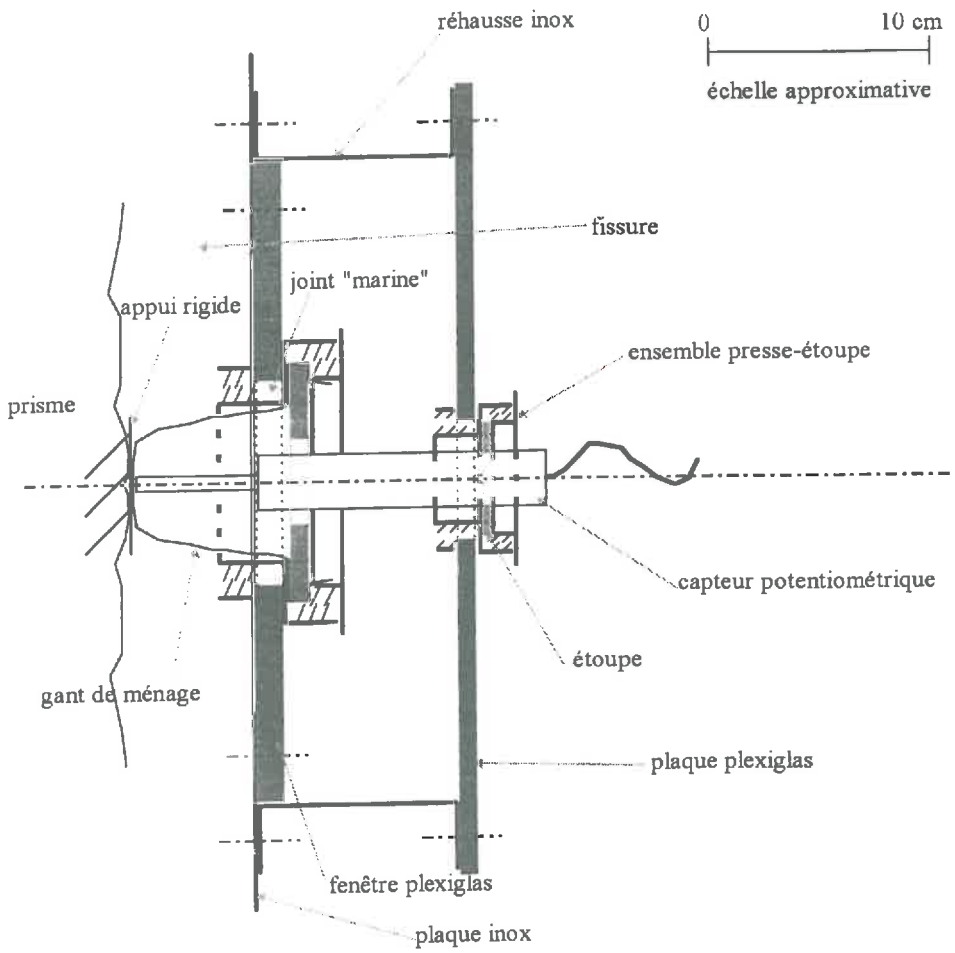


Figure M-2 : schéma de l'installation d'un capteur horizontal, Gardel-INRA. (coupe horizontale).

N. Filtrage de la température sur les capteurs de déplacement.

Les multiTHERESA fabriqués comprennent deux parties :

(i) une partie mécanique formée par les tubes en aluminium, le filetage permettant l'ancrage dans le sol et le dispositif en PVC de fixation des capteurs de déplacement sur les tubes,

(ii) une partie électronique formée par les capteurs de déplacement, qui sont de type potentiométriques.

Les notations utilisées sont définies dans le chapitre VIII.

Les capteurs de type potentiométriques sont moins sensibles à la température que ceux de type inductifs (Cocquet, 1995). Cependant, les enregistrements du signal de certains de nos capteurs, mais pas tous, présentent des variations périodiques régulières qui suivent les variations journalières de la température (cf. graphe N-1). Les capteurs concernés peuvent autant être verticaux que horizontaux. Nous ne présentons graphiquement que les résultats obtenus sur les capteurs verticaux.

Pour chaque capteur présentant un effet température marqué, nous avons effectué une régression entre l'accroissement tout au long de la journée de la température et de l'épaisseur mesurée depuis 6h00 du matin (graphe N-2).

