

n° 149
6 microfiches

Yves
COQUET

Thèses et documents microfichés

Étude *in situ* des phénomènes
de retrait-gonflement des sols.
Application à deux sols tropicaux
peu gonflants

CRSTOM
éditions



UNIVERSITE D'ORLEANS



THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE D'ORLEANS

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS

Discipline : **Sciences de la Terre** Spécialité : **Pédologie**

PAR

Yves COQUET

**ETUDE *IN SITU* DES PHENOMENES DE
RETRAIT-GONFLEMENT DES SOLS.**

Application à deux sols tropicaux peu gonflants.

Soutenu le 9 janvier 1995

MEMBRES DU JURY :

J. TRICHET	Président
G. PEDRO	Examineur
M. RIEU	Rapporteur
M. VAUCLIN	Rapporteur
P. BOIVIN	Examineur
A. BRUAND	Examineur

n° 149

6 microfiches



Thèses et documents microfichés



Orstom, l'Institut français de recherche scientifique
pour le développement en coopération

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1^{er} de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

© ORSTOM éditions 1996, Paris

ISSN : 0767-922X
ISBN : 2-7099-1315-1



*à ma famille
aux habitants de Yabone et de Diambo-Méné
à la mémoire de David*

RESUME

Ce travail est consacré à la mesure *in situ* de la courbe de retrait de sols peu gonflants.

Un effort expérimental important porte sur la mise au point des méthodes utilisées pour le suivi simultané *in situ* des variations d'épaisseur et de teneur en eau de couches de sol. Nous montrons la faisabilité des mesures de variation d'épaisseur sur sols peu gonflants grâce à l'utilisation de capteurs électroniques de déplacement. La précision obtenue ($\pm 10 \mu\text{m}$) permet de mettre en évidence des variations d'épaisseur allant de $50 \mu\text{m}$ à $1,4 \text{ mm}$ pour des couches de 20 cm d'épaisseur. D'autre part, l'interpolation par krigeage permet d'améliorer la précision des estimations de teneur en eau à l'endroit des mesures d'épaisseur.

Les courbes de retrait linéaire (variations de longueur en fonction de la teneur en eau) obtenues sur sols peu gonflants présentent une nette convergence de forme avec celles obtenues sur sols gonflants. La comparaison de la courbe de retrait obtenue *in situ* sur couche de sol avec celle mesurée sur des échantillons prélevés dans cette couche est limitée par une importante variabilité des courbes mesurées sur différents échantillons d'une même couche. En conséquence, l'extrapolation à des couches de sol en place de paramètres de retrait mesurés sur échantillon ne peut se faire directement.

L'utilisation de mesures de variations d'épaisseur est à l'heure actuelle le seul moyen d'accéder à la dynamique de retrait des sols peu gonflants, la gammamétrie de rétrodiffusion n'étant pas un instrument suffisamment précis pour permettre une mesure volumique.

Un grand nombre de résultats, concernant la précision des mesures, le traitement du signal des capteurs de déplacement, l'étalonnage de la sonde à neutrons, sont présentés en annexe.

ABSTRACT

The subject of this work is the *in situ* measurement of the shrinkage curve of weakly swelling soils. An important experimental effort is done to perfect the methods used for simultaneous measurements of the thickness and water content variations of soil layers. We demonstrate the feasibility of precise measurements of thickness variations on weakly swelling soils by using electronic displacement transducers. On the other hand, kriging interpolation increases the precision of the water content estimates at the same place where the thickness measurements are done.

The shape of the linear shrinkage curves obtained on weakly swelling soils resembles the one measured on swelling soils. The comparison between the shrinkage curve obtained on a soil layer and that one obtained on samples taken from the same layer is limited, because of the large variability of the shrinkage curve within samples extracted from the same soil layer. Consequently, the extrapolation to soil layers of shrinkage parameters measured on samples can not be done directly.

The use of soil thickness measurements is at present the only way to get information on the shrink-swell dynamics of weakly swelling soils, because the backscattered gamma probe is not accurate enough to allow volumetric measurements.

A large number of results, concerning the precision of the measurements, the processing of the displacement transducers signal, the neutron probe calibration, are presented in an appendix.

SOMMAIRE

avant-propos

notations

introduction

PREMIERE PARTIE

LES PHENOMENES DE RETRAIT-GONFLEMENT DANS LES SOLS

- CHAPITRE 1 : Mise en évidence et origine des phénomènes de retrait-gonflement
CHAPITRE 2 : Approche expérimentale du retrait-gonflement sur échantillon de sol
CHAPITRE 3 : Modélisation de la courbe de retrait
CHAPITRE 4 : Représentativité de la courbe de retrait mesurée sur échantillon
CHAPITRE 5 : Approche expérimentale sur sol en place
CHAPITRE 6 : Isotropie du retrait-gonflement et interprétation des variations d'épaisseur de couches de sol
CHAPITRE 7 : Conclusion sur l'étude expérimentale des phénomènes des retrait-gonflement dans les sols

DEUXIEME PARTIE

MESURE DE LA COURBE DE RETRAIT DE COUCHES DE SOLS "PEU GONFLANTS" : MATERIEL EXPERIMENTAL ET MISE AU POINT METHODOLOGIQUE

- CHAPITRE 8 : Présentation des sites d'étude
CHAPITRE 9 : Les méthodes de mesure employées
CHAPITRE 10 : Le protocole expérimental
CHAPITRE 11 : Précision des mesures et autres résultats intermédiaires

TROISIEME PARTIE

MESURE DE LA COURBE DE RETRAIT DE COUCHES DE SOLS "PEU GONFLANTS" : RESULTATS

- CHAPITRE 12 : Courbes de retrait des couches de sol établies *in situ*
CHAPITRE 13 : Courbes de retrait de cylindres de sol établies au laboratoire
CHAPITRE 14 : Comparaison des courbes de retrait mesurées *in situ* sur couches de sol en place et au laboratoire sur petits cylindres de sol

CONCLUSION GENERALE (CHAPITRE 15)

références bibliographiques

listes des figures, tableaux et planches photographiques, et table des matières

AVANT-PROPOS

Ce travail de thèse fut pour moi l'occasion de côtoyer de nombreuses personnes, que j'ai plaisir à remercier.

Je remercie Jean TRICHET, professeur à l'Université d'Orléans, d'avoir accepté de diriger l'aboutissement de cette thèse. Je lui sais gré de sa disponibilité et de ses conseils toujours avisés.

Georges PEDRO, membre de l'Académie d'Agriculture et correspondant à l'Académie des Sciences, a suivi l'essentiel de mon parcours de pédologue, depuis le DEA jusqu'à la direction des premières années de thèse. Il a su me communiquer son enthousiasme pour la Pédologie et la Science en général. Je le remercie de m'avoir guidé dans cette discipline.

Michel RIEU, directeur de recherches à l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), et Michel VAUCLIN, directeur de recherches CNRS à l'Institut de Mécanique de Grenoble (IMG), ont accepté, malgré leurs nombreuses responsabilités et un emploi du temps très chargé, d'être les rapporteurs de cette thèse. Je les en remercie et suis sensible à l'intérêt qu'ils témoignent ainsi à ce modeste travail.

Lorsque Pascal BOIVIN me proposa ce travail de thèse, au sortir du DEA, j'étais loin d'imaginer tout l'effort logistique qu'impliquait l'expérimentation de terrain dans un Pays en Voie de Développement. Son dynamisme me fut d'un grand secours. Je le remercie pour son aide multiforme et indispensable tout au long de mon séjour au Sénégal, séjour qui fut pour moi et grâce à lui l'occasion de découvrir des milieux naturels et humains exceptionnels.

L'aboutissement de cette thèse doit beaucoup à Ary BRUAND, qui a accepté de consacrer du temps à la relecture de ce manuscrit. Nos dialogues furent pour moi une grande source d'enseignement, et l'expression d'une amitié. Qu'il trouve ici toute ma gratitude pour sa précieuse collaboration.

Jaoudat TOUMA m'a beaucoup apporté par sa rigueur et sa lucidité scientifiques. Il a une grande part de responsabilité dans la qualité de l'encadrement de cette thèse. Pour l'ensemble de son aide, je le remercie.

Il me fut aussi très agréable de travailler avec Erik BRAUDEAU, initiateur des travaux sur le retrait des sols "peu gonflants" à l'ORSTOM. La richesse de ses réflexions, l'originalité de ses travaux, furent pour moi une grande source de motivation.

Vincent HALLAIRE, Chantal GASCUEL-ODOUX, de l'INRA de Rennes, ont réalisé un travail de relecture dont je les remercie chaleureusement.

Je remercie aussi Bokar KALOGA pour nos discussions autour du "sol ferrallitique" et Simon PEREIRA-BARRETO qui m'a fait découvrir les sols de Basse-Casamance.

Mes remerciements vont à Didier BRUNET et Patrick ZANTE pour leur collaboration technique et leur amitié, à Gérard BELLIER et toute l'équipe de l'unité d'hydrophysique des sols de Bondy, à Jean-Pierre MONTOROI, à Marie-Jeanne POUGET, à Jacques FELTENS pour la réalisation du "rétractomètre".

J'adresse un grand merci à Mamadou BADIANE, Augustin DIEME, Demba FAYE et Balla TRAORE, du laboratoire de pédologie de Dakar, pour la qualité de leur travail, et pour leur amitié, leur tolérance, témoignée jour après jour.

La première partie de cette thèse doit énormément à l'efficacité des équipes de documentation des centres ORSTOM de Bondy et de Dakar, avec une mention particulière pour Brigitte GREBAUT, Valérie LEBLANC et Maurice NDONG.

Les traitements statistiques ont été effectués avec le conseil de Marie PIRON et l'aide technique de Françoise PELLETIER.

Merci à Christiane HELLEGOURACH, Michèle THUILLIER, Danièle RAILLOT pour leur accueil toujours agréable et leur serviabilité.

A tous mes collègues de thèse, Hervé COLLEUILLE, Patricia GARNIER, Landing MANE, Antoine MAPANGUI, Edith PERRIER, Catherine PLEUVRET, Arame SUMARE, Claire TARRIERE, à tous les amis agros et à tous les autres, merci pour leurs encouragements et leur amitié.

Un mot encore pour remercier tous les amis qui ont su rendre mon séjour dakarais si agréable : l'équipe hydrologie avec Jean ALBERGEL, Luc SEGUIS, Alain BERNARD, Gaston DUBEE, et Jean-Claude BADER, Georges NIZINSKI, Jean-Louis DUPREY, l'équipe des sciences humaines d'André LERICOLLAIS, Gaston PICHON, Monique ALLAN.

Merci aussi aux familles SENE et SI de Dakar, SAGNA de Yabone, à la compagnieballet du Centre d'Action Sociale de Thiaroye-Gare, pour la chaleur de leur accueil.

De tous ceux qui m'ont témoigné leurs encouragements tout au long de ce parcours, je conserve l'affectueux souvenir.

Enfin, merci à ma femme, à ma fille, à mes parents et à toute la famille pour leur confiance et leur soutien moral.

NOTATIONS

SYMBOLE	GRANDEUR	unité courante	DIMENSION
θ	teneur en eau massique	(g/100 g)	[]
θ_v	teneur en eau volumique	(cm ³ /100 cm ³)	[]
v	volume massique	(cm ³ /g)	[L ³ .M ⁻¹]
ρ_d	masse volumique sèche	(kg/dm ³)	[M.L ⁻³]
ρ_h	masse volumique humide	(kg/dm ³)	[M.L ⁻³]
ρ_s	masse volumique de la phase solide de l'échantillon	(kg/dm ³)	[M.L ⁻³]
ρ_w	masse volumique de l'eau à 4°C ($\rho_w = 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$)	(kg/dm ³)	[M.L ⁻³]
pF	potentiel de l'eau, en log de la pression exprimée en cm de hauteur d'eau		[]
Ψ'	potentiel de l'eau, en pression	(mbar ou hPa)	[M.L ⁻¹ .T ⁻²]
e	indice des vides		[]
θ	indice d'eau		[]
s	pente de la courbe de retrait		[] ou [L ³ .M ⁻¹]
M	masse		[M]
L, H, Z	longueur, hauteur ou épaisseur		[L]
\emptyset	diamètre ou plus grande dimension		[L]
V	volume		[L ³]
S	surface occupée par un volume de sol ($S = V/H$)		[L ²]
W	volume d'eau contenu dans l'échantillon exprimé en hauteur d'eau ($W = V_w/S$)		[L]
T	température	(°C)	[K]
t	temps		[T]
COLE	coefficient d'extensibilité linéaire		[]
ϕ	critère de tropisme du retrait-gonflement		[]
r_s	critère de tropisme du retrait-gonflement, proposé par Rijniersce (<i>in</i> Bronswijk, 1990)		[]
CEC	capacité d'échange de cations	(cmol(+)/kg)	[mol.M ⁻¹]
r	comptage réduit de la sonde à neutrons		[]
ξ	coefficient de sensibilité thermique d'un capteur de déplacement	($\mu\text{m}/^\circ\text{C}$)	[L.K ⁻¹]

indices

- s relatif à la phase solide du sol
- w relatif à la phase aqueuse du sol
- a relatif à la phase gazeuse du sol
- p relatif aux pores du sol
- h état humide
- sec état sec
- 0 état initial (*aussi en exposant*)

SYMBOLE	GRANDEUR	DIMENSION
---------	----------	-----------

notations statistiques

σ^2	variance d'une variable aléatoire	
σ	écart-type d'une variable aléatoire	
n	taille d'un échantillon	[]
\mathcal{N}	loi de distribution normale	
\mathcal{T}	loi de distribution de Student	
\mathcal{F}	loi de distribution de Fisher	
t	variable aléatoire ayant une loi de distribution de Student	
e, z	variable aléatoire ayant une loi de distribution normale centrée, réduite	
IC_{95}	intervalle de confiance à 95 % d'une variable aléatoire	
R^2	coefficient de détermination d'un ajustement linéaire	
h	distance entre deux points	[L]
$\gamma(h)$	variogramme d'une variable régionalisée	

notations relatives au modèle de courbe de retrait proposé par Braudeau (1988d)

K_{no}	pende de la phase de retrait principal (ou "normal")	[L ³ .M ⁻¹]
K_{st}	pende de la phase de retrait structural	[L ³ .M ⁻¹]

indices du modèle

MS	début du retrait du compartiment microporal
LM	limite de la contribution du compartiment macroporal au départ d'eau
AE	entrée de l'air dans le compartiment microporal
SL	limite de retrait
m	relatif au compartiment macroporal
μ	relatif au compartiment microporal
ag	relatif à la fraction granulométrique argileuse

indices relatifs au § 6.4.3

sf	sans fissure
f	fissures
fh	fissures horizontales
fv	fissures verticales

INTRODUCTION

Les phénomènes de retrait-gonflement des sols sont parmi les plus facilement accessibles à l'observation et à l'expérience de tout un chacun. Qui a déjà vu un fond de mare ou une vase de bord de mer se dessécher sous le soleil, aura à l'esprit l'image de ces polygones délimités par des fissures bien nettes et se décollant du reste de la masse en une pellicule squameuse.

Cette fissuration est certainement l'un des aspects les plus illustratifs des phénomènes de retrait-gonflement. Elle s'exprime tant aux échelles microscopiques qu'aux échelles macroscopiques. Cette propriété de fissuration de la masse du sol a très vite été associée aux sols argileux, les vertisols constituant un exemple extrême des manifestations des mouvements de la phase solide des sols. Si les sols gonflants présentent de nombreuses contraintes agronomiques, la manifestation la plus spectaculaire des phénomènes de retrait-gonflement demeure les dégâts que ceux-ci peuvent causer aux ouvrages de génie civil (fissuration, soulèvement ou affaissement).

Les difficultés rencontrées dans la mise en valeur des sols gonflants expliquent que les phénomènes de retrait-gonflement des sols aient été étudiés depuis au moins un siècle (travaux de Schubler à la fin du 19^{ème} siècle, cités par Tempany, 1917). La littérature scientifique sur le sujet est abondante, et se caractérise par une grande hétérogénéité, à plusieurs points de vue : objectifs poursuivis, échelles d'investigation, méthodes utilisées, grandeurs mesurées, notations. C'est pourquoi nous avons tenté, dans la **première partie** de ce mémoire, une **analyse bibliographique** des différents travaux menés, en Science du Sol, sur le retrait-gonflement. Cette analyse porte principalement sur les travaux menés **aux échelles macroscopiques** (*i.e.* du millimètre au mètre).

Nous avons choisi de cibler notre effort expérimental sur un domaine peu abordé dans la littérature : l'étude *in situ* des phénomènes de retrait-gonflement des **sols peu gonflants**. Qu'entend-on par "sols peu gonflants". Il s'agit de sols ne présentant quasiment pas de signes macroscopiques de mouvement de leur phase solide, même pour des variations très importantes de leur teneur en eau. De ce point de vue, ils peuvent être qualifiés de "non-gonflants" ou d'"indéformables", à l'opposé des sols dits "gonflants". Ces derniers ont été largement étudiés (voir, par exemple, les nombreux travaux menés sur les sols argileux noirs de Houston (Houston black clay)). D'autre part, les études *in situ* des propriétés de retrait-gonflement (y compris à propos des sols argileux) sont peu nombreuses (voir le chapitre 5). A notre connaissance, il s'agit de la première tentative de mesure *in situ* de la courbe de retrait de sols peu gonflants.

Ce travail a impliqué une importante **mise au point méthodologique et métrologique** qui sera présentée dans la **seconde partie** de ce mémoire.

La **troisième et dernière partie** sera consacrée à la présentation des courbes de retrait obtenues *in situ*, et à la mise en évidence des limites des différentes méthodes utilisées. Les courbes de retrait obtenues sur couches de sol seront comparées aux courbes établies au laboratoire sur petits cylindres. Ces données seront complétées par une analyse statistique de la **variabilité spatiale** des courbes mesurées sur ces cylindres, ainsi qu'une étude du **tropisme** de leur retrait.

Enfin, les variations de volume des sols que nous avons étudiés restent très faibles (de l'ordre du ‰), à la limite des possibilités des instruments utilisés. Néanmoins, cette faible amplitude peut révéler, dans certains cas, une dynamique porale de la phase argileuse qui n'est vraisemblablement pas sans influence sur le comportement physique du sol.

PREMIERE PARTIE

LES PHENOMENES DE RETRAIT- GONFLEMENT DANS LES SOLS

La première partie de ce mémoire de thèse sera consacrée à un aperçu critique des travaux menés à ce jour en Science du Sol sur les phénomènes de retrait-gonflement dans les sols. Nous avons limité cet essai de synthèse bibliographique aux études menées à l'échelle macroscopique (*i. e.* aux échelles supérieures ou égales au mm). Le lecteur constatera que, malgré cette limitation, cette synthèse constitue un document étendu. Elle aborde plusieurs thèmes de la problématique de recherche sur les phénomènes de retrait-gonflement dans les sols :

- le **chapitre 1** est consacré à la mise en évidence des **facteurs** du retrait-gonflement des sols, et à l'importance de l'étude de ce phénomène dans les domaines de l'agronomie et du génie civil.
- le **chapitre 2** aborde l'**étude expérimentale sur échantillon** des propriétés de retrait des sols. Nous présenterons les premiers travaux réalisés sur les courbes de retrait, avant de mettre en évidence l'hétérogénéité des modes d'expression des courbes de retrait, qui est apparue au fur et à mesure du développement des travaux menés sur le retrait des sols.
- le **chapitre 3** est consacré à une présentation critique des principaux **modèles de courbes de retrait** apparus au cours de ces quinze dernières années. Cette étude sera l'occasion d'une première mise en évidence de l'influence du protocole expérimental (notamment du moyen utilisé pour dessécher l'échantillon de sol) sur l'allure de la courbe de retrait.
- le **chapitre 4** complète cette mise en évidence des **limites liées aux méthodes de mesure au laboratoire** des courbes de retrait sur échantillons. Nous discuterons non seulement de la représentativité de l'échantillon par rapport au sol en place, mais aussi de la représentativité du comportement de l'échantillon par rapport au comportement *in situ* du sol.
- le **chapitre 5** présentera les principales méthodes d'étude des propriétés de retrait-gonflement du **sol en place**. Les limitations inhérentes à ces méthodes seront là aussi mises en exergue.
- le **chapitre 6** abordera enfin le problème de l'**isotropie** des mouvements de la phase solide du sol, et la manière dont on peut le rapprocher du problème de l'interprétation des mesures des variations d'épaisseur de couches de sol.

Le lecteur qui aura la persévérance d'aller au bout de cet ouvrage ne trouvera qu'un petit nombre d'éléments de réponse aux questions qui seront posées au cours de ces premiers chapitres. En effet, la problématique de l'étude des phénomènes de retrait-gonflement dans les sols implique un travail expérimental considérable qui dépasse largement le cadre d'une thèse, peut-être même d'une carrière de recherche. Cependant, nous avons souhaité essayer de présenter l'ensemble de cette problématique, dans le souci d'aider le lecteur dans sa réflexion sur le sujet. Ayant été nous-même confrontés à l'hétérogénéité de la bibliographie existante, tant du point de vue des objectifs de recherche que des méthodologies mises en oeuvre ou des modes d'expression des résultats, ainsi qu'au manque de synthèses bibliographiques sur ce sujet, nous espérons que cette première partie pourra constituer un outil de réflexion utile au lecteur.

CHAPITRE 1 : MISE EN EVIDENCE ET ORIGINE DES PHENOMENES DE RETRAIT-GONFLEMENT

Les phénomènes de retrait-gonflement du sol sont étudiés depuis longtemps. Tempany (1917) cite comme tout premiers travaux sur ce sujet ceux de Schubler au début du 19^{ème} siècle. Toutefois l'étude de ces phénomènes dans le cadre de la Science du Sol n'a vraiment pris son essor qu'à partir du début de ce siècle, avec notamment les travaux de Haines (1923), très souvent cités dans la littérature.

L'étude approfondie des phénomènes de retrait-gonflement dans les sols recouvre principalement des préoccupations d'ordre agronomique et de génie civil. Nous insisterons plus particulièrement sur les premières. Une des finalités de cette étude est la compréhension des **mécanismes** de base du retrait-gonflement, ainsi que l'identification des **facteurs** qui régulent ces mécanismes et de leur mode d'action. Les **minéraux argileux** jouant un rôle prépondérant dans les phénomènes de retrait-gonflement, cette approche du problème passe donc par une étude expérimentale en milieu contrôlé du comportement de ces minéraux (Tessier, 1984). Mais si l'on veut répondre aux préoccupations des agronomes et des ingénieurs du génie civil, il est nécessaire de pouvoir intégrer ces connaissances dans une explication et une prévision du comportement macroscopique du sol naturel. Cette seconde démarche implique une approche expérimentale intégrée, depuis l'étude du comportement de mélanges contrôlés de divers constituants, jusqu'à l'étude du sol en place.

1.1 Importance de la prise en compte des phénomènes de retrait-gonflement

Les motivations économiques qui ont pu accentuer l'intérêt d'études sur les phénomènes de retrait-gonflement dans les sols, sont de deux natures : les unes sont liées au **génie civil** (i), les autres sont de nature **agronomique** (ii). Signalons qu'il existe d'autres motivations à l'étude des phénomènes de retrait-gonflement, comme le rôle de ces phénomènes dans la pédogénèse (voir par exemple, Chauvel & Pédro, 1978), qui ne seront pas abordés ici.

(i) du point de vue du génie civil

Réalisées dans certains sols, diverses constructions (logements, routes, canalisations, tunnels, ...) peuvent subir de sérieux dommages au cours du temps, suite aux mouvements de sol occasionnés par des variations du contenu en eau de celui-ci (Thureau, 1985 ; The New

Civil Engineer, 1988 ; Selmer-Olsen & Palmstrom, 1990). Les estimations des dommages causés par ce phénomène s'élèvent à quelques 7 milliards de dollars par an (évalué en 1979), ce qui est plus que l'ensemble des dégâts occasionnés par les tremblements de terre, les ouragans et les glissements de terrain (Justo, 1986).

Une part importante des recherches réalisées par le génie civil est consacrée à l'étude et à la prévention des problèmes d'ingénierie posés par les matériaux argileux gonflants, utilisés soit pour les travaux de fondation, soit pour la construction (Thureau, 1985 ; Gillott, 1986 ; Taylor & Smith, 1986 ; Stamatopoulos *et al.*, 1989). Les ingénieurs du génie civil développent des méthodes de localisation (cartographie) et d'évaluation des sols à fort pouvoir de retrait-gonflement (Canuti *et al.*, 1986 ; Tisot *et al.*, 1986), et s'attachent aussi à prévoir les mouvements de sol pouvant affecter les constructions (Justo *et al.*, 1985 ; Juarez-Badillo, 1985).

(ii) du point de vue agronomique

Parmi les plus anciennes études, on trouve celle d'Auchinleck (1912), conduite à partir de 1908 suite aux dégâts observés sur des cultures de cacao, sur certains sols des îles des Indes Occidentales. Ces auteurs conclurent, à partir d'une corrélation établie sur 34 prélèvements, qu'un retrait linéaire supérieur à 12 % (calculé pour une teneur en eau variant approximativement de la limite de plasticité à l'état sec) mesuré sur sol remanié, caractérisait des propriétés physiques du sol défavorables à la culture du cacao. De manière plus générale, une capacité de retrait-gonflement du sol élevée rend délicate la culture d'arbres ou d'arbustes, les mouvements de solides occasionnés par les variations de teneur en eau pouvant rompre leurs racines (Haines, 1923).

L'expression morphologique la plus flagrante de ce phénomène de retrait-gonflement est sans aucun doute l'apparition de fissures au cours du dessèchement du sol en place. Dans les vertisols, sols caractérisés par leur fort pouvoir de gonflement et dont la structure témoigne des mouvements de la phase solide (présence de faces de glissement ou «slickensides» dans l'horizon B), ces fissures peuvent atteindre plus d'un mètre de profondeur et plusieurs centimètres de largeur (Blockhuis, 1982 ; Virmani *et al.*, 1982 ; Wilding & Tessier, 1988 ; Virgo, 1991).

Ces fissures sont le lieu d'**infiltration préférentielle** de l'eau lors d'une pluie ou d'une irrigation (Bouma & Dekker, 1978 ; Edwards *et al.*, 1979 ; Bouma, 1981 ; Beven & Germann, 1982). Cette eau, sous l'action des forces de gravité, circule rapidement vers la profondeur du sol (en fonction de la profondeur des fissures). Deux effets contradictoires en résultent, qui peuvent, selon les cas, résulter en un effet global bénéfique ou défavorable :

- les sols argileux sont ceux qui présentent, en général, le pouvoir de fissuration le plus grand. Ces sols, à l'état humide, c'est-à-dire lorsqu'ils ne sont pas fissurés, ont une **conductivité hydraulique très faible**. L'utilisation de l'infiltration préférentielle de l'eau par les fissures, lorsque celles-ci existent, est alors le seul moyen de

réhumecter le sol en profondeur. Dans le cas d'une irrigation, il s'agit alors de conserver ces fissures ouvertes. En effet, dès que celles-ci se referment, la conductivité hydraulique du sol chute brusquement, et, si l'intensité ou la dose d'irrigation n'est pas diminuée, l'eau s'accumulant à la surface du sol peut être perdue par ruissellement.

- dans le cas de figure où le sol est constitué d'une couche argileuse reposant sur une couche perméable, la fissuration de la partie argileuse, si elle est suffisamment profonde, peut alors fonctionner comme un "court-circuit", selon l'expression de Bouma & Dekker (1978), entraînant une infiltration rapide de l'eau vers la couche perméable. Cette eau de profondeur peut ainsi devenir inaccessible aux plantes. Dans le cadre d'une irrigation, ce phénomène, comme celui du ruissellement, provoque un gaspillage de la ressource en eau.

Dans ce type de sol, l'irrigation est un "art" qui consiste à gérer de manière optimale la fissuration du sol, de manière à limiter les pertes d'eau, que ce soit par ruissellement ou par infiltration profonde. Cette gestion n'est pas seulement dépendante de l'organisation pédologique. Elle est aussi dépendante du type de culture pratiqué, principalement de sa profondeur d'enracinement qui va conditionner la profondeur admissible de la fissuration : sur un même sol, on ne gèrera pas de la même manière une culture à enracinement superficiel, comme le blé et autres graminées, et une culture à enracinement profond, comme la luzerne ou le coton.

L'eau qui s'échappe du sol, par ruissellement ou infiltration profonde peut aussi entraîner avec elle divers solutés, diminuant ainsi l'efficacité d'un épandage d'engrais, d'amendement, ou de pesticides. Le corrolaire de cet effet est le risque de pollution des eaux superficielles ou des eaux de nappe par ces solutés (nitrates, phosphates, pesticides). On touche ici à un domaine dont l'émergence est symptomatique de cette fin de siècle, celui du contrôle des pollutions et de la protection de l'environnement.

Signalons, à titre d'exemple pour ce domaine, l'importance des études de retrait-gonflement dans l'évaluation de la qualité des matériaux argileux utilisés, à cause de leur très faible perméabilité, pour isoler les décharges de matières polluantes vis-à-vis de leur environnement (Hettiaratchi *et al.*, 1988 ; Bucher & Müller-Vonmoos, 1989 ; Weiss, 1989).

De la même manière, le pouvoir de retrait-gonflement d'un sol peut avoir un effet, favorable ou défavorable, sur d'autres qualités agronomiques : plusieurs cycles d'humectation-dessiccation peuvent régénérer une structure de sol dégradée (par compactage, par exemple) en la rendant plus fragmentaire, plus aérée, permettant ainsi une meilleure germination ou un meilleur développement racinaire des plantes (Haines, 1923 ; Stirk, 1954 ; Blackwell *et al.*, 1985 ; Kuznetsova & Danilova, 1988). Ce pouvoir de retrait-gonflement du sol est mis à profit depuis longtemps par les agriculteurs qui obtiennent, par émiettement naturel d'un labour grossier, un état fragmentaire adapté de la couche arable, sans recours au passage d'un autre outil aratoire.

Sur certains sols, par exemple des sols limoneux (Grimaldi & Tessier, 1986), l'alternance de

phases d'humectation et de dessiccation peut, au contraire, accentuer les effets d'un compactage du sol.

Pour finir, signalons le rôle joué par les phénomènes de retrait-gonflement dans l'efficacité des **tranchées de drainage** (Concaret, 1981). Là encore, cet effet peut être favorable, si le retrait-gonflement rend la structure de la tranchée de drainage plus fragmentaire (Towner, 1986). A l'opposé, on peut assister à un réarrangement des mottes de la tranchée de drainage, après sa mise en place, suite au gonflement (à une déconsolidation, en quelque sorte) de ces mottes (Safar *et al.*, 1992). Cette modification peut se traduire par une structure plus massive, pouvant entraver le fonctionnement normal de la tranchée.

Les trois derniers exemples qui viennent d'être évoqués montrent le caractère apparemment contingent des effets dus aux phénomènes de retrait-gonflement dans les sols. On comprend ainsi tout l'intérêt d'une étude approfondie des mécanismes et des facteurs déterminant ces phénomènes.

1.2 Origine des phénomènes de retrait-gonflement

La relation entre propriété de retrait-gonflement du sol et teneur en argile a été très vite établie. Les premiers travaux de Tempany (1917) et Haines (1923) montrent la relation proportionnelle entre le retrait global de l'échantillon de sol remanié et son taux d'argile (fraction colloïdale). En général, un sol sableux est considéré comme «non gonflant», c'est-à-dire présentant des variations de volume négligeables lorsque sa teneur en eau varie, à l'opposé des sols argileux.

Les **minéraux argileux** jouent un rôle prépondérant dans les propriétés physico-chimiques du sol. Les autres composés minéraux correspondant aux fractions granulométriques limoneuses ($2 \mu\text{m} < \varnothing < 50 \mu\text{m}$) et sableuses ($50 \mu\text{m} < \varnothing < 2 \text{mm}$) ainsi qu'aux éléments grossiers ($\varnothing > 2 \text{mm}$), constituent ce que l'on appelle le «squelette» du sol. Ce terme illustre la relative inertie de ces composés vis-à-vis de leur environnement physico-chimique, par rapport à la partie «vivante» du sol, constituée par les minéraux argileux, la matière organique et leurs associations, que l'on désignait autrefois par le terme global de «fraction colloïdale», et que l'on dénomme aujourd'hui "plasma".

Ce rôle singulier et majeur des argiles se retrouve aussi dans les propriétés hydriques, mécaniques et rhéologiques des sols (Robert & Tessier, 1986 ; Bruand *et al.*, 1988). En particulier, les propriétés de retrait-gonflement du sol en fonction de sa teneur en eau sont étroitement dépendantes de la **quantité** et de la **qualité** de la phase argileuse du sol (Davidson & Page, 1956 ; Tessier, 1984). C'est pourquoi bon nombre d'auteurs ont cherché à comprendre les mécanismes de base du retrait-gonflement et de la rétention d'eau en étudiant le comportement de pâtes d'argiles "pures".

1.2.1 Etude de matériaux argileux purs

L'étude de matériaux argileux «purs», c'est-à-dire constitués d'une seule espèce minérale, dans une ambiance physico-chimique contrôlée, a permis de mieux comprendre les **mécanismes élémentaires** mis en jeu lors du retrait-gonflement des argiles (Mering, 1946 ; Norrish, 1954 ; Aylmore & Quirk, 1959 ; Quirk & Aylmore, 1960 & 1971 ; Calvet, 1972 ; Prost, 1975a & b ; Pons, 1980 ; Tessier & Berrier, 1979 ; Tessier, 1984 ; Ben Rhaïem *et al.*, 1986). Différents mécanismes ont ainsi pu être mis en évidence (gonflement interfoliaire et intraparticulaire ; gonflement interparticulaire). Ces mécanismes font appel aux propriétés physico-chimiques des interfaces entre les particules argileuses, la solution du sol et la phase gazeuse (Marshall, 1964 ; Prost, 1984 ; Sposito, 1984). L'expression de ces mécanismes est conditionnée par de nombreux facteurs que l'on peut regrouper en 2 classes, selon la phase du "système sol" à laquelle ils se rapportent : la phase solide (minéraux argileux), ou les phases liquide et gazeuse (environnement physico-chimique). Ces facteurs sont :

- les **caractéristiques physico-chimiques de l'argile** (Pédro & Tessier, 1985 ; Tessier, 1992) :
 - le **degré de division, la taille et la forme** des particules d'argile, principalement pour les argiles à particules rigides (kaolinites, illites), mais aussi pour les smectites (épaisseur des quasi-cristaux, extension latérale des feuillets)
 - la **charge électrique du feuillet argileux**, qui conditionne en partie l'accessibilité à l'eau des espaces interfoliaires intraparticulaires.
- l'**environnement physico-chimique de l'argile** (Halitim *et al.*, 1984 ; Tessier, 1984) :
 - le **type de cation compensateur**, et la **concentration de la solution du sol**, qui jouent un rôle important dans le comportement des smectites.
 - l'**histoire des contraintes** subies par le matériau (intensité, cinétique, mode d'application des contraintes).