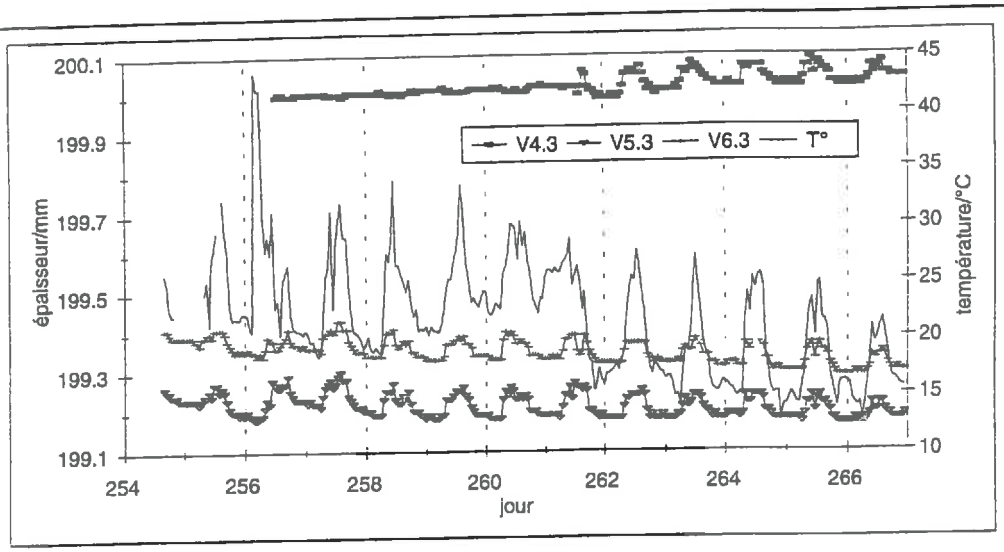
Un test sur les coefficients de régression a montré qu'ils n'étaient pas différents les uns des autres. La régression a donc finalement porté sur l'ensemble des capteurs électroniques sensibles à la température. Les coefficients de la régression finale sont regroupés dans le tableau N-1.

Tableau N-1 : coefficients de la régression entre variations d'épaisseurs et température.

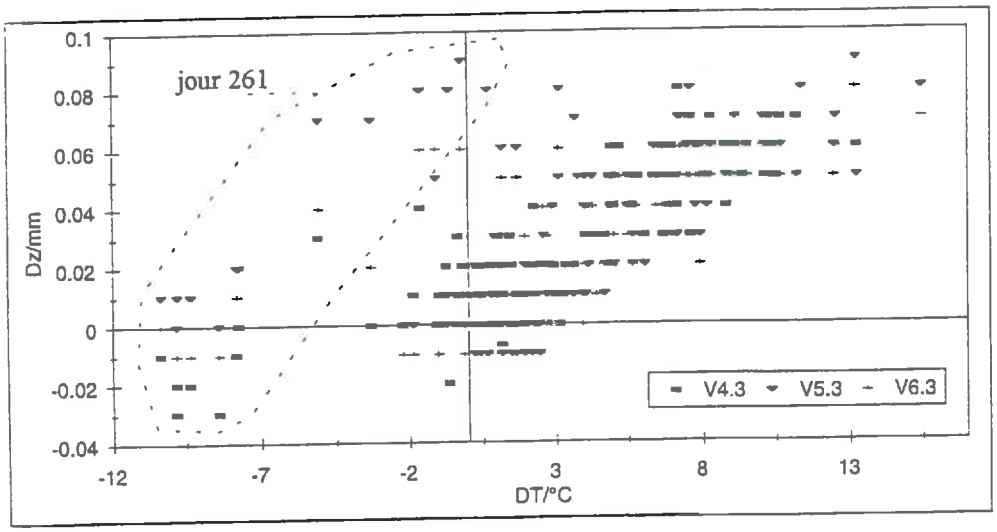
	a (σ_a) /mm °C^{-1}	b (σ_b) /mm	R^2	σ_ε /mm
V4.3, V5.3, V6.3	0.0055 (0.00026)	0.0074 (0.0014)	0.69	0.0134
H2.2, H3.2, H3.3	-0.0050 (0.00058)	-0.00812 (0.0029)	0.33	0.0204

a: pente, b: ordonnée à l'origine

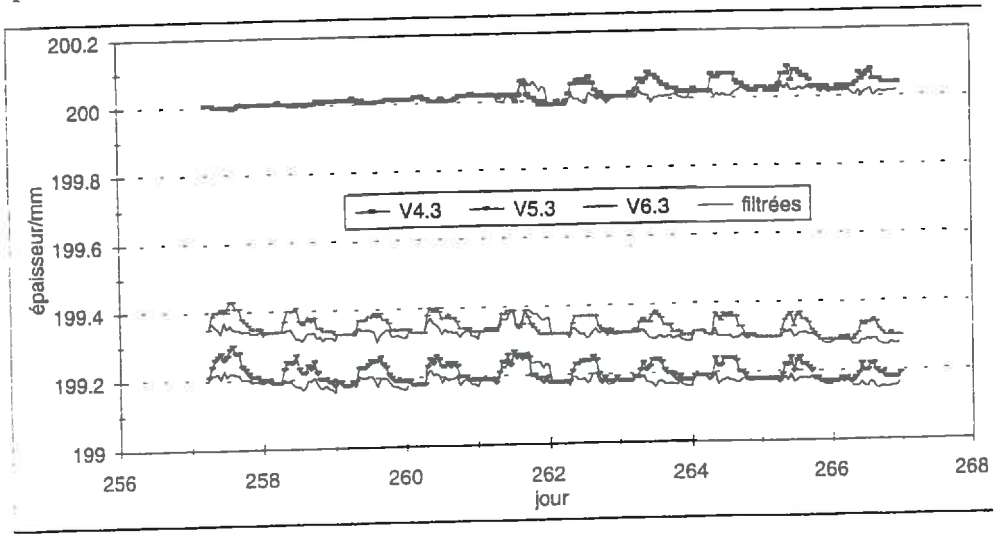
Les valeurs filtrées sont tracées sur le graphe N-3, qui montre l'efficacité du filtrage utilisé.



Graphe N-1 : variations périodiques journalières des enregistrements de certains capteurs.



Graphe N-2: variations d'épaisseurs en fonction des variations de la température.



Graphe N-3 : réponse des capteurs électroniques après filtrage de la température.

Cocquet (1995) a montré que les variations d'amplitudes mesurées étaient dues à l'effet de la température sur l'électronique des capteurs électroniques et non à la dilatation thermique des matériaux des capteurs mécaniques.

Ceci est sûrement le cas ici car les pentes des régressions effectuées sur les capteurs verticaux (avec présence d'une partie mécanique) et horizontaux (sans partie mécanique) sont égales en valeur absolue.

La partie mécanique des multiTHERESA est réalisée en aluminium, dont le coefficient de dilatation thermique est d'environ $3 \cdot 10^{-7}$ m m^{-1} $°C^{-1}$. En première approximation, seule leur partie supérieure, à l'air libre, est soumise à l'effet de la température. La longueur des tiges à prendre en compte dans le calcul de la dilatation étant de 10 cm de part leur conception, le taux de dilatation linéaire de la partie mécanique est de l'ordre de $3 \cdot 10^{-8}$ m $°C^{-1}$.

Les coefficients de sensibilité thermique estimés par la pente des régressions précédentes sont de $5 \cdot 10^{-6}$ m $°C^{-1}$. Ils sont donc largement supérieurs au taux de dilatation linéaire.

Nous pouvons donc affirmer que l'effet de la température porte essentiellement sur le capteur électronique et non sur la partie mécanique du multiTHERESA.

Les coefficients de sensibilité thermique donnés par le constructeur sont de $2 \cdot 10^{-6}$ m $°C^{-1}$, ce qui est comparable à nos valeurs.

En conclusion, l'incertitude de mesure obtenue après traitement du signal des capteurs peut être estimée à +- $5 \cdot 10^{-6}$ m. Elle est largement inférieure à l'amplitude des variations enregistrées au cours des différentes expérimentations et à la variabilité des mesures des capteurs (voir section suivante).

O. Résultats préliminaires concernant l'instrumentation du site de INRA - Gardel.

O. RESULTATS PRELIMINAIRES CONCERNANT L'INSTRUMENTATION DU SITE DE INRA - GARDEL..... 282

O.1 TEMPS DE REPONSE DU PIEZOMETRE. 283
O.2 SIMULATION DE L'APPORT D'EAU. 285

O.1 Temps de réponse du piézomètre.

Le schéma du piézomètre installé dans la fissure est donné sur la figure VIII-3.

Une variation de hauteur d'eau dans la fissure entraîne une variation de hauteur d'eau dans le piézomètre. Celle-ci est différée dans le temps. La réponse d'un piézomètre installé dans un terrain en présence d'une nappe est donnée par (cf. Zimmer, 1988)

$$\frac{u_\infty - u(t)}{u_\infty - u_0} = exp(-F \cdot S \cdot k_s \cdot t), \qquad \textit{eq. O-1}$$

où :

u est la pression ou la charge hydraulique enregistrée dans le piézomètre,
u_0 est la pression initiale,
u_∞ la pression finale,
F le facteur de forme du piézomètre,
S la sensibilité du piézomètre,
k_s la conductivité à saturation du terrain dans lequel est installé le piézomètre,
t le temps.