Remarquons que la phase gazeuse est généralement considérée comme inerte. Son rôle dans les processus de retrait-gonflement (par sa composition, sa pression) n'a été quasiment jamais abordé.

Dans la nature, on peut trouver tous les comportements rendus possibles par le jeu de ces différents facteurs. Par exemple, on passe progressivement d'un comportement de smectite à un comportement d'illite lorsque la densité de charge du feuillet augmente (l'espace interfoliaire devient de moins en moins accessible à l'eau). On peut aussi avoir affaire à des minéraux **interstratifiés** du type illite-smectite ou kaolinite-smectite, ou encore à des mélanges de minéraux. De plus, d'autres composés peuvent accompagner les minéraux argileux au sein de la phase solide du sol. Ces composés peuvent se situer dans la fraction granulométrique des argiles ($\varnothing < 2 \mu\text{m}$) (matières organiques, oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium plus ou moins cristallisés, carbonates), ou constituer le "squelette" du sol (limons, sables,

éléments grossiers). Ainsi, pendant que l'on caractérisait de manière de plus en plus précise les mécanismes du retrait-gonflement de matériaux argileux purs, on a cherché à se rapprocher de la complexité d'un sol "naturel", en étudiant les propriétés de mélanges.

1.2.2 Etude de mélanges entre minéraux argileux et autres constituants du sol (matières organiques, oxyhydroxydes, squelette)

Dans le cas d'un mélange de minéraux argileux purs, le **pourcentage de smectite** conditionne le type de comportement constaté (Camara, 1982).

Divers composés peuvent accompagner les minéraux argileux et fortement modifier leur comportement (Robert & Tessier, 1986). Ce sont :

- les **composés amorphes** et les **polycations** du fer et de l'aluminium, qui provoquent une microagrégation des particules argileuses (Chauvel, 1977 ; Robert *et al.*, 1983 ; Cambier, 1986 ; Robert & Tessier, 1986).
- les **composés organiques**, qui peuvent jouer un rôle de liant entre les particules argileuses, mais surtout modifier considérablement les propriétés de mouillabilité de celles-ci (Vicente & Robert, 1981 ; Andreux *et al.*, 1984 ; Chenu, 1985).

Enfin, l'étude de mélanges argile-squelette a montré l'influence sur la courbe de retrait de l'échantillon issu du mélange, non seulement de la proportion de ces 2 constituants, mais aussi de la distribution granulométrique du squelette (Stengel, 1981 ; Fiès & Stengel, 1984).

1.2.3 Etude d'échantillons de sol naturel

Les travaux menés sur échantillons de sol naturel montrent que l'on retrouve bien les mêmes facteurs du retrait-gonflement que ceux mis en évidence lors des études menées sur échantillons de composition contrôlée. On retrouve notamment le rôle prépondérant de la **phase argileuse**.

De nombreux auteurs ont mis en évidence une relation proportionnelle entre le retrait global de l'échantillon et son taux d'argile (Lauritzen & Stewart, 1941 ; Stirk, 1954 ; Reeve & Hall, 1978 ; Stengel, 1979). En revanche, Yule & Ritchie (1980a) n'observent pas de relation entre le retrait global et le taux d'argile. Un tel résultat peut s'expliquer par les taux d'argile très voisins des différents échantillons étudiés (45,1 à 69,7 %). Les effets des autres facteurs du retrait et des erreurs de mesure du taux d'argile deviennent alors prépondérants.

L'effet de la **qualité** de la phase argileuse est aussi clairement mis en évidence (Stirk, 1954 ; Reeve & Hall, 1978 ; Braudeau & Bruand, 1993). Yule & Ritchie (1980a) montrent que le retrait total du sol est corrélé à sa capacité d'échange de cations (CEC).

Dès 1923, Hardy montrait le rôle inhibiteur que pouvaient jouer les **composés du fer et de l'aluminium** sur le retrait du sol. Lauritzen (1948) montre un effet de la **matière organique**, et Reeve & Hall (1978) interprètent l'effet du taux de matière organique sur le retrait structural du sol, comme contrôlant la «rigidité» de la structure du sol.

On retrouve aussi le rôle joué par les **fractions grossières** du sol. L'influence de la distribution granulométrique du squelette du sol sur la densité texturale des sols (telle que la définissent Monnier *et al.* (1973)) a été clairement mis en évidence par Fiès & Stengel (1981b) et Chrétien & Tessier (1988). Stirk (1954) indique que la fraction la plus grossière du sol détermine la part du retrait résiduel dans le retrait total du sol. L'effet d'une addition de sable sur le comportement de sols de différentes compositions granulométriques avait déjà été étudié par Lauritzen (1948).

A partir du moment où l'on a abandonné l'utilisation d'échantillons remaniés pour travailler sur des échantillons à structure conservée, notamment des mottes, un nouveau facteur du retrait-gonflement est apparu. Ce facteur est lié à l'**organisation macroscopique** (*i.e.* à l'échelle du mm au cm) du sol. Dans un échantillon de sol naturel non remanié, il existe un niveau d'organisation **microscopique**, comme c'est aussi le cas dans un échantillon de pâte remaniée, tel que ceux utilisés lors des études de matériaux argileux purs ou en mélanges. Mais à la différence de ces derniers, on peut mettre en évidence dans les échantillons de sol non remaniés un niveau d'organisation supérieur, qui se surajoute au niveau d'organisation microscopique. Ce niveau correspond à la **structure** du sol, telle qu'on la note lors de la description d'un profil pédologique (Hénin, 1938).

Ainsi, Lauritzen (1948) et Stirk (1954) proposent d'utiliser, comme **indice de développement de la structure** du sol, le rapport entre le volume d'une motte de sol à structure conservée et celui d'un bloc remanié fabriqué à partir du même sol, à un même état énergétique de l'eau dans le sol. Cette distinction est à la base des concepts de **porosités «structurale»** et **«texturale»** définis par Monnier *et al.* (1973). Dans une étude sur des agrégats de sol calibrés soumis à une compaction d'intensité variable, Chang & Warkentin (1968) ont montré l'influence de la taille des agrégats et de la porosité inter-agrégats sur l'allure de la courbe de retrait.

1.3 Conclusion

Finalement, l'ensemble des études que nous venons de présenter montrent que les facteurs déterminant les propriétés de retrait-gonflement d'un sol naturel sont nombreux et **interagissent** les uns les autres pour créer la variété des comportements physiques des sols que l'on sait. Ces études permettent d'accéder aux mécanismes de base du retrait-gonflement, et on peut dès lors envisager l'**intégration** de ces informations pour prévoir les propriétés *in situ* des sols.

Ceci pose le problème de la prise en compte des **niveaux d'organisation** du matériau qui peuvent exister à plusieurs échelles de taille, comme c'est généralement le cas pour un sol.

Ceci pose le problème de la prise en compte des **niveaux d'organisation** du matériau qui peuvent exister à plusieurs échelles de taille, comme c'est généralement le cas pour un sol.

Ce problème s'identifie en partie à celui de la description de la **structure** du sol.

En passant d'un niveau d'organisation à l'autre, on intègre successivement la variété des mécanismes qui peuvent s'exprimer dans les différentes parties du système considéré, leurs interactions, et de **nouveaux** mécanismes qui peuvent intervenir et moduler les précédents.

On peut citer en exemple l'influence de la gravité, dont l'expression ne devient notable que sur des échantillons suffisamment volumineux (Sposito, 1972), ou encore le rôle des contraintes mécaniques externes à l'échantillon (existence d'un «potentiel d'enveloppe») qui peuvent limiter son gonflement naturel, comme l'a indiqué Bruand (1985), lorsque l'on passe d'un échantillon de taille millimétrique à un échantillon de taille centimétrique.

On a ainsi un milieu qui se complexifie rapidement au fur et à mesure des sauts d'échelle.

De nombreux auteurs ont cherché à appréhender le comportement de retrait-gonflement du sol directement à son niveau d'organisation le plus facilement accessible, celui qui correspond à l'oeil et à la main de l'homme (échelle du millimètre au mètre), échelle à laquelle l'agronome ou l'ingénieur du génie civil observent, déduisent et agissent. Deux façons d'étudier ces phénomènes ont été utilisées :

- étude sur un **échantillon** extrait du sol (échelle du millimètre au décimètre)
- étude sur le **sol en place** (échelle du centimètre au mètre, le plus souvent).

La première est la plus couramment rencontrée dans la littérature, sans doute parce qu'elle est la plus facile à mettre en oeuvre du point de vue de l'instrumentation expérimentale.

Nous allons présenter dans les chapitres suivants une revue de différentes études réalisées selon ces modes d'investigation, en essayant d'en dégager les principaux résultats, leurs contradictions, les concepts et modèles de comportement du sol sous-jacents, leurs limitations.

CHAPITRE 2 : APPROCHE EXPERIMENTALE DU RETRAIT - GONFLEMENT SUR ECHANTILLON DE SOL

Historiquement, les premiers travaux sur les phénomènes de retrait-gonflement dans les sols ont été menés sur des échantillons remaniés. On a cherché tout d'abord à évaluer le retrait global du sol, avant de s'intéresser à l'évolution du volume de l'échantillon au cours de sa dessiccation, c'est-à-dire à sa courbe de retrait. Les travaux portant sur l'étude de la courbe de retrait du sol sont nombreux. L'analyse comparative de ces travaux est compliquée par le fait que leurs auteurs utilisent toutes sortes de systèmes d'unités. Nous en ferons un survol rapide, avant de présenter les différentes phases que l'on peut distinguer dans une courbe de retrait.

2.1 Expressions synthétiques du retrait : COLE, et autres paramètres

Un des premiers critères d'étude du retrait-gonflement d'un sol fut présenté par Auchinleck en 1912. Il s'agit du pourcentage de **retrait linéaire** mesuré entre 2 points identifiés sur une brique de sol remanié (fraction < 2 mm), pour une variation donnée de teneur en eau (du point de plasticité maximum, à l'état sec à 105°C).

Ce critère synthétique se rapproche de celui couramment utilisé par les anglo-saxons, le «Coefficient Of Linear Extensibility» (COLE), qui exprime le gonflement (ou le retrait) relatif dans une dimension ($\Delta L/L$) d'un échantillon de sol, remanié ou non, pour une teneur en eau variant de l'état sec à 105°C à l'humidité équivalente du sol (*i.e.* $\Psi' = -1/3$ bar, soit -333 hPa) (Grossman *et al.*, 1968 ; Franzmeier & Ross, 1968 ; Bartenfelder *et al.*, 1986 ; Dasog *et al.*, 1988 ; Mbagwu, 1992). Le «Potential Volume Change» (PVC) est l'équivalent du COLE en termes volumiques :

$$PVC = \left[(COLE + 1)^3 - 1 \right] \quad (2.1)$$

Plusieurs autres critères sont couramment utilisés pour exprimer le potentiel de retrait-gonflement d'un sol. On trouvera dans Parker *et al.* (1977) une analyse de la qualité de plusieurs critères synthétiques d'évaluation du retrait-gonflement des sols, par rapport au PVC mesuré sur motte naturelle. Ces auteurs testent 9 critères issus de la littérature et 18 critères proposés par eux. Leurs résultats montrent que les critères les plus proches du PVC sont :

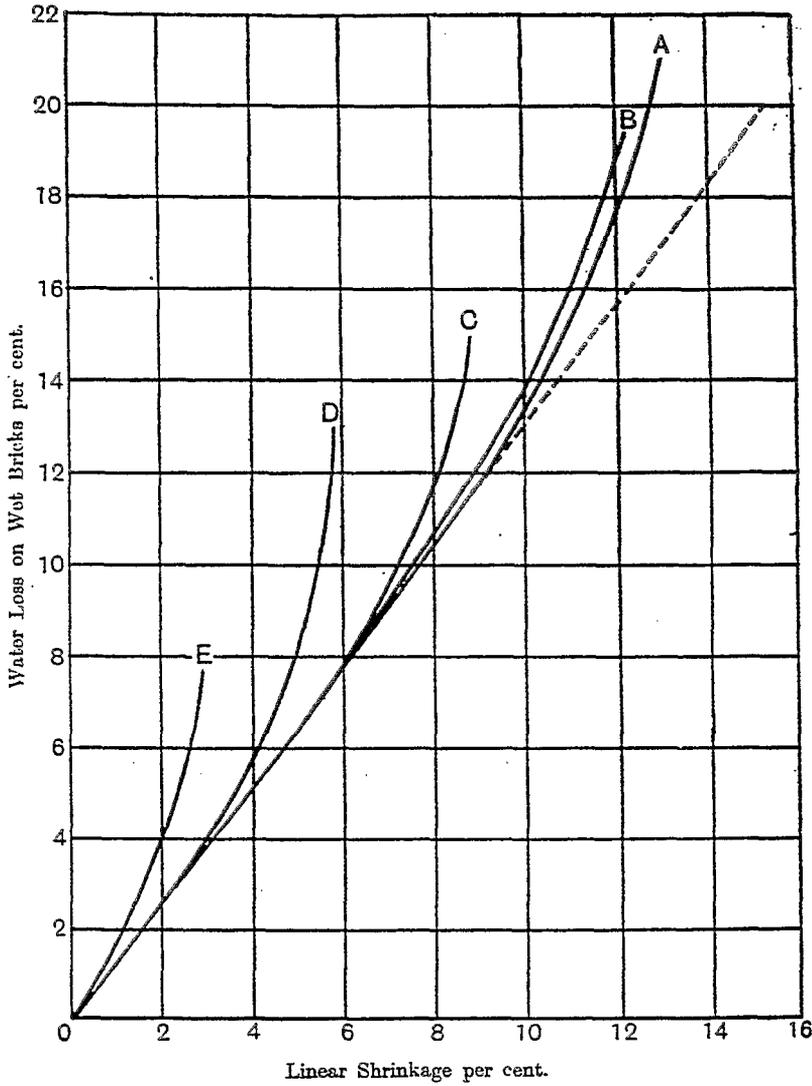


figure 2-1 :

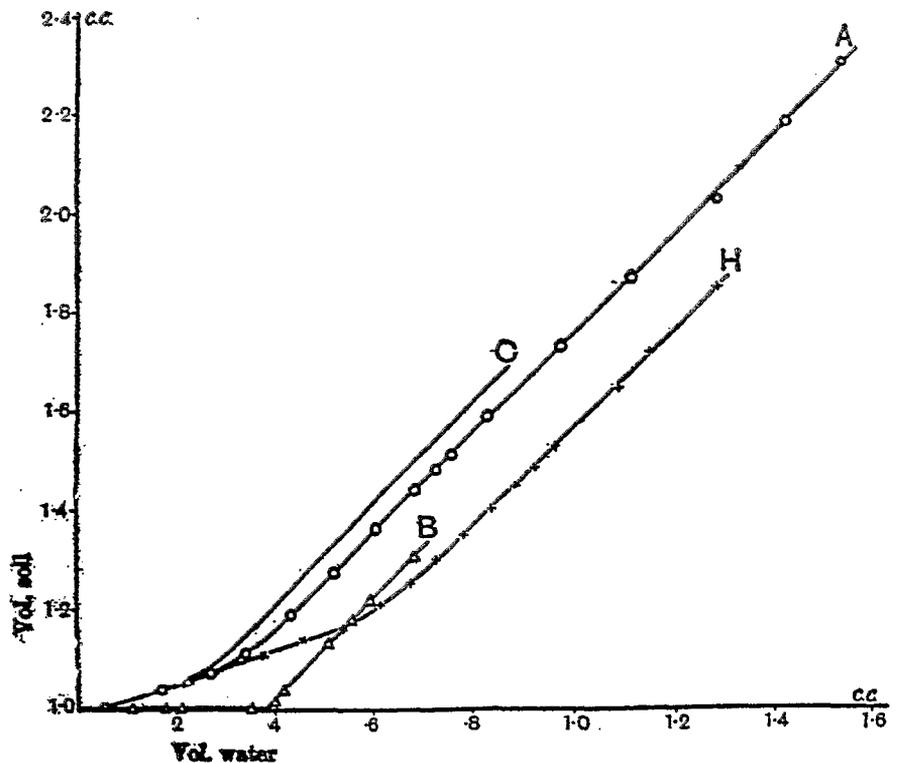
Les "premières courbes de retrait", de Tempany (1917), établies sur des sols des Antilles britanniques.

- A : argile limoneuse légèrement calcaire (Antigua)
- B : limon argileux (Antigua)
- C : limon (Nevis)
- D : limon fin (Montserrat)
- E : limon sableux (Montserrat)

figure 2-2 :

Courbes de retrait sur pâtes remaniées, de Haines (1923)

- A : fraction argileuse extraite d'un sol
- B : kaolin
- C : argile (Soudan)
- H : tourbe



- le "Swelling Index" (SI), qui correspond à la pression exercée par un échantillon de sol tamisé et compacté, après une submersion par l'eau pendant 2 heures, dans un appareil spécialement conçu pour cette détermination (Lambe, 1960, *in* Parker *et al.*, 1977).
- le "Plasticity Index" (PI), qui correspond à la différence de teneur en eau massique du sol entre sa limite de liquidité (LL) et sa limite de plasticité (PL) :

$$PI = \theta_{LL} - \theta_{PL} \quad (2.2).$$

Ces mesures sont effectuées sur des échantillons placés dans des conditions de teneur en eau **extrêmes** (cf., par exemple, le point sec du COLE), dans le but d'évaluer le retrait "potentiel" du sol en place. Elles peuvent servir de base à la comparaison de différents sols, ou intervenir dans leur classification.