Le facteur de forme dépend du piézomètre. Si nous reprenons la formule donnée dans Zimmer (1988, p49), F s'exprime par :

$$F = \frac{2 \cdot \pi \cdot l}{\ln\left(\frac{l}{d} + \sqrt{1 + \left(l/d\right)^2}\right)}, \qquad \textit{eq. O-2}$$

où l est la longueur crépinée du piézomètre et d son diamètre. Dans notre cas, avec l égal à 1 m et d à 4 cm, **le facteur de forme F vaut 160 cm.**

Par définition, la sensibilité S du piézomètre est l'inverse du volume d'eau à déplacer dans le piézomètre pour enregistrer une variation de pression unitaire. La pression correspondant à la hauteur d'eau dans le piézomètre mesurée avec une sonde à ultrasons, il vient :

$$S = \frac{\Delta h}{\pi \cdot d^2/4 \cdot \Delta h}, \qquad \textit{eq. O-3}$$

avec Δh la variation de hauteur d'eau dans le piézomètre.

Ceci donne comme valeur : S = **0.08 cm cm^{-3}**.

Le piézomètre étant installé dans une fissure, la conductivité k_s à prendre en compte n'est pas celle de la fissure, mais celle du géotextile autour du tube piézométrique.
La transmissivité d'un géotextile Bidim d'une épaisseur de 1.1 mm sous une pression de 50 kPa étant de $1 \cdot 10^{-7}$ m^2 s^{-1} (données fabricant), **sa conductivité vaut 0.01 cm s^{-1}**.

En définissant le temps de réponse τ tel que $u(\tau)=0.99 \cdot u_{\infty}$, l'équation B-1 donne :

$$\underline{\tau = 36 \text{ secondes.}}$$

Ce calcul approximatif ne tient pas compte de l'entraînement éventuel de particules d'argiles dans la fissure et de leur dépôt le long du géotextile qui entraînerait une diminution de la conductivité, donc une augmentation du temps de réponse du système.

En pratique, nous considérerons que les mesures dans le piézomètre sont concomitantes à celles des capteurs de gonflement dont le temps de réponse est instantané.

O.2 Simulation de l'apport d'eau.

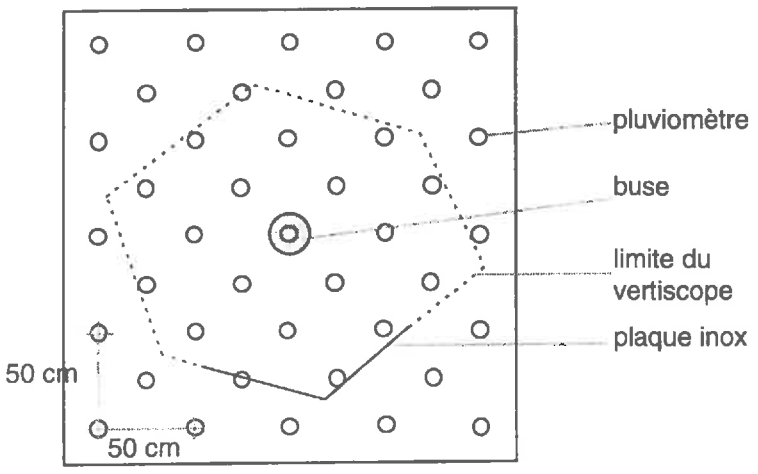
L'apport d'eau a été réalisé de différentes manières selon la quantité et l'intensité d'apport (cf. partie III).

Pour la dernière expérience, il était nécessaire d'apporter une intensité importante (de l'ordre de 50 mm h^{-1}) pendant plusieurs heures afin d'observer un écoulement dans les fissures qui n'avait pas été obtenu lors des expériences précédentes. **Nous avons utilisé un ensemble de buses à cône plein de marque Lechler**, le but n'étant pas de construire un nouveau simulateur de pluie mais d'obtenir un dispositif robuste qui puisse être facilement installé et retiré sur le terrain.

L'homogénéité de l'apport par une buse unique a été testée sous abri à Avignon pour trois pressions différentes (2, 2.5 et 3 bars). Nous présentons maintenant les conditions et les résultats de ces tests.

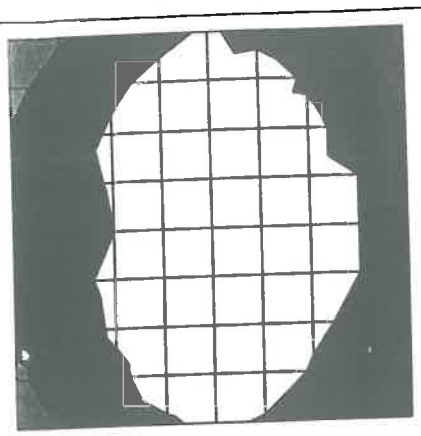
La buse était installée à 1.90 m de hauteur au centre d'un carré de 2.00 m de côté. La pression était régulée par un compresseur relié à un réservoir. Sa pression maximale était réglée à 5 bars afin qu'il se mette rarement en route. Un réducteur de pression, installé en sortie du compresseur, limitait la pression à la pression minimale du compresseur augmentée de 0.3 bars. Ainsi, nous disposions au niveau de la buse d'une pression régulée à +/- 0.15 bars.

Un ensemble de 41 pluviomètres manuels a été installé sous le cône de projection de la buse aux noeuds d'un maillage régulier (cf. figure B-1). Chaque test a duré 30 mn.
Nous avons réalisé deux répétitions par pression. La reproductibilité est excellente car la différence maximale de hauteur d'eau relevée dans un pluviomètre entre 2 répétitions est de 2 mm. Seuls les résultats moyens sont donc présentés sur le graphe B-1abc.

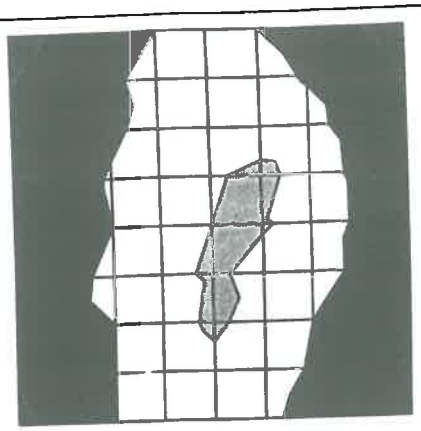


L'emprise du dispositif expérimental de Gardel (le vertiscope) est représenté en pointillés.

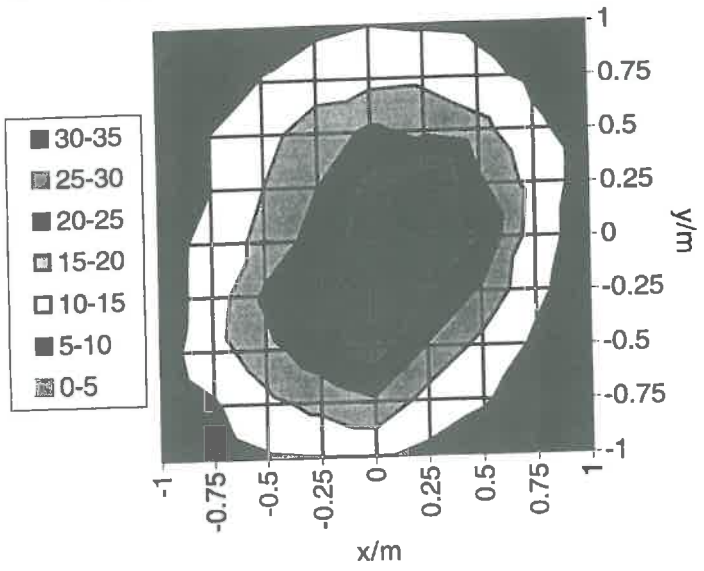
Figure O-1: schéma du dispositif destiné à tester l'homogénéité de l'apport d'une buse.



a: P=2 bars +/- 0.15,



b: P=2.5 bars +/- 0.15,



c : P=3 bars +/- 0.15,

Les valeurs indiquées correspondent aux isohyètes en mm h^{-1}.

Graphe O-1 : isohyètes mesurées sous une buse pour différentes pressions.

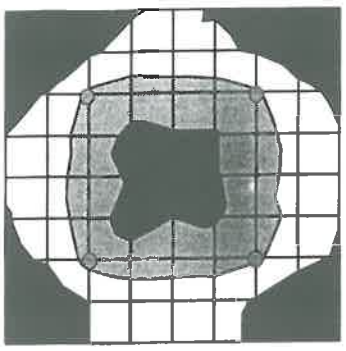
Les isohyètes sont circulaires pour la pression la plus faible et de forme allongée pour les pressions plus importantes. Les pics supérieurs à 30 mm h^{-1} relevés pour P=3 bars s'expliquent par le mouvement hélicoïdal donné à l'eau par la forme intérieure de la buse.