L'utilisation directe de ces critères entraînent très souvent une **surévaluation** des propriétés de retrait-gonflement, car ils ne correspondent pas à l'**expression réelle** de la capacité de retrait-gonflement du sol. Celle-ci est en effet dépendante du **régime hydrique naturel** du sol (*i.e.* de ses variations saisonnières de teneur en eau), des champs de pression auxquels il est soumis (poids des couches de sol sus-jacentes, potentiel d'enveloppe) et des possibilités géométriques qui lui sont offertes pour gonfler (effet stérique). Ainsi, un sol **potentiellement** gonflant peut présenter *in situ* des mouvements de retrait-gonflement de moindre amplitude qu'un sol de plus faible COLE, s'il est naturellement soumis à de moindres variations de teneur en eau que ce dernier (Aitchison & Holmes, 1953). Enfin, la plupart de ces critères d'évaluation du retrait-gonflement font appel à des mesures sur échantillons remaniés, dont l'organisation n'est pas représentative du sol naturel.

2.2 Les premières courbes de retrait

Tempany (1917) utilisa le même principe de mesure qu'Auchinleck (1912), mais en mesurant le retrait linéaire tout au long de la dessiccation, pour différentes teneurs en eau. Il obtint ainsi une série de «**courbes de retrait**», exprimées en termes de perte d'eau (en % de la masse humide initiale) en fonction du retrait linéaire (en % de la longueur initiale) (figure 2-1).

Il faut attendre les travaux de Haines, en 1923, pour que l'on abandonne cette mesure linéaire du retrait au profit d'une **mesure volumique**. Haines (1923) l'effectue dans un pycnomètre à mercure, afin d'obtenir des mesures de volume les plus précises possibles. Ses courbes de retrait, mesurées sur des prismes de terre fine remaniée, sont exprimées en termes de volume rapporté au volume du sol sec à 105°C, en fonction du volume d'eau contenu dans le sol, rapporté lui aussi au volume de sol sec (figure 2-2).

notations du tableau 2-1 :

SYMBOLE	GRANDEUR	DIMENSION
M_h	masse de l'échantillon à l'état humide de référence	[M]
M	masse de l'échantillon	[M]
L_h	longueur de l'échantillon à l'état humide de référence	[L]
L	longueur de l'échantillon	[L]
V	volume de l'échantillon	[L ³]
V_{sec}	volume de l'échantillon à l'état sec à 105°C	[L ³]
V_w	volume d'eau contenu dans l'échantillon	[L ³]
V_h	volume de l'échantillon à l'état humide de référence	[L ³]
ρ_d	masse volumique sèche de l'échantillon	[M.L ⁻³]
ρ_s	masse volumique de la phase solide de l'échantillon	[M.L ⁻³]
ρ_w	masse volumique de l'eau, considérée comme constante ($\rho_w = 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$)	[M.L ⁻³]
θ_v	teneur en eau volumique de l'échantillon	[]
v	volume massique de l'échantillon	[L ³ .M ⁻¹]
θ	teneur en eau massique de l'échantillon	[]
T	taux de saturation de la porosité ($T = \frac{\rho_s \cdot \theta}{\rho_w \cdot e}$)	[]
v_p	volume massique de pores contenu dans l'échantillon	[L ³ .M ⁻¹]
v_a	volume massique d'air contenu dans l'échantillon	[L ³ .M ⁻¹]
v_{sec}	volume massique de l'échantillon à l'état sec à 105°C	[L ³ .M ⁻¹]
v_w	volume massique d'eau contenu dans l'échantillon	[L ³ .M ⁻¹]
e	indice des vides	[]
ϑ	indice d'eau	[]
<i>systemes d'unités ne faisant pas référence à un état particulier du sol :</i>		
ΔH	variation d'épaisseur de l'échantillon	[L]
ΔV	variation du volume de l'échantillon	[L ³]
ΔW	variation du volume d'eau contenu dans l'échantillon exprimé en hauteur d'eau ($\Delta W = \Delta V_w / S$)	[L]
avec		
S	surface occupée par l'échantillon ($S = V/H$, où H est l'épaisseur de l'échantillon)	[L ²] [L]
ΔM_w	variation de la masse d'eau contenue dans l'échantillon	[M]

tableau 2-1 : exemples de systèmes d'unités utilisés pour l'expression de la courbe de retrait

ordonnée		abscisse		auteurs
$\frac{M_h - M}{M_h}$	[]	$\frac{L_h - L}{L_h}$	[]	Tempany, 1917
$\frac{V}{V_{sec}}$	[]	$\frac{V_w}{V_{sec}}$	[]	Haines, 1923
v	[L ³ .M ⁻¹]	θ	[]	Lauritzen & Stewart, 1941 ; Perroux <i>et al.</i> , 1974 ; Chan, 1982 ; Giraldez <i>et al.</i> , 1983 ; Towner, 1986 ; McGarry & Malafant, 1987a ; Braudeau, 1987 ; Pyatt & John, 1989 ; Braudeau & Bruand, 1993
$\frac{dv}{d\theta}$	[L ³ .M ⁻¹]	θ	[]	Lauritzen & Stewart, 1941 ; Chan, 1982
$\frac{V - V_{sec}}{V_{sec}}$	[]	θ	[]	Johnston & Hill, 1944
ΔH	[L]	ΔW	[L]	Aitchison & Holmes, 1953 ; Yule & Ritchie, 1980 a,b ; Mitchell, 1991
$\frac{dv}{d\theta}$	[L ³ .M ⁻¹]	ρF	[]	Stirk, 1954
$\frac{V_h - V}{V_h}$	[]	ρF	[]	Stirk, 1954
T	[]	θ	[]	Holmes, 1955
ρ_d	[M.L ⁻³]	θ	[]	Gill, 1959 ; Fox, 1964 ; Perroux <i>et al.</i> , 1974 ; Bernt & Coughlan, 1976 ; Chan, 1981
v_p	[L ³ .M ⁻¹]	θ	[]	Chang & Warkentin, 1968 ; Grimaldi & Tessier, 1986 ; Voltz & Cabidoche, 1987
$\frac{\Delta V}{V_h - V}$	[L ³]	ΔV_w	[L ³]	Bernt & Coughlan, 1976
$\frac{V_h - V}{V_h}$	[]	θ	[]	Reeve & Hall, 1978
v_a	[L ³ .M ⁻¹]	θ	[]	Newman & Thomasson, 1979 ; Pyatt & John, 1989
$\frac{v - v_{sec}}{\rho_w}$	[]	θ	[]	Stengel, 1979
e	[]	ρF	[]	Tessier, 1980 ; Tessier & Pédro, 1980 ; Chrétien & Tessier, 1988
e	[]	ϑ	[]	Fiès & Stengel, 1984 ; Tessier, 1984 ; Bruand, 1986 ; Bronswijk, 1988a, 1991 ; Kim <i>et al.</i> , 1992 ; Tariq & Durnford, 1993
e	[]	Ψ'	[M.L ⁻¹ .T ⁻²]	Tessier, 1984 ; Robert & Tessier, 1986 ; Curmi, 1988
$\frac{v_a}{v}$	[]	θ	[]	Braudeau, 1987
v	[L ³ .M ⁻¹]	v_w	[L ³ .M ⁻¹]	McGarry & Daniells, 1987 ; Sorani <i>et al.</i> , 1987 ; Braudeau, 1988b, c, d ; Bruand & Prost, 1989
$\frac{L_h - L}{L_h}$	[]	θ	[]	Hallaire, 1987
ΔH	[L]	θ	[]	Hallaire, 1987
e	[]	θ	[]	Hallaire, 1988b
ΔV	[L ³]	ΔM_w	[M]	Mitchell & van Genuchten, 1992

2.3 Les différents systèmes d'unités utilisés pour exprimer les courbes de retrait

Comme le soulignent McGarry & Malafant (1987a), la comparaison des résultats obtenus par différents auteurs se heurte à la multiplicité des modes d'expression de ces résultats (variables choisies pour leur présentation, unités) (tableau 2-1).

Cette variété s'explique essentiellement par la diversité des buts poursuivis et par celle des méthodes de mesure utilisées.

2.3.1 Le choix d'un état de référence du sol

Ainsi, lors des premières études sur le retrait-gonflement, on constate un certain tâtonnement sur le choix de l'état de référence du sol auquel on rapportera les variations de volume du sol.

Tempany (1917) prépare ses échantillons de sol remaniés à une teneur en eau correspondant au «point de plasticité maximum» et rapporte ses mesures de retrait linéaire et de masse d'eau à cet état hydrique initial du sol. Hardy (1923) cherche à préciser cet état de référence humide et le définit comme étant celui correspondant à «l'apparition de l'adhésion» du sol. Ce fut Haines (1923) qui décida de rapporter le volume du sol mesuré au cours du retrait, à celui correspondant à son état sec à 105°C, jugeant cet état de référence mieux défini que les précédents qui font intervenir une estimation subjective des propriétés physiques du sol. Toutefois, d'autres auteurs ont continué à exprimer les variations de volume du sol par rapport à un autre état hydrique : pF 2,0 (*i.e.* $\Psi \sim -98$ hPa) (Stirk, 1954) ; saturation (Reeve & Hall, 1978).

Tessier (1984) utilise une référence anhydre à 150°C. Il justifie ce choix par le fait qu'un chauffage à 105°C ne permet pas d'atteindre l'état anhydre de certaines argiles (vermiculites, smectites). Pour ces argiles, les espaces interfoliaires de leurs particules, ainsi que les cations qu'ils peuvent contenir, sont encore hydratés à 105°C. Un chauffage à 150°C permet d'atteindre l'état anhydre sans toucher au réseau cristallin (la déshydroxylation des particules nécessitant une température supérieure à 500°C). Tessier (1984) travaille avec des matériaux argileux purs, sans matière organique. Il ne donne aucune indication sur l'effet que peut avoir un chauffage à 150°C sur la matière organique d'un sol naturel.

2.3.2 Référence pondérale ou référence volumique

Le système d'unité le plus couramment utilisé est celui exprimant le volume massique v du sol (appelé aussi volume spécifique) en fonction de sa teneur en eau massique θ (tableau 2-1). Ces deux unités font toutes deux référence à l'état sec à 105°C. On constate cependant que ce système d'unités n'est pas homogène du point de vue des dimensions, ce

qui amène certains auteurs à lui préférer un système **homogène** qui exprime v en fonction du volume massique d'eau v_w , avec $v_w = \theta/\rho_w$. Les deux systèmes sont équivalents si l'on considère que $\rho_w = 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$. Le système d'unités utilisant l'indice des vides, $e = V_v/V_s$, et l'indice d'eau, $\vartheta = V_w/V_s$, présente lui aussi l'avantage d'être homogène (Tariq & Durnford, 1993).

Tessier (1984) justifie l'utilisation préférentielle de ce système pour les raisons suivantes :

- on s'intéresse presque toujours à la **répartition du volume du sol entre ses différentes phases** solide, liquide et gazeuse. En toute logique, on devrait donc exprimer ces proportions en terme de volume.
- le volume de solide des argiles est beaucoup plus constant que leur masse (influence du fer sur leur masse volumique).

Le désavantage de ce système par rapport à celui référencé à la masse de solide est que l'on mesure plus difficilement et moins précisément un volume qu'une masse. Cette difficulté conduit certains auteurs à utiliser arbitrairement une valeur "moyenne" de masse volumique de solide ($\rho_s = 2,65 \text{ kg.dm}^{-3}$, en général).

En toute rigueur, le passage du système basé sur M_s à celui basé sur V_s implique **nécessairement** une détermination de la **masse volumique de la phase solide** du sol ρ_s .

2.3.3 L'influence des objectifs poursuivis

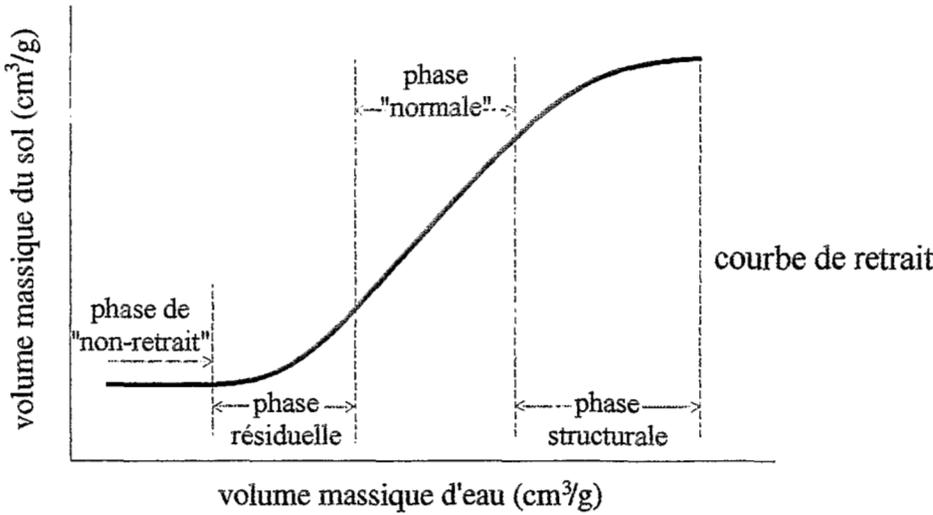
De nombreux auteurs adaptent leur système d'unités en fonction des objectifs de leur étude, ce qui constitue une deuxième source de variation pour les modes d'expression des phénomènes de retrait-gonflement.

Lauritzen & Stewart (1941) utilisent ce qu'ils appellent le «**volume change ratio**» : $dv/d\theta$, afin de repérer plus facilement les différentes phases du retrait sur le graphique $dv/d\theta = f(\theta)$. Stirk (1954) cherche à caler les différentes phases du retrait par rapport au potentiel de l'eau du sol. Aussi exprime-t-il les variations de volume du sol en fonction du **pF** et non plus de la teneur en eau. D'autres auteurs s'intéressant à l'espace poral du sol et à sa répartition entre les phases aqueuse et gazeuse utilisent le **volume massique de pores** v_p (Chang & Warkentin, 1968), le **taux de saturation** en eau de ce volume poral T (Holmes, 1955), tel que

$$T = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \frac{\theta}{e} \quad (2.3)$$

ou encore le **volume massique en air** du sol v_a (Newman & Thomasson, 1979). On remarquera que ces dernières unités impliquent une détermination de la masse volumique de la phase solide du sol ρ_s .

Signalons enfin un système d'unités développé par Aitchison & Holmes (1953) et adapté aux mesures du retrait du sol *in situ*, dont seules les variations d'épaisseur sont d'un accès



"non-retrait"	résiduelle	"normale"	structurale
$dv/d\theta = 0$	$dv/d\theta < 1$	$dv/d\theta = 1$	$dv/d\theta < 1$

phase de la courbe de retrait
 pente de la courbe de retrait

figure 2-3 : Les 4 phases d'une courbe de retrait "en S" d'un échantillon de sol non remanié

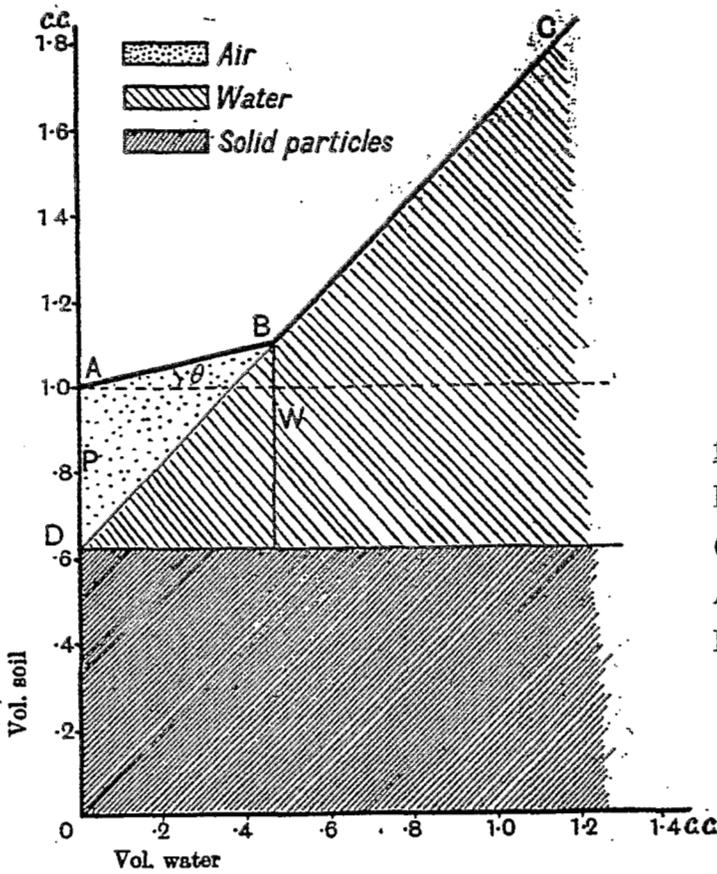


figure 2-4 :
 Le premier modèle de courbe de retrait (Haines, 1923)
 AB : retrait résiduel
 BC : retrait unitaire ("normal")

relativement aisé. Dans ce système, les variations de teneur en eau sont exprimées en **hauteur d'eau ΔW** .

2.3.4 Conclusion sur les systèmes d'unités utilisés pour la représentation des courbes de retrait

Nous avons vu que les systèmes d'unités utilisés pour décrire les courbes de retrait sont très divers. Certains sont homogènes, d'autres pas. L'adoption de systèmes non homogènes entraîne bien souvent les auteurs qui les utilisent à présenter des équations de description de la courbe de retrait elles aussi non homogènes (exemple : Fox, 1964), et à omettre certaines variables dans leurs expressions algébriques. Ainsi, la masse volumique de l'eau ρ_w est très généralement omise. En effet, celle-ci peut être considérée comme constante dans les conditions expérimentales couramment rencontrées en Science du Sol. De plus, dans l'ancien système CGS d'unités, cette constante vaut 1 (g.cm^{-3}). Elle vaut 10^3 (kg.m^{-3}) dans le système SI.