Pour la pression la plus faible, le "vertiscope" de Gardel, dont la forme est reportée sur la figure B-1, recevrait une intensité comprise entre 15 et 28 mm h^{-1}, soit un rapport de 1 à 2. Pour la pression la plus forte, les intensités extrêmes seraient de 10 et 35 mm h^{-1}, soit un rapport de 1 à 3.5.

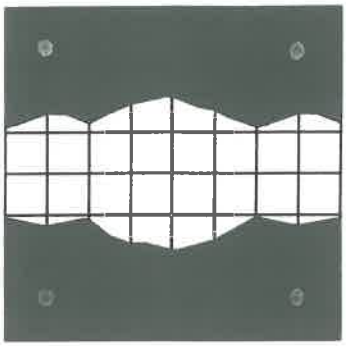
Nous avons tenté de réduire l'hétérogénéité en imprimant un mouvement de va et vient horizontal à la buse. Cependant, la faible amplitude de ce mouvement n'a pas permis de la réduire.

Nous avons donc décidé d'utiliser plusieurs buses dont les cônes de projection se recouperaient. Nous avons simulé plusieurs configurations en superposant les isohyètes élémentaires des buses individuelles. Aucun test direct n'a été conduit sur l'ensemble ainsi constitué.

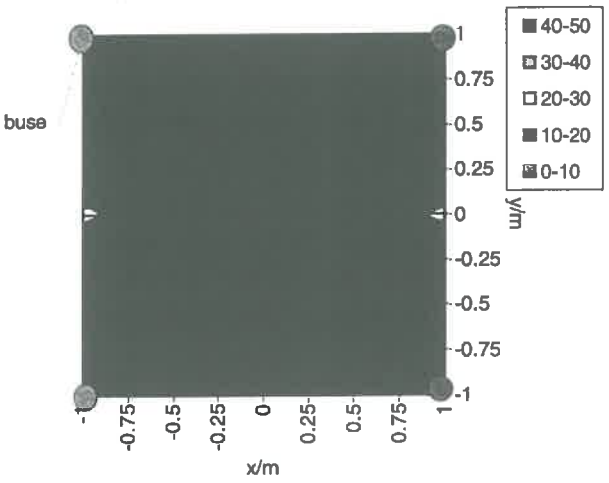
Pour un regroupement de quatre buses alimentées sous une pression de 2 bars, les isohyètes résultantes théoriques sont reportées sur le graphe B-2abc pour différentes configurations.



a : carré de coté 1 m,



b : carré de coté 1.5 m,



c : carré de coté 2 m,

Les valeurs indiquées correspondent aux isohyètes en mm h^{-1}.

Graphe O-2 : isohyètes théoriques de 4 buses disposées selon diverses configurations.

A pression égale, l'homogénéité par rapport à une buse unique n'est pas améliorée. Par contre à intensité comparable (cf. graphes B-1c et B-2b), l'homogénéité est toujours améliorée.

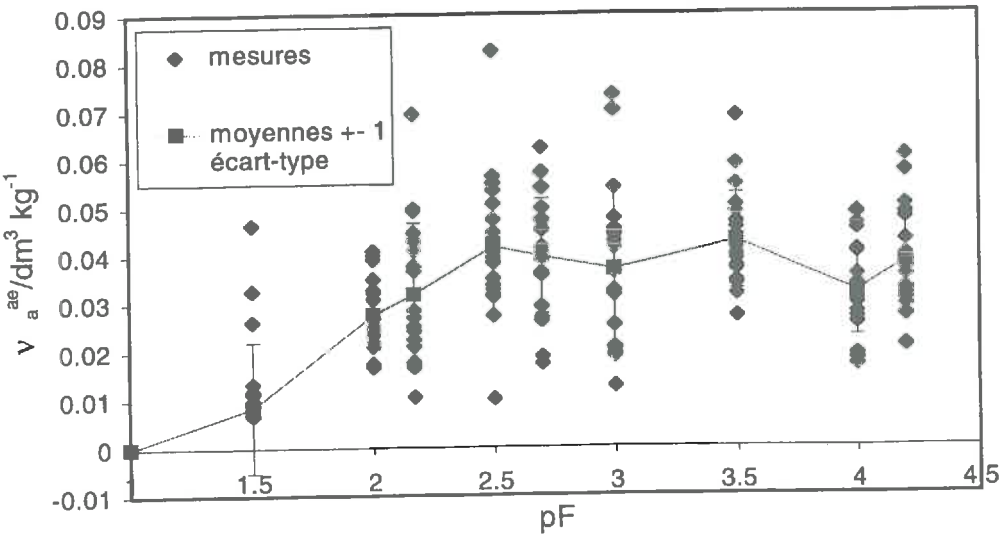
La configuration B-2a, dont l'apport sur le "vertiscope" serait compris entre 25 et 45 mm h^{-1}, a été retenue sur le terrain.

P. Etude détaillée de l'évolution du volume de la porosité structurale au cours du retrait.

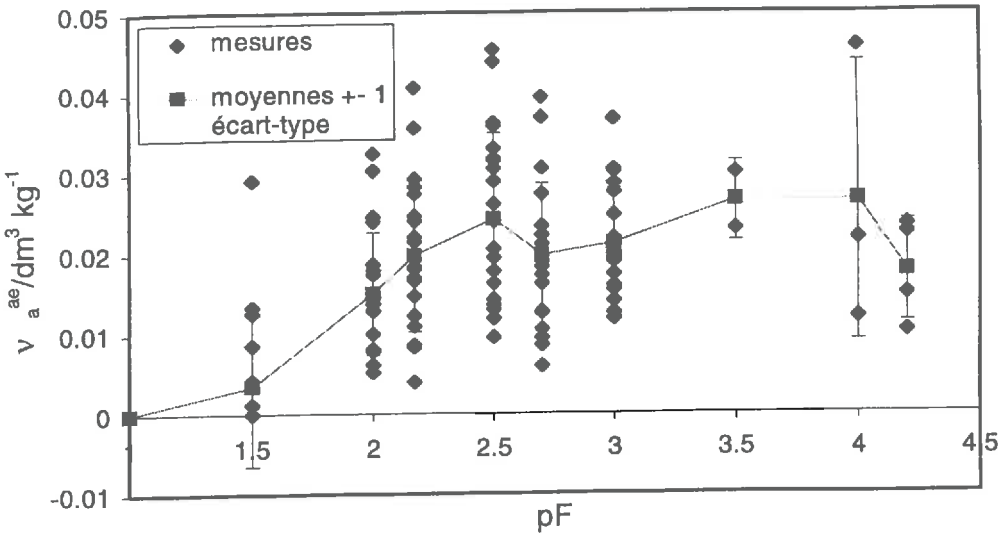
Dans les chapitres V et VI, nous avons montré (sur le site de la Simonière) par l'intermédiaire de la courbe de retrait, que le volume d'air structural reste stable au cours du retrait normal. Nous ne savons cependant pas comment il évolue au cours de la première phase du retrait (retrait structural) lorsque l'humidité est importante. C'est l'objet de cette étude.

Afin d'étudier des échantillons au même état hydrique, nous avons utilisé les données issues de la courbe de rétention obtenue sur le site de Gardel-INRA (détaillée dans le chapitre VIII), où tous les échantillons sont au même potentiel, et non celles issues de la courbe de retrait.

Sur les échantillons centimétriques soumis à différents pF, nous pouvons suivre l'évolution du volume spécifique d'air avec la succion. Les résultats pour les couches 20-40 cm et 70-90 cm sont portés sur le Graphe P-1 et le Graphe P-2.

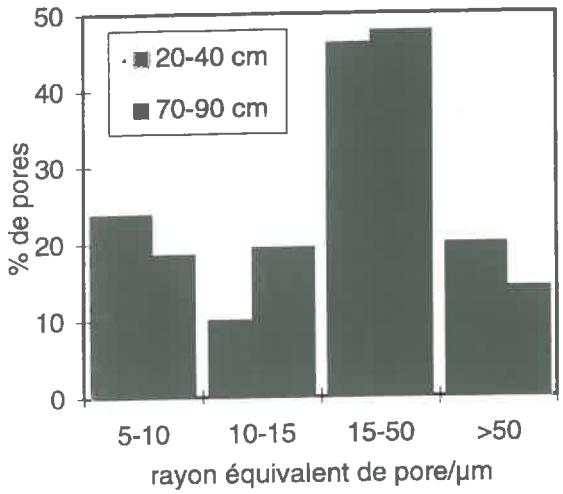


Graphe P-1 : évolution du volume d'air structural avec la succion, 20-40 cm, Gardel-INRA.