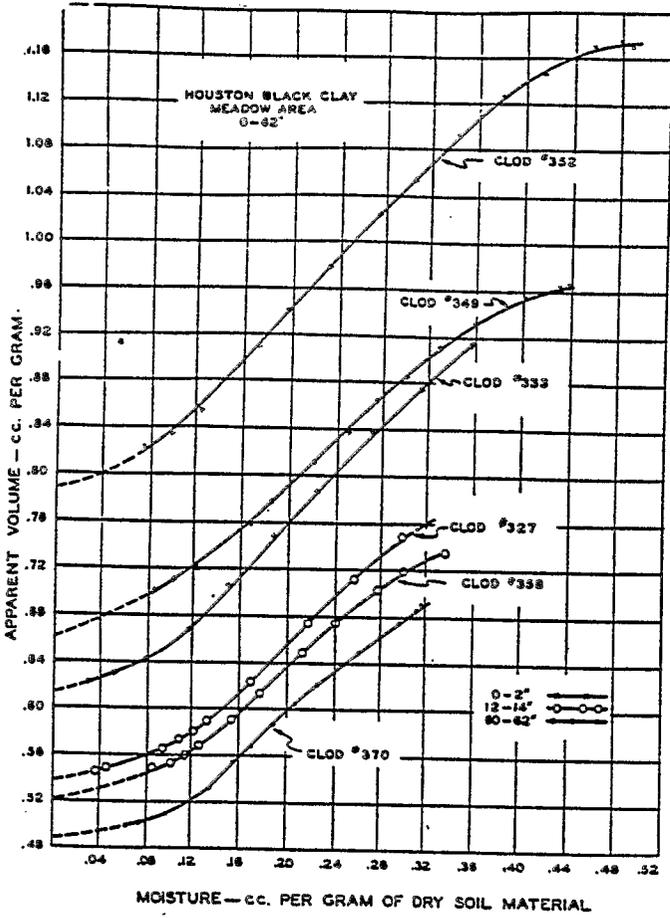
Les remarques proposées par Tessier (1984) sur l'utilisation préférentielle d'une référence volumique nous semblent justifiées. Cependant, la détermination de ρ_s impliquée est expérimentalement assez délicate à réaliser. L'utilisation d'une valeur arbitraire doit être précautionneuse, car ρ_s varie selon la composition de la phase solide (présence de carbonates, de matières organiques). Si l'on dispose des moyens expérimentaux nécessaires, la détermination de ρ_s est avantageuse, car elle permet de passer d'un système d'unités à l'autre. Encore faut-il que l'auteur n'oublie pas d'indiquer dans sa publication la valeur de ρ_s obtenue...

2.4 Le premier modèle de courbe de retrait (Haines, 1923) et l'identification des différentes phases de la courbe de retrait

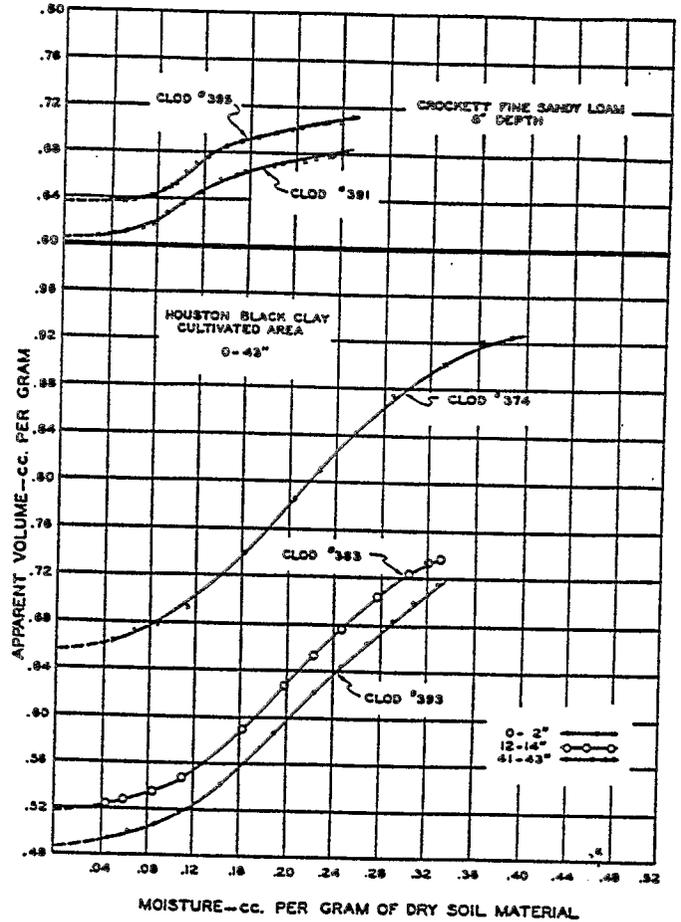
Le plus souvent, on peut distinguer dans la courbe de retrait d'un échantillon de sol non remanié 4 parties ou "phases" (figure 2-3). En dessèchant l'échantillon depuis un état quasi-saturé, on a successivement les phases "structurale", "normale", "résiduelle" et de "non-retrait" de la courbe de retrait.

2.4.1 Les phases de retrait "normale" et "résiduelle"

Haines (1923) présente un modèle de courbe de retrait obtenue sur terre fine remaniée comportant 2 segments de droites (figure 2-4) correspondant chacun à une «phase» linéaire du retrait :



(a)



(b)

(c)

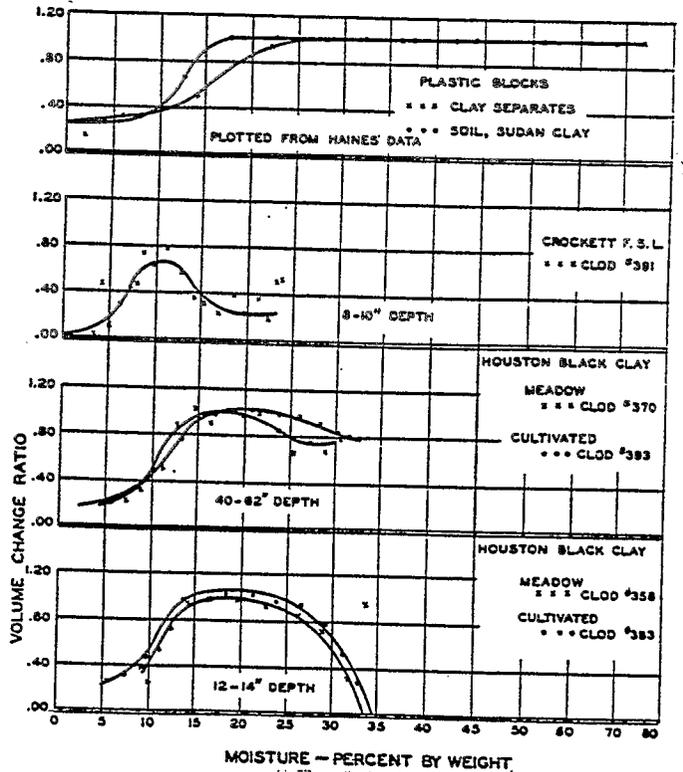


figure 2-5 :

(a) et (b) : courbes de retrait de mottes de sol.

(c) : "volume change ratios" ($dv/d\theta$)
correspondants

(Lauritzen & Stewart, 1941)

- une première phase, en partant du sol humide, pour laquelle $dv = d\theta$, c'est-à-dire que tout volume d'eau perdu par le sol entraîne une diminution strictement équivalente de son volume apparent. Cette phase fut nommée «normale» par Keen (1931).
- une seconde phase, que Haines (1923) appelle «résiduelle», pour laquelle $dv < d\theta$. Tout départ d'eau s'accompagne d'une augmentation du volume d'air contenu dans le sol.

Ces deux phases furent déjà étudiées par Tempany (1917) et Hardy (1923).

Le point de transition entre ces deux phases correspond au point d'entrée de l'air dans le sol, si l'on fait l'hypothèse que le sol a été préparé humide de façon telle qu'il ne contienne aucun volume d'air (Haines, 1923).

2.4.2 la phase de «non-retrait»

Pour Holmes (1955), les courbes de retrait-gonflement qu'il obtient sont composées de 3 phases : normale, résiduelle et «non-retrait» ($dv = 0$), avec des transitions progressives entre ces différentes phases. Stirk (1954) considère que l'on est dans la phase de «non-retrait» dès que l'on a $dv/d\theta < 0,05$.

Cette phase de «non-retrait» avait déjà été observée par Haines (1923) sur un échantillon de kaolin (figure 2-2). Cet échantillon passe du retrait normal au non-retrait pratiquement sans phase de retrait résiduel. Cependant cet auteur ne mentionne pas ce «non-retrait» comme étant une phase de la courbe de retrait (voir la figure 2-4).

En effet, cette phase de «non-retrait» n'est évidemment pas une phase du retrait du sol. On peut toutefois considérer qu'elle est une partie de la courbe de retrait.

Certains auteurs rejoignent cette considération et estiment que cette phase de «non-retrait» de la courbe existe réellement (Chang & Warkentin, 1968 ; Reeve & Hall, 1978 ; Yule & Ritchie, 1980a, b ; Fiès & Stengel, 1984 ; Braudeau, 1987 ; Bronswijk, 1988a ; Tariq & Durnford, 1993). D'autres considèrent cette phase comme étant inexistante (Newman & Thomasson, 1979 ; Chan, 1982 ; Giraldez *et al.*, 1983 ; McGarry & Malafant, 1987a).

McGarry & Smith (1988) ont étudié plus particulièrement la portion de la courbe de retrait située entre l'état sec à l'air ambiant et l'état sec à 105°C, sur des échantillons de sol identiques à ceux étudiés par McGarry & Daniells (1987). Ils constatent qu'un modèle incluant une phase de «non-retrait» rend mieux compte des données expérimentales, alors que McGarry & Daniells (1987) considéraient que le retrait résiduel s'étendait jusqu'à l'état sec à 105°C.

Si l'on se réfère aux travaux de Tessier (1980, 1984), on constate que, pour les argiles de type kaolinite ou illite, la limite de retrait est atteinte bien avant l'état sec à 105°C, alors que pour certaines argiles de type smectite, le retrait se poursuit au moins jusqu'à 105°C.

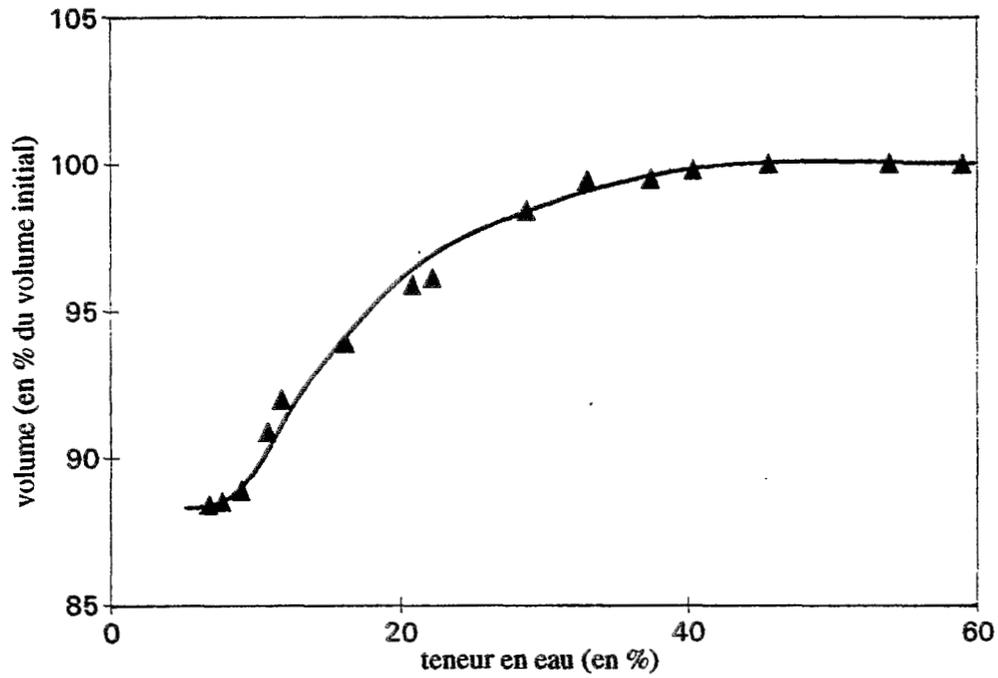


figure 2-6 : Courbes de retrait d'une colonne de sol reconstituée (argile limoneuse "noire"),
(d'après Cameron & Gallagher, 1908, cités par Haines, 1923)

A priori, il est donc difficile de trancher entre ces deux possibilités, d'autant plus que l'apparition de la limite de retrait du sol est généralement difficile à localiser sur la courbe, car la transition entre le retrait résiduel et la phase de non-retrait est très progressive (Tariq & Durnford, 1993).

Toutefois, le modèle avec phase «sans retrait» a un caractère plus général.

2.4.3 la phase de retrait structural

Les 3 phases de retrait précédentes (normale, résiduelle et non-retrait) ont d'abord été mises en évidence sur des échantillons de terre fine remaniée (Haines, 1923 ; Holmes, 1955).

Dès lors que l'on a cherché à établir les courbes de retrait d'échantillons à structure conservée, notamment de mottes, on s'est aperçu d'une différence de comportement, principalement au début du retrait : Lauritzen & Stewart (1941) constatent ainsi que le taux de variation du volume apparent $dv/d\theta$ («volume change ratio») est nettement inférieur à 1 au début de retrait, et qu'il n'atteint sa valeur maximum qu'après une diminution déjà notable de la teneur en eau (figure 2-5 c). La courbe de retrait a ainsi l'allure caractéristique d'un «S» (figures 2-5 a & b).

Stirk (1954) propose d'appeler cette phase initiale du retrait, «retrait structural».

Là encore, il est intéressant de se reporter aux travaux de Haines (1923), qui évite l'influence d'une éventuelle structure naturelle du sol, en utilisant des échantillons remaniés. Cet auteur reproduit les résultats obtenus par Cameron & Galagher (1908) sur colonne de sol reconstituée par compaction (figure 2-6). La courbe de retrait obtenue présente l'allure en «S» caractéristique d'échantillons présentant une phase de retrait structural. Haines (1923) constate que la dessiccation commence par une phase lors de laquelle «l'eau perdue est due au drainage et à l'évaporation de l'eau située dans de larges crevasses, qui ont un effet limité sur le volume total du sol». Cette définition rejoint celle que Stirk (1954) donnera par la suite du retrait structural. Haines (1923) juge que le protocole expérimental est «amélioré» par le fait de broyer le sol avec de l'eau, afin d'éliminer toute structure fragmentaire pouvant être présente à l'origine dans le sol, et que les résultats sont ainsi plus «cohérents» et plus facilement interprétables.

On peut toutefois expliquer l'utilisation par Haines d'échantillons remaniés par une **contrainte expérimentale** liée à l'utilisation du pycnomètre à mercure pour la mesure du volume de l'échantillon. Haines indique que «la texture du prisme doit être suffisamment fine pour empêcher le mercure d'entrer dans ses pores». Ceci conduit, d'après la loi de Jurin, à éliminer de l'échantillon tout pore de rayon de constriction supérieur à $8,2 \mu\text{m}$. D'où la nécessité pour Haines d'utiliser des échantillons de sol remaniés.

2.6 Conclusion

Après ces premières considérations sur les courbes de retrait, on peut faire le constat suivant :

1° / L'étude de la courbe de retrait du sol apporte une information indéniablement plus riche qu'une mesure du retrait global (directe ou indirecte). L'utilisateur peut calculer, à l'aide de la courbe, le retrait du sol dans la gamme de variation de teneur en eau qui l'intéresse.

2° / Toute normalisation présente l'avantage d'un "langage universel". A ce titre, le système d'unités (e , θ) utilisé pour décrire les courbes de retrait semble le plus convenable. L'utilisation de ce système nécessite la détermination de la masse volumique ρ_s de la phase solide de l'échantillon. Cette détermination est nécessaire dès lors que l'on veut quantifier de manière absolue l'évolution du volume d'air ou de pores de l'échantillon. Néanmoins, l'utilisation d'un système référencé à la masse de la phase solide ne devrait pas être restreinte, car l'on ne dispose pas toujours des moyens permettant la détermination précise de ρ_s . Enfin, lorsque l'on dispose de cette détermination de ρ_s , son indication explicite permettrait au lecteur de passer indifféremment d'un système d'unités à un autre, facilitant ainsi les comparaisons entre les différentes études.

3° / On peut déjà noter l'importance du type d'échantillon sur lequel on mesure la courbe de retrait. Ainsi, la phase de retrait "structurale" n'existe pas pour les échantillons remaniés, alors qu'elle peut constituer une phase importante de la courbe de retrait pour les échantillons non perturbés provenant du même matériau pédologique. Nous retrouverons ce rôle joué par le type d'échantillon dans l'analyse des différents modèles de courbe de retrait que nous allons présenter.

CHAPITRE 3 : MODELISATION DE LA COURBE DE RETRAIT

La diversité des systèmes d'unités utilisés pour décrire la courbe de retrait, que nous venons d'évoquer, se retrouve aussi dans la littérature en ce qui concerne les modèles de courbe de retrait. Là aussi, on retrouve l'influence du dispositif expérimental utilisé, celle de l'objectif poursuivi par l'auteur, mais aussi l'influence du type de sol pour lequel on établit la courbe de retrait, ainsi que le type d'échantillon utilisé (terre remaniée, ped, motte ou cylindre).

Dans ce chapitre, nous présenterons, tout d'abord, différents modèles de courbe de retrait, développés au cours des quinze dernières années. Nous nous attacherons à présenter leurs avantages et surtout leurs limitations. Puis nous présenterons une analyse de deux points importants en ce qui concerne la modélisation de la courbe de retrait : l'allure de la courbe à l'endroit des transitions entre les différentes phases du retrait, et le concept du retrait "normal". Nous insisterons finalement sur l'importance du "recul" qui doit être pris, lorsque l'on envisage d'utiliser un modèle de courbe de retrait, quel qu'il soit.

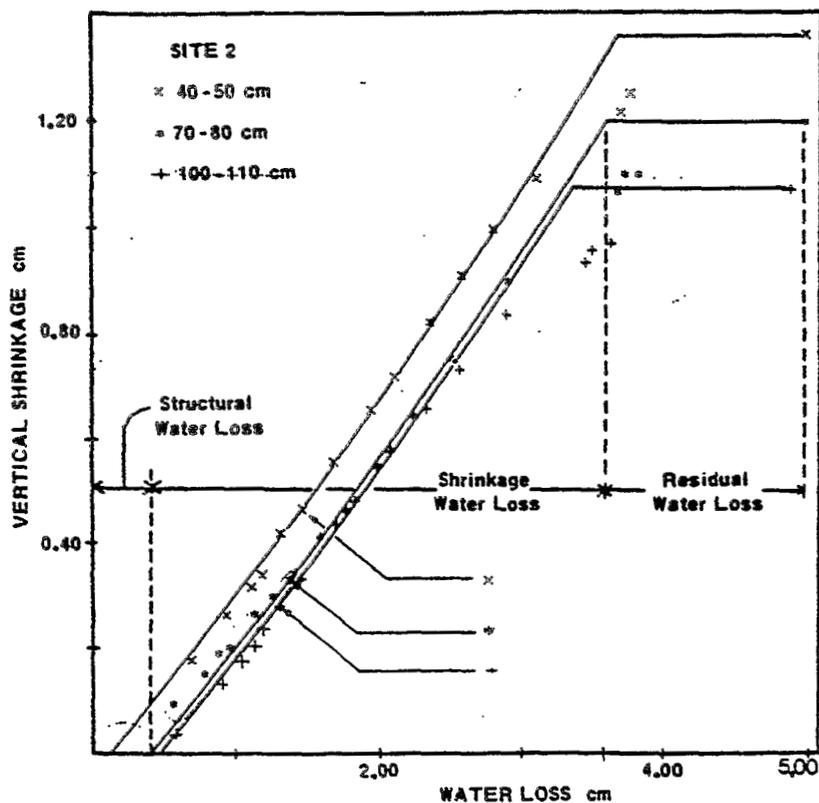


figure 3-1 :
 Modèle de courbe de retrait à 3 phases (3 segments de droite dont 2 horizontaux), d'après Yule & Ritchie (1980a). Argile "noire" de Houston (Udic Pellustert).
 Les flèches indiquent le point correspondant à pF 4,2 ($\Psi^s = -15,5 \cdot 10^3$ hPa). Les 3 phases de dessiccation sont indiquées pour la profondeur 70-80 cm.

figure 3-2 :
 La "limite de retrait", telle qu'elle est calculée en génie civil.

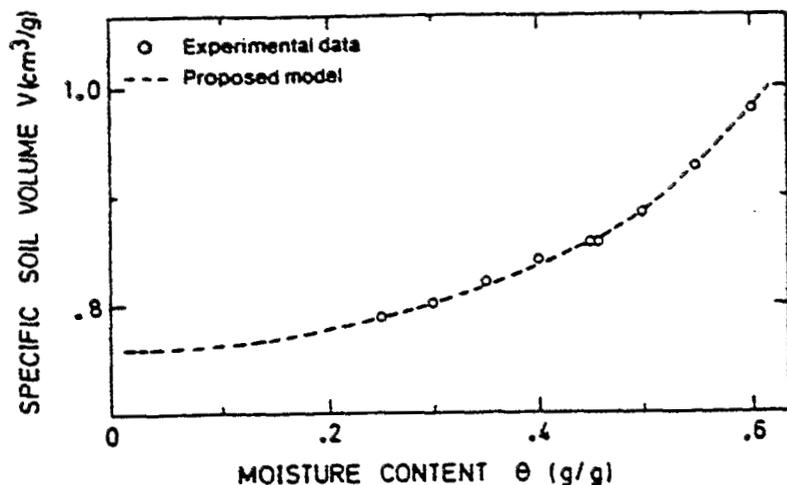
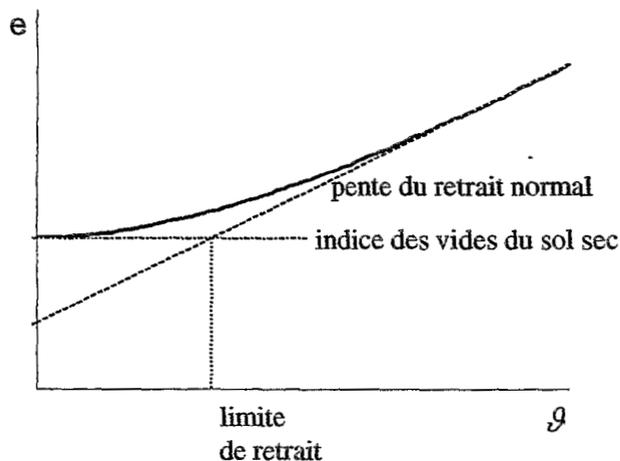


figure 3-3 :
 Modèle de Giraldez *et al.* (1983), appliqué aux données de Fox (1964). Argile "noire" de Houston.

3.1 Les différents modèles de courbe de retrait

Divers auteurs ont cherché à modéliser le comportement en retrait du sol. Nous présenterons ici les 6 principaux modèles, développés dans le cadre de la Science du Sol, au cours de ces quinze dernières années. Cette présentation n'est pas exhaustive et on trouvera d'autres auteurs utilisant de manière plus ou moins explicite d'autres modèles de courbe de retrait. Nous insisterons plus particulièrement sur la description du modèle proposé par Braudeau (1988d), que nous appliquerons aux échantillons de sol prélevés sur nos sites (cf. 3ème partie, chap. 13).

3.1.1 Le modèle de Yule & Ritchie (1980a, b)

Ces auteurs, jugeant que l'allure curviligne de la courbe de retrait a pu constituer un obstacle à la paramétrisation de celle-ci, ont développé un modèle de courbe de retrait à 3 segments de droite correspondant chacun à l'une des 3 phases qu'ils considèrent : phases structurale, normale et résiduelle (figure 3-1).

La principale singularité de leur modèle est que l'ensemble du retrait observé est attribué à la phase normale du retrait. Autrement dit, il n'y a plus de phases de retrait résiduelle, ni structurale, à proprement parler, et les auteurs considèrent les 3 phases de leur modèle comme des «phases de perte d'eau» «structurale», «liée au retrait», et «résiduelle». Les segments de droite correspondant aux phases structurale et résiduelle sont donc de pente nulle, tandis que celui correspondant à la phase de retrait normal est de pente égale à 1. La courbe de retrait, dans le système d'unités utilisé, est alors totalement décrite par 3 paramètres, qui correspondent au volume massique sec de l'échantillon et aux teneurs en eau aux 2 points de transition entre les phases du retrait. Ces 2 points caractéristiques sont appelés par les auteurs «limite de gonflement», pour la transition entre les phases de perte d'eau structurale et normale, et «limite de retrait», pour la transition entre les phases de perte d'eau normale et résiduelle.

On remarquera que cette définition de la «limite de retrait» correspond à celle généralement utilisée en génie civil (Aitchison & Holmes, 1953 ; Yong & Warkentin, 1975) (figure 3-2).

3.1.2 Le modèle GSVC de Giraldez et al. (1983a)

Il s'agit d'un modèle de courbe de retrait se voulant "universel", comme son nom l'indique («General Soil Volume Change equation»).

Toutefois, il ne comporte que 2 phases de retrait : normale et résiduelle (figure 3-3). En tant que tel, il ne peut donc pas rendre compte correctement du retrait de sol présentant une phase structurale.

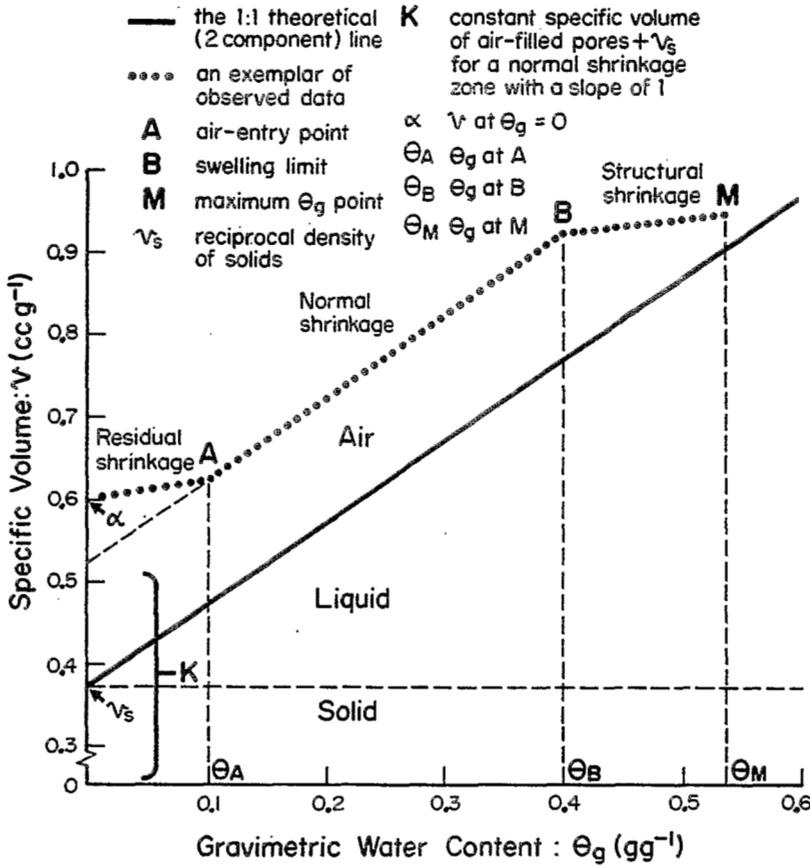


figure 3-4 :
Modèle à 3 segments de droite, de McGarry & Malafant (1987a).

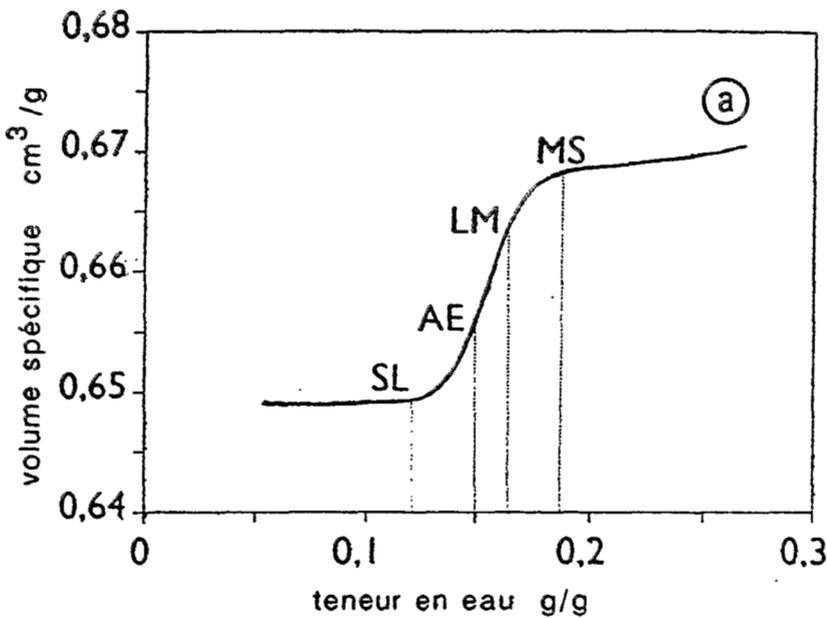


figure 3-5 :
Modèle de Braudeau (Braudeau & Bruand, 1993).

La phase de retrait résiduelle est modélisée par un ajustement polynomial d'ordre 3, et il existe une rupture de pente entre le retrait normal et le retrait résiduel. Cette rupture de pente correspondrait, thermodynamiquement parlant, à une transition de phase de second ordre* (Sposito & Giraldez, 1976).

3.1.3 Le modèle de McGarry & Malafant (1987a)

Ce modèle est comparable à celui de Yule & Ritchie (1980a, b).

Il comporte 3 segments de droite correspondant aux 3 phases de retrait structural, normal et résiduel (figure 3-4).

Mais, contrairement au modèle de Yule & Ritchie, les segments de droite correspondant aux phases de retrait résiduel et structural peuvent être de pentes différentes de 0, et elles le sont généralement (McGarry & Daniells, 1987 ; McGarry, 1988 ; Daniells, 1989).

Deux paramètres supplémentaires, par rapport au modèle de Yule & Ritchie, sont alors nécessaires pour décrire entièrement la courbe de retrait, dans le système d'unités utilisé (par ex., la pente du retrait résiduel, et celle du retrait structural), auxquels il faut ajouter un 6^{ème} paramètre, la pente du retrait «normal», si l'on considère que celle-ci peut être différente de 1 (McGarry & Malafant, 1987a).

3.1.4 Le modèle de Braudeau (1988a, b, d)

Nous présenterons ce modèle un peu plus en détail, car nous l'utiliserons ultérieurement pour l'analyse des courbes de retrait de cylindres prélevés sur nos sites d'étude.

Braudeau distingue 5 domaines dans la courbe de retrait (Braudeau, 1987 ; Braudeau & Bruand, 1993) (figure 3-5), séparées par 4 points caractéristiques (MS, LM, AE, SL):

- une première phase de retrait «structural» linéaire, de pente notée K_{st} .
- une seconde phase de retrait «structural» curviligne, correspondant à la transition entre la phase linéaire du retrait «structural» et la phase de retrait «normal».
- une phase de retrait «normal», linéaire, de pente notée K_{no} . K_{no} peut être différent de 1.
- une phase de retrait «résiduel», curviligne, qui correspond en fait à la transition du retrait «normal» à la phase de «non-retrait».
- une phase de «non-retrait», linéaire, de pente nulle.

* : Cette transition de phase correspond à l'apparition ou à la disparition (selon le sens d'évolution de la teneur en eau) de la phase gazeuse du sol, due à une faible variation du potentiel chimique de l'eau (Groenevelt & Parlange, 1974). Pour plus d'information sur la notion thermodynamique de transition de phase du second ordre, développée par Ehrenfest, on se reportera aux références bibliographiques (notamment Callen, 1965) données par Groenevelt & Parlange (1974) et Sposito & Giraldez (1976).

tableau 3-1 : valeur des ajustements g et g' du modèle de Braudeau (1988a), au cours du retrait (voir p. 48 pour l'explication des notations).

gamme de teneur en eau	g	g'	θ_n
$\theta \geq \theta_{MS}$	1	0	-
$\theta_{LM} \leq \theta \leq \theta_{MS}$	1	$\frac{\exp(\theta_n) - 1}{\exp(1) - 1}$	$\frac{\theta_{MS} - \theta}{\theta_{MS} - \theta_{LM}}$
$\theta_{AE} \leq \theta \leq \theta_{LM}$	1	1	-
$\theta_{SL} \leq \theta \leq \theta_{AE}$	$\frac{\exp(\theta_n) - 1}{\exp(1) - 1}$	1	$\frac{\theta - \theta_{SL}}{\theta_{AE} - \theta_{SL}}$
$\theta \leq \theta_{SL}$	0	1	-

tableau 3-2 : équations de base simplifiées du modèle de Braudeau (1988a), pour les différentes phases du retrait (voir p. 48 pour l'explication des notations).

gamme de teneur en eau	équation de base du retrait
$\theta \geq \theta_{MS}$	$dv = \frac{1}{\rho_w} \cdot K_{st} \cdot d\theta$
$\theta_{LM} \leq \theta \leq \theta_{MS}$	$dv = \frac{1}{\rho_w} \cdot [K_{no} \cdot g'(\theta) + K_{st} \cdot (1 - g'(\theta))] \cdot d\theta$
$\theta_{AE} \leq \theta \leq \theta_{LM}$	$dv = \frac{1}{\rho_w} \cdot K_{no} \cdot d\theta$
$\theta_{SL} \leq \theta \leq \theta_{AE}$	$dv = \frac{1}{\rho_w} \cdot K_{no} \cdot g(\theta) \cdot d\theta$
$\theta \leq \theta_{SL}$	$dv = 0$

Braudeau (1988a) a montré que les deux parties curvilignes de la courbe de retrait pouvaient être correctement décrites par des **ajustements** exponentiels convenablement choisis :

- pour la phase de retrait résiduel ($\theta_{SL} \leq \theta \leq \theta_{AE}$), on prend :

$$dv = \frac{1}{\rho_w} \cdot K_{no} \cdot g(\theta) \cdot d\theta \quad (3.1)$$

- pour la partie curviligne de la phase de retrait structural ($\theta_{LM} \leq \theta \leq \theta_{MS}$), on prend :

$$dv = \frac{1}{\rho_w} \cdot [K_{no} \cdot g'(\theta) + K_{st} \cdot (1 - g'(\theta))] \cdot d\theta \quad (3.2)$$

Les ajustements $g(\theta)$ et $g'(\theta)$ sont indiqués dans le tableau 3-1. Ces ajustements respectent la contrainte selon laquelle la courbe de retrait ne doit pas présenter de changement brutal de pente entre les différentes phases du retrait (à l'opposé des modèles précédents). Ces fonctions peuvent être étendues à l'ensemble de la gamme de teneur en eau, ainsi qu'il est indiqué au tableau 3-1.

On obtient ainsi l'ajustement global de la pente de la courbe de retrait suivant :

$$dv = \frac{1}{\rho_w} \cdot [K_{no} \cdot g(\theta) \cdot g'(\theta) + K_{st} \cdot (1 - g'(\theta))] \cdot d\theta \quad (3.3),$$

où $g(\theta)$ et $g'(\theta)$ sont les fonctions étendues du tableau 3-1.

La courbe de retrait s'obtient par intégration de (3.3) pour θ variant de 0 à $\theta > \theta_{MS}$. Elle est décrite entièrement à l'aide de **7 paramètres**, qui sont généralement v_{SL} , θ_{SL} , θ_{AE} , θ_{LM} , θ_{MS} , K_{no} , et K_{st} , auxquels on ajoute ρ_s , si l'on veut connaître le volume poral de l'échantillon et les fractions de ce volume remplies d'air ou d'eau.

On constate que, pour les différents domaines de la courbe de retrait distingués par Braudeau (1988a), l'équation (3.3) se simplifie pour donner une équation de base caractéristique de chacune des parties (tableau 3-2).

S'inspirant de la démarche proposée par Giraldez *et al.* (1983), Braudeau (1988a, b, d) propose un modèle **semi-déterministe** de retrait du sol, à vocation **universelle**, dont les **hypothèses de base** sont les suivantes :

a/ Le sol se divise en **2 compartiments** emboîtés, dont les comportements de retrait sont différents, et dont la résultante est le comportement observé du sol pris dans son ensemble. Ces 2 compartiments sont associés à 2 espaces poraux distincts :

- un **volume macroporal**, correspondant selon la description de Braudeau (1988d), aux pores les plus gros de l'échantillon (fissures, pores biologiques, pores d'assemblage du squelette), dont les variations de géométrie sont responsables

tableau 3-3 : équations de base simplifiées des différents volumes du modèle de Braudeau (1988d), pour les différentes phases de retrait.

gamme de teneur en eau	dv	dv_{μ}	dv_m	$d\theta_{\mu}$	$d\theta_m$
$\theta \geq \theta_{MS}$	$\frac{1}{\rho_w} \cdot K_{st} \cdot d\theta$	0	$\frac{1}{\rho_w} \cdot K_{st} \cdot d\theta$	0	$d\theta$
$\theta_{LM} \leq \theta \leq \theta_{MS}$	$K_{no} \cdot dv_{\mu} + \frac{1}{\rho_w} \cdot K_{st} \cdot d\theta_m$	$\frac{1}{\rho_w} \cdot d\theta_{\mu}$	$(K_{no} - 1) \cdot dv_{\mu} + \frac{1}{\rho_w} \cdot K_{st} \cdot d\theta_m$	$g'(\theta) \cdot d\theta$	$(1 - g'(\theta)) \cdot d\theta$
$\theta_{AE} \leq \theta \leq \theta_{LM}$	$K_{no} \cdot dv_{\mu}$	$\frac{1}{\rho_w} \cdot d\theta_{\mu}$	$(K_{no} - 1) \cdot dv_{\mu}$	$d\theta$	0
$\theta_{SL} \leq \theta \leq \theta_{AE}$	$K_{no} \cdot dv_{\mu}$	$\frac{1}{\rho_w} \cdot g(\theta) \cdot d\theta_{\mu}$	$(K_{no} - 1) \cdot dv_{\mu}$	$d\theta$	0
$\theta \leq \theta_{SL}$	0	0	0	$d\theta$	0

notations des tableaux 3-1 à 3-3 :

SYMBOLE	GRANDEUR	DIMENSION
θ	teneur en eau massique de l'échantillon au cours du retrait	[]
θ_m	teneur en eau massique du compartiment "macro"	[]
θ_{μ}	teneur en eau massique du compartiment "micro"	[]
θ_{MS}	teneur en eau massique au point MS (début du retrait du compartiment "micro")	[]
θ_{LM}	teneur en eau massique au point LM (fin du retrait lié au départ d'eau du compartiment "macro")	[]
θ_{AE}	teneur en eau massique au point AE (point d'entrée d'air du compartiment "micro")	[]
θ_{SL}	teneur en eau massique au point SL (limite de retrait)	[]
θ_n	teneur en eau massique "normalisée"	[]
K_{no}	pente de la phase "normale" de retrait (constante)	[]
K_{st}	pente de la phase de retrait structural (constante)	[]
v	volume massique de l'échantillon	$[L^3.M^{-1}]$
v_m	volume massique du compartiment "macro"	$[L^3.M^{-1}]$
v_{μ}	volume massique du compartiment "micro"	$[L^3.M^{-1}]$
ρ_w	masse volumique de l'eau (considérée comme constante $\rho_w = 1 \text{ kg.dm}^{-3}$)	$[M.L^{-3}]$

du **retrait structural** (Stirk, 1954 ; Chang & Warkentin, 1968 ; Chan, 1982). A cet espace poral, Braudeau (1988d) associe une partie du volume de solide du sol, celle correspondant au **squelette** (sables, limons). L'ensemble "volume macroporal + squelette" constitue ce que Braudeau (1988d) appelle le compartiment «**macro**» du sol.

- son complémentaire est le compartiment «**micro**», composé du **plasma argileux** du sol (particules d'argile, matières organiques, composés du fer, ...) et d'un **volume microporal**, correspondant à la porosité d'assemblage des particules constituant ce plasma argileux. Ce compartiment est responsable de la plus grande part du retrait (retraits normal et résiduel).

b/ le retrait du compartiment «micro» est normal ($dv_{\mu} / d\theta_{\mu} = 1$) jusqu'en θ_{AE} . θ_{AE} est donc la teneur en eau du sol au point d'entrée d'air du compartiment «micro».

c/ en θ_{AE} , la totalité de l'eau du sol se situe dans le volume microporal. C'est-à-dire que l'on a $\theta_{m,AE} = 0$ et $\theta_{\mu,AE} = \theta$.

d/ le retrait global de l'échantillon est une fonction linéaire du retrait du compartiment «micro» et de la variation de teneur en eau du compartiment «macro». Braudeau (1988a) propose la formulation suivante :

$$dv = K_{no} \cdot dv_{\mu} + \frac{1}{\rho_w} \cdot K_{st} \cdot d\theta_m \quad (3.4).$$

On déduit les équations décrivant les différents volumes du modèle de sol, de la confrontation entre l'ajustement (3.3) et l'équation semi-empirique (3.4) de la courbe de retrait. On obtient :

$$d\theta_m = (1 - g'(\theta)) \cdot d\theta \quad (3.5).$$

Comme $d\theta = d\theta_{\mu} + d\theta_m$, on a :

$$d\theta_{\mu} = g'(\theta) \cdot d\theta \quad (3.6).$$

Donc

$$dv_{\mu} = \frac{1}{\rho_w} \cdot g(\theta) \cdot g'(\theta) \cdot d\theta \quad (3.7)$$

peut s'écrire aussi

$$dv_{\mu} = \frac{1}{\rho_w} \cdot g(\theta) \cdot d\theta_{\mu} \quad (3.8).$$

Comme $dv = dv_{\mu} + dv_m$, on a donc

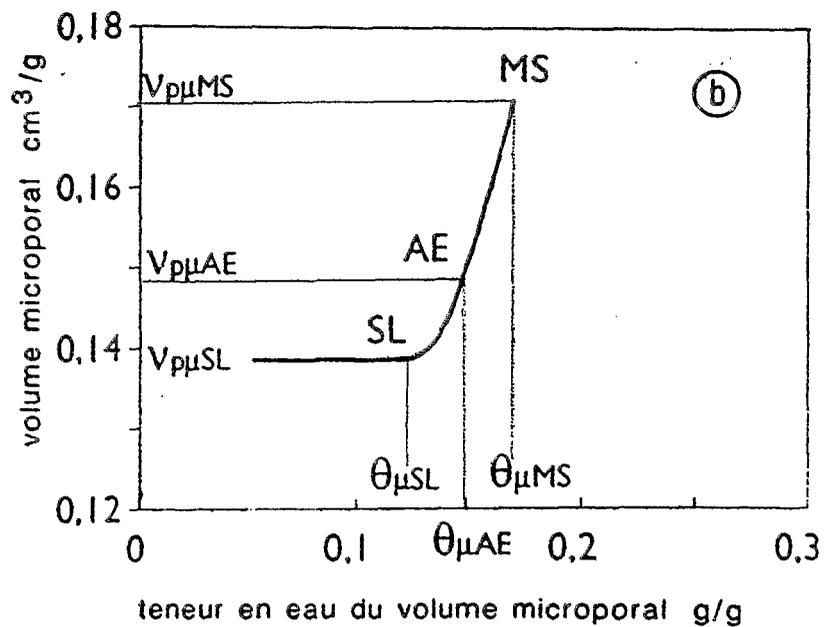


figure 3-6 : Courbe de retrait du volume microporal d'un échantillon de sol non remanié (Braudeau & Bruand, 1993).

$$dv_m = \frac{1}{\rho_w} \cdot [(K_{no} - 1) \cdot g(\theta) \cdot g'(\theta) + K_{st} \cdot (1 - g'(\theta))] \cdot d\theta \quad (3.9)$$

que l'on peut écrire

$$dv_m = (K_{no} - 1) \cdot dv_\mu + \frac{1}{\rho_w} \cdot K_{st} \cdot d\theta_m \quad (3.10).$$

Pour chacune des phases du retrait, les équations (3.5), (3.6), (3.8) et (3.10) se simplifient, comme indiqué dans le tableau 3-3, de façon cohérente avec les hypothèses de bases b/ et c/ du modèle.

On constate que l'on a bien $g(\theta) = 1$ pour $\theta \geq \theta_{AE}$
et $g(\theta) = 0$ pour $\theta \leq \theta_{SL}$.

En outre, on peut faire les considérations suivantes :

1° / La fonction $g(\theta)$ étendue correspond en fait à la **pen**te de la courbe de retrait du compartiment «micro» :

$$\frac{dv_\mu}{d\theta_\mu} = \frac{1}{\rho_w} \cdot g(\theta) \quad (3.11).$$

Si l'on suppose que la fraction argileuse granulométrique correspond exactement au plasma argileux du compartiment «micro», on obtient alors la courbe de retrait du compartiment «micro» par intégration de l'équation (3.8), et en ramenant les volumes de sol et d'eau, non plus à la masse de la phase solide totale, mais à la masse d'argile contenue dans cette phase solide (Braudeau & Bruand, 1993) (figure 3-6).

Si A est la proportion d'argile contenue dans l'échantillon, la courbe de retrait $v_{ag} = f(\theta_{ag})$ de cette fraction argileuse est obtenue en posant : $v_{ag} = v_\mu / A$ et $\theta_{ag} = \theta_\mu / A$.

Plusieurs études (Bruand *et al.*, 1990 ; Braudeau & Bruand, 1993 ; Colleuille, 1993) ont montré que, dans le cas de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux, le volume poral du compartiment "micro" s'identifie à la porosité de la phase argileuse.

2° / La fonction g' décrit la **répartition des contributions des compartiments «micro» et «macro» au départ d'eau.**

Ainsi, les teneurs en eau des 2 compartiments sont reliées par la relation :

$$d\theta_\mu = \frac{g'(\theta)}{1 - g'(\theta)} \cdot d\theta_m, \text{ pour } \theta > \theta_{LM},$$

car $d\theta_m = 0$ et $d\theta_m = d\theta$, pour $\theta \leq \theta_{LM}$.

3° / L'équation (3.10) indique que le comportement du compartiment «macro» est sous la dépendance à la fois de l'eau qu'il contient (θ_m) et du volume occupé par le compartiment

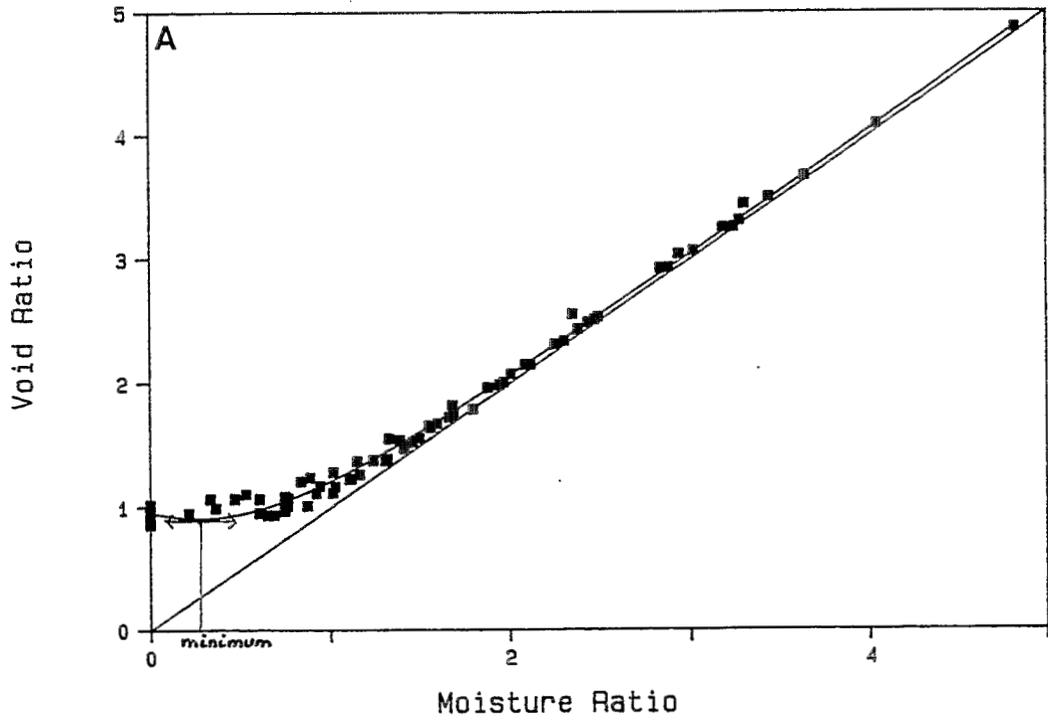


figure 3-7 : Modèle de Kim *et al.* (1992), appliqué à un échantillon de sol alluvial peu évolué (poldérisation récente).

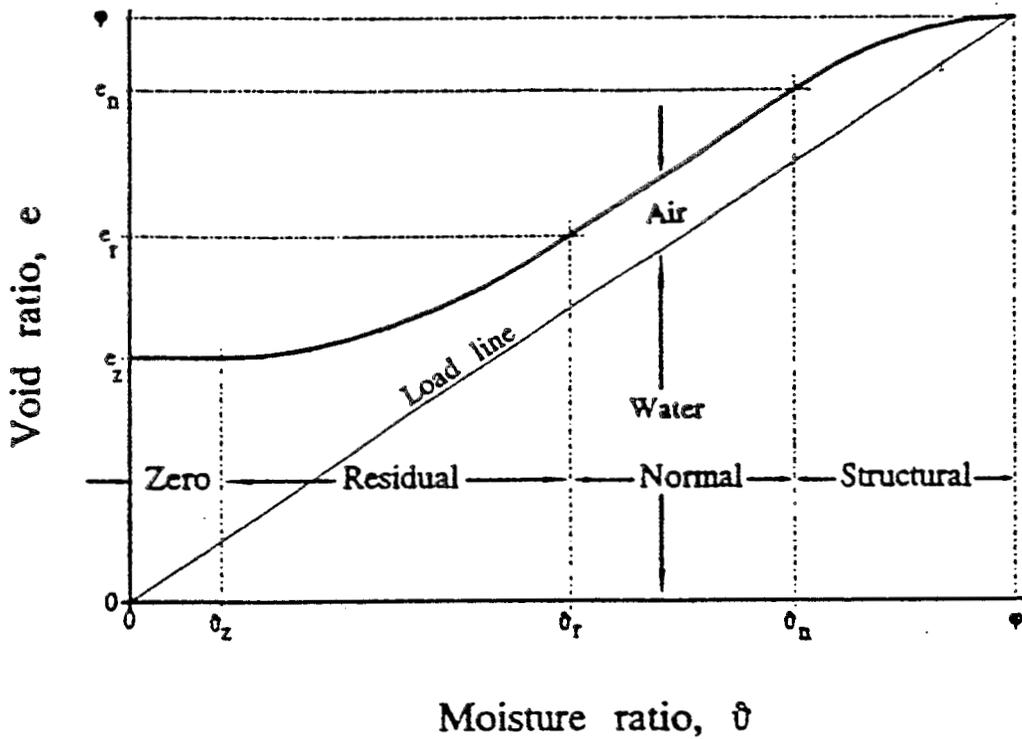


figure 3-8 : Modèle de Tariq & Durnford (1993).

«micro» qu'il englobe (v_μ).

Cette équation se simplifie en :

- $dv_m = K_{st} \cdot d\theta_m$, quand $dv_\mu = 0$. On peut alors considérer K_{st} comme un paramètre caractérisant la **manière dont le compartiment «macro» se comporte lorsqu'il est soumis à des variations de sa teneur en eau.**
- $dv_m = (K_{no} - 1) \cdot dv_\mu$, quand $d\theta_m = 0$. On peut alors considérer K_{no} comme caractéristique de la **manière dont le volume du compartiment «macro» évolue en fonction des variations de volume du compartiment «micro» :**
 - si $K_{no} = 1$, alors v_m est constant et toute variation du volume microporal se retrouve entièrement au niveau du volume apparent de l'échantillon ($dv = dv_\mu$). L'échantillon lui-même a un comportement de retrait normal (*sensu stricto*).
 - si $K_{no} < 1$, alors $dv_m > 0$ quand $dv_\mu < 0$, c'est-à-dire que le compartiment «macro» compense au moins partiellement le retrait du compartiment «micro», par une augmentation de son volume.
 - si $K_{no} > 1$, alors $dv_m < 0$ quand $dv_\mu < 0$. Le retrait du compartiment «micro» provoque une diminution du volume macroporal. Ce comportement caractérise une «prise en masse» du sol.

4° / En complément à ce modèle, Braudeau (1988c) propose la notion d'«agrégats fonctionnels», ceux-ci résultant d'une partition du compartiment "micro" (plasma argileux et vides microporaux associés) au sein de l'échantillon. En utilisant un fractionnement du sol à pF 2,7 à 3,0 ($\Psi^i = -490$ à -980 hPa), sous vide, par du méthanol, Colleuille (1993) cherche à mettre en évidence la réalité physique de ces "agrégats fonctionnels". Nous ne discuterons pas ici de la pertinence de ce concept, associé à une approche discontinue de la structure. Il nous semble cependant important de souligner à propos de ce modèle que, non seulement le concept d'"agrégats fonctionnels", mais aussi ceux de compartiments "micro" et "macro", ne sont pas nécessaires au développement du modèle mathématique de description de la courbe de retrait proposé par Braudeau (1988a). Ce modèle est en premier lieu un modèle à 2 compartiments de porosité, particulièrement bien adapté à la description des courbes de retrait d'échantillons de sol ayant une porosité bimodale bien tranchée, comme c'est le cas pour de nombreux sols ferrallitiques (courbes en "S").

3.1.5 Le modèle de Kim et al. (1992)

Les auteurs ne prennent en compte que 3 phases : normale, résiduelle et sans retrait.

Une combinaison d'un ajustement exponentiel et d'un ajustement linéaire est appliquée à l'ensemble de ces 3 phases :

$$e = a \cdot \exp(-\alpha \cdot \vartheta) + b \cdot \vartheta \quad (3.12),$$

où a correspond à l'indice des vides du sol sec à 105°C,

b correspond à la pente du retrait "normal"

α est un paramètre, que les auteurs considèrent relié au point d'entrée d'air.

On constate que, d'un point de vue strictement mathématique, le retrait ne comprend plus que la seule phase résiduelle, puisque :

- le point d'entrée d'air est en fait rejeté à l'infini ($\frac{de}{d\vartheta} \rightarrow b \Leftrightarrow \vartheta \rightarrow +\infty$)

- il n'existe plus de phase de "non-retrait" ($\frac{de}{d\vartheta} = 0 \Leftrightarrow \vartheta = -\frac{1}{\alpha} \cdot \ln\left(\frac{1}{\alpha} \cdot \frac{b}{a}\right)$)

Ainsi, la pente de la courbe de retrait ne s'annule en $\vartheta = 0$ que si $\alpha = b/a$. Si cette contrainte n'est pas respectée, et si $\alpha > b/a$, comme c'est le cas pour les résultats présentés par les auteurs, alors le minimum de la courbe de retrait est atteint avant $\vartheta = 0$ (figure 3-7), contrairement à ce que ceux-ci indiquent dans la présentation de leur modèle.

Ce modèle présente néanmoins l'avantage de pouvoir rendre compte d'une éventuelle relaxation de l'échantillon, observable en fin de retrait pour certains sols et certains matériaux argileux (Yong & Warkentin, 1975 ; Boivin, 1990)

3.1.6 Le modèle de Tariq & Durnford (1993)

Ce modèle de courbe de retrait est similaire à celui de Braudeau (1988d). Il comporte 7 paramètres (plus ρ_s) et les transitions entre les différentes phases du retrait se font là aussi sans rupture de pente. Il en diffère cependant par les points suivants (figure 3-8) :

- la phase de retrait structural linéaire n'existe plus. Seule subsiste la phase curviligne dans cette zone de la courbe de retrait.
- les 2 phases non linéaires du retrait, structurale et résiduelle, sont ajustées par des polynômes de degré 2 et 3, respectivement, au lieu de fonctions exponentielles.
- enfin, aucun modèle explicatif ne lui est associé.

3.1.7 Conclusion sur les différents modèles de courbe de retrait

De l'évolution des modèles de courbe de retrait que nous venons de présenter se dégagent deux tendances :

- une tendance vers la complexité. Les modèles utilisent un nombre de paramètres de plus en plus grand ainsi que des fonctions mathématiques de plus en plus complexes (passage de fonctions linéaires à des fonctions exponentielles et polynomiales).

- une tendance vers des modèles à transitions douces entre les différentes phases du retrait (Braudeau, 1988d ; Kim *et al.*, 1992 ; Tariq & Durnford, 1993).

De nombreux autres auteurs utilisent des modèles linéaires à ruptures de pente entre les différentes phases du retrait (Fiès & Stengel, 1984 ; Stengel, 1988). Nous tenterons de faire le point sur le sujet des transitions entre les différentes phases de la courbe de retrait dans le paragraphe suivant.

3.2 Les variations de pente de la courbe de retrait entre les différentes phases du retrait : influence de la cinétique de dessèchement de l'échantillon.

Nous avons vu que certains modèles supposent des transitions abruptes entre les différentes phases du retrait (Yule & Ritchie, 1980a ; Giraldez *et al.*, 1983 ; McGarry & Malafant, 1987a), tandis que d'autres supposent une courbe de retrait sans brusques changements de pente (Braudeau, 1988a, b, d ; Tariq & Durnford, 1993). Nous allons discuter dans ce paragraphe de la validité de chacune de ces 2 hypothèses.

3.2.1 Approche thermodynamique de la courbe de retrait

L'idée d'une **transition abrupte** entre 2 phases successives du retrait trouve sa justification dans les travaux de Groenevelt & Parlange (1974) et de Sposito & Giraldez (1976). Ces auteurs développent une **approche thermodynamique** théorique du retrait d'un échantillon de sol non structuré, et formalisent l'hypothèse d'une "transition de phase de second ordre*" du potentiel thermodynamique de l'eau **au point d'entrée d'air** de l'échantillon. Un tel phénomène devrait, s'il existe réellement, se traduire par une **rupture de pente de la courbe de retrait** au niveau du point d'entrée d'air.

On notera que Sposito & Giraldez (1976) ne parviennent pas à obtenir une validation expérimentale de leur théorie, à cause du trop faible nombre de points expérimentaux autour du point d'entrée d'air dans les courbes de retrait, et des erreurs expérimentales trop grandes : l'utilisation d'un modèle de retrait présentant une rupture de pente entre la phase de retrait normal et la phase de retrait résiduel, s'il est justifiable en théorie, **n'a pas été réellement justifié** par l'expérimentation.

De toute façon, le développement théorique proposé par Sposito & Giraldez (1976) **ne s'applique pas aux sols «agrégés»**. Dans ce cas, l'utilisation d'un modèle de retrait avec rupture de pente n'a pas de justification théorique, non seulement pour la transition du retrait structural au retrait normal, mais aussi pour la transition du retrait normal au retrait résiduel. Cependant Sposito & Giraldez (1976) utilisent, pour l'ajustement de leur modèle de retrait, des données de sols structurés (données de Lauritzen & Stewart (1941) et Croney & Coleman

* : voir note de pied p. 45

(1954), obtenues sur mottes de sol). Ils prennent soin de choisir des échantillons pour lesquels la pente du retrait «normal» diffère suffisamment peu de 1 (avec tout de même une gamme de variation de 0,744 à 1,225), et se limitent uniquement aux données situées dans une portion de la courbe de retrait proche du point d'entrée d'air.

3.2.2 Confrontation avec les résultats expérimentaux

Si l'on considère les courbes de retrait **obtenues expérimentalement**, depuis Haines (1923), on constate que les transitions entre les différentes phases du retrait apparaissent toujours graduelles, **sans rupture de pente**.

Si l'on analyse les données de Yule & Ritchie (1980a), celles de McGarry & Daniells (1987) et de Daniells (1989), on serait plutôt tenté de leur appliquer un modèle sans rupture de pente. Les résultats présentés par McGarry & Malafant (1987a) montrent qu'un modèle logistique s'ajuste presque aussi bien aux données expérimentales que le modèle à 3 segments de droite proposé par ces auteurs.

Pour Haines (1923), le modèle à 2 segments de droite qu'il propose est une «première approximation» de la courbe de retrait, car il constate, d'après les données expérimentales, qu'il existe «naturellement» un léger lissage au point de transition.

Un des atouts incontestables de la méthode de mesure du retrait proposée par Braudeau (1987) est qu'elle fournit une courbe de retrait quasi continue (plusieurs centaines de points par courbe). Or cette méthode montre que, dans le cas le plus général, la courbe de retrait ainsi mesurée ne présente aucun point de rupture de pente flagrant.

D'où le développement plus récent de modèles sans rupture de pente lié à la volonté de rendre compte le plus fidèlement possible du comportement de l'échantillon observé au laboratoire.

3.2.3 Critique de l'interprétation du retrait résiduel et structural proposée par Yule & Ritchie (1980a)

Yule et Ritchie (1980a) ont établi un modèle à 3 segments de droite, présentant de brusques changements de pente entre les différentes phases de retrait (§ 3.1.1). De plus, les phases résiduelle et structurale de la courbe de retrait sont modélisées par des segments de droite horizontaux. On note que Yule & Ritchie (1980a & b) appliquent leur modèle à des données auxquelles celui-ci ne semble pas du tout adapté (figure 3-1).

Ils justifient l'utilisation de leur modèle par le fait que la transition progressive et curviligne observée entre la phase normale du retrait et la limite de retrait (c'est-à-dire ce que Haines (1923) appelle la phase résiduelle du retrait) serait en fait un **artéfact**, lié à une **vitesse de dessèchement** du sol trop élevé.

L'apparition progressive de la limite de retrait serait due selon Yule & Ritchie (1980a) à

l'hétérogénéité de la teneur en eau au sein même de l'échantillon. La partie plus humide du sol serait encore dans sa phase de retrait normal, alors que la partie plus sèche aurait déjà atteint sa limite de retrait. Cette hétérogénéité de teneur en eau a été vérifiée par les auteurs, le coeur de leurs échantillons étant systématiquement plus humide que la périphérie, mais ils ne donnent pas de chiffres sur les différences de teneur en eau observées. Cette hétérogénéité serait d'autant plus marquée que la vitesse de dessèchement est élevée, car on impose alors à l'échantillon un **gradient d'humidité** d'autant plus élevé. Les auteurs appliquent le même raisonnement à l'éventuelle existence d'un retrait structural : une partie de l'eau proviendrait de zones plus humides avec des pores non déformables, donc n'engendrant pas de retrait, tandis que l'autre partie de l'eau proviendrait de zones plus sèches, possédant des pores idéalement déformables, responsables du retrait normal du sol.

Haines (1923) est le premier auteur à s'être préoccupé de l'éventuelle présence d'un gradient d'humidité au sein de ses échantillons. Haines (1923) teste ses échantillons (des prismes 6 X 1 X 1 cm) en les découpant de l'extérieur vers l'intérieur. En aucun cas il n'existe plus de 2% de différence d'humidité au sein des échantillons. Or Haines (1923) observe du retrait résiduel sur ses échantillons. Ceci tendrait à invalider l'hypothèse de Yule & Ritchie (1980a). Toutefois, Haines (1923) utilise dans ses expériences des échantillons dont la plus petite dimension est plus faible que celle des échantillons de Yule & Ritchie (1980a) (1 cm contre 10 cm). Haines (1923) note que, lors des toutes dernières mesures du retrait, certains échantillons laissent apparaître de petites fissures, qui sont liées, selon lui, à une contrainte de dessèchement trop forte, et suggère l'utilisation de solutions d'acide sulfurique pour obtenir une dessiccation plus ménagée. Ce type de protocole avait déjà été utilisé par Tempany (1917). Or ses résultats indiquaient aussi la présence d'un retrait résiduel de l'échantillon.

Enfin, de nombreuses courbes de retrait ont été obtenues, non pas en appliquant à l'échantillon une contrainte de dessèchement, mais **en l'amenant à l'équilibre** successivement à différents états énergétiques de l'eau, à l'aide, par exemple, d'un dispositif utilisant une plaque à succion, puis une presse à membrane, et enfin un dessiccateur (Stirk, 1954 ; Holmes, 1955 ; Chang & Warkentin, 1968 ; Tessier, 1984 ; Bruand, 1985). Or, les résultats obtenus de cette façon, montrent l'existence de phases de retrait résiduel et structural.

De tout ceci, on peut donc déduire que **l'existence de phases de retrait résiduel et structural n'est pas due à un artéfact expérimental**, qui serait lié à l'apparition de gradients de teneur en eau au sein de l'échantillon lors de la dessiccation.

3.2.4 Influence d'éventuels gradients hydriques au sein de l'échantillon

Il est évident que le protocole expérimental utilisé pour abaisser la teneur en eau de l'échantillon peut influencer sur l'allure de la courbe de retrait obtenue.

De ce point de vue, la mesure du retrait pendant la dessiccation progressive de l'échantillon, soit à l'air libre, telle qu'elle est le plus couramment pratiquée, soit en étuve à température modérée, telle qu'elle est pratiquée dans la méthode proposée par Braudeau (1987), est critiquable. En effet, à aucun moment, sauf à la fin du retrait, **l'échantillon ne peut être considéré comme étant en état d'équilibre**. Michel (1993) a mesuré une différence de 6% de teneur en eau au sein d'un échantillon de sol argileux suivi en retrait selon le protocole proposé par Braudeau (1987) (17 % au centre de l'échantillon, contre 11 % à sa périphérie). La même critique, mais à un moindre degré, peut être faite à la technique de dessiccation par de l'acide sulfurique concentré pratiquée par Tempany (1917).

Ainsi, même si l'on dispose d'une définition très précise de la courbe de retrait avec le protocole proposé par Braudeau (1987), **on ne peut pas conclure** quant à l'existence d'une transition abrupte entre le retrait normal et le retrait résiduel, et ceci parce que **l'on ne respecte pas la condition thermodynamique de l'équilibre** (Sposito, 1972).

En fait, cette critique s'adresse aussi à d'autres résultats, car les taux d'évaporation observés sur les échantillons desséchés en étuve à 28 °C (1 % de teneur en eau/heure) (Braudeau, 1987) sont rencontrés dans d'autres travaux utilisant la dessiccation à l'air libre (Towner, 1986). Yule & Ritchie (1980a) utilisent des vitesses de dessiccation de l'ordre de 0,01 % de teneur en eau massique/heure. Mais l'interprétation d'une vitesse de dessiccation globale est limitée, et ce d'autant plus que la taille de l'échantillon est grande, car elle s'applique à la teneur en eau moyenne de l'échantillon. En règle générale, une vitesse de dessiccation ne donne aucune information précise sur les gradients hydriques qui peuvent exister dans l'échantillon.

L'utilisation d'appareils à pression pneumatique ou des dessiccateurs permet d'obtenir les valeurs « vraies » de la courbe de retrait, **sous réserve d'attendre que l'état d'équilibre soit effectivement atteint** avant d'effectuer les mesures. L'inconvénient avec ce type de protocole est **qu'il faut beaucoup de temps** pour obtenir une courbe de retrait (plusieurs semaines).

On peut aussi améliorer le protocole de dessèchement à l'air libre :

- soit en contrôlant la cinétique de dessèchement de l'échantillon afin qu'elle demeure très lente et que l'on puisse considérer la courbe de retrait comme une succession de quasi-équilibres (Yong & Warkentin, 1975 ; Berndt & Coughlan, 1976). A ce titre, l'utilisation de la résine Saran® comme matériau d'enrobage, pour la réalisation de mesures de volume par poussée d'Archimède dans l'eau, présente l'avantage de réduire fortement la cinétique de dessèchement de l'échantillon placé à l'air libre (McGarry & Daniells, 1987). McGarry & Smith (1988) indique qu'une centaine de jours sont nécessaires pour l'obtention d'une courbe de retrait entière par cette méthode (à comparer aux 2 à 7 jours nécessaires dans

la méthode utilisée par Braudeau (1987)).

- soit, après avoir exposé le sol à un dessèchement naturel à l'air libre, isoler celui-ci dans une enceinte hermétiquement close, pendant un temps suffisamment long pour que l'échantillon aie le temps de s'équilibrer avant la mesure (Perroux *et al.*, 1974 ; De Jong *et al.*, 1983)

Les 2 derniers types de protocole expérimental (équilibres sous différentes contraintes, pneumatiques ou appliquées par des sels ; quasi-équilibres sous dessèchement à l'air libre) ne permettent pas d'obtenir des points de mesure de la courbe de retrait suffisamment précis, ni **en densité suffisante** autour de la transition entre le retrait normal et le retrait résiduel pour permettre de statuer sur l'hypothèse avancée par Sposito & Giraldez (1976).

3.2.5 Conclusion

Ainsi, soit la condition d'équilibre n'est pas respectée, soit l'échantillon de sol est structuré, soit encore on n'a pas assez de points suffisamment précis autour de la transition entre phases de retrait «normale» et résiduelle. De la sorte, **aucun résultat expérimental** (comme l'indiquaient déjà Sposito & Giraldez (1976)) **n'est venu confirmer ou infirmer**, à notre connaissance, **l'hypothèse d'une rupture de pente entre ces 2 phases** de retrait.

On remarquera que cette donnée théorique ne s'appliquerait en fait qu'aux sols sans structure, d'où un **champ d'application très réduit**.

On peut donc **utiliser indifféremment un modèle de courbe de retrait à transitions douces ou à ruptures de pente**. Ce qui motivera l'expérimentateur sera essentiellement l'adéquation du modèle aux données expérimentales.

Par contre, l'étude