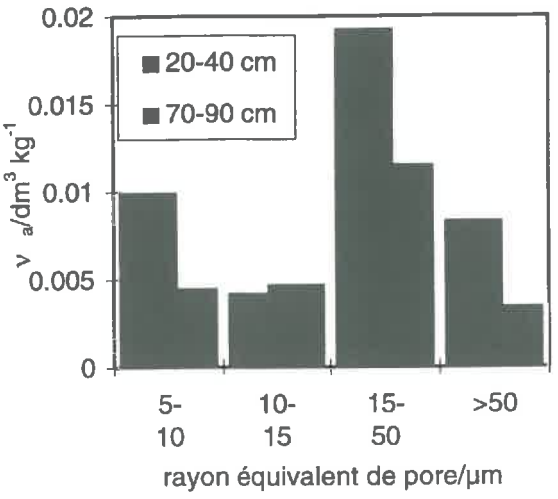


Graphe P-2 : évolution du volume d'air structural avec la succion, 70-90 cm, Gardel-INRA.

On observe à chaque valeur de pF une très forte variabilité du volume spécifique d'air. Ceci confirme l'extrême hétérogénéité de la porosité structurale.
En raisonnant en moyenne, on remarque que le volume spécifique d'air augmente de pF 1 à pF 2.5 et qu'il se stabilise ou semble même décroître ensuite.
La première phase (pF < 2.5) correspond à la désaturation des pores structuraux. A partir de la loi de Jurin, on peut alors repasser aux diamètres équivalents de pores et déterminer ainsi la distribution des diamètres des pores structuraux (cf. Graphe P-3).



a : % de pores par classe de diamètre,



b : volume spécifique par classe de diamètre,

Graphe P-3 : distribution de la taille des pores structuraux, Gardel-INRA.

Pour les valeurs de pF supérieures à 2.5, la vidange de la porosité structurale est terminée. Nous avons fait une analyse de variance afin de comparer les volumes spécifiques d'air moyens pour ces valeurs de pF. En comparant la variabilité du volume spécifique d'air entre chaque valeur de pF et la variabilité dans chaque valeur de pF, on peut déterminer si les

moyennes par pF sont significativement différentes les unes des autres. Les résultats sont présentés dans le Tableau P-1.

Tableau P-1 : analyse de variance pour l'évolution du volume d'air structural avec le pF, Gardel-INRA.

	20-40 cm				70-90 cm			
	SC	ddl	SC/ddl	F	SC	ddl	SC/ddl	F
inter-pF	$1.7 \cdot 10^{-3}$	5	$3.5 \cdot 10^{-4}$	1.98	$5 \cdot 10^{-4}$	5	$9.9 \cdot 10^{-5}$	1.16
intra-pF	$2.0 \cdot 10^{-2}$	114	$1.7 \cdot 10^{-4}$	**2.30**	$5.3 \cdot 10^{-3}$	62	$8.6 \cdot 10^{-5}$	**2.37**

SC : somme des carrés, ddl : degré de liberté, SC/ddl : variance, F : rapport des variances.
En gras et grisé : la valeur de F pour α=5%.

Le rapport F des variances suit une loi de Fisher-Snedecor où les degrés de libertés $\nu 1$ et $\nu 2$ correspondent respectivement à la variabilité inter-pF et intra-pF. Au seuil de 5% on ne peut donc pas rejeter l'hypothèse d'égalité des volumes spécifiques pour les pF supérieurs ou égaux à 2.5. Or, si la porosité structurale subit une constriction proportionnelle au retrait, le volume spécifique d'air devrait décroître avec l'augmentation du pF.

Ceci peut sembler en contradiction avec les résultats des chapitres V et VI qui montraient que la courbe de retrait était compatible avec une constriction proportionnelle de la porosité structurale. Cependant, la section VI.6.2.2 a montré que la courbe de retrait était également compatible avec une porosité fixe.

En fait, la variabilité de la porosité structurale à l'échelle centimétrique des échantillons masque une éventuelle constriction de cette porosité dont l'amplitude reste faible malgré tout. Ainsi, pour la couche 20-40 cm, une diminution de 20 % de la teneur en eau à partir du point d'entrée d'air entraîne une diminution de 12 % du volume spécifique d'air structural (cf. eq. V-6) alors que l'écart-type d'estimation du volume spécifique moyen d'air à pF 2.5 est égal à 8 %.
Ces valeurs montrent donc que la diminution théorique du volume d'air structural due à de la constriction proportionnelle est de l'ordre de grandeur de la variabilité des mesures de ce volume structural.

Nous ne pouvons donc pas conclure de façon définitive sur l'hypothèse de constriction propotionelle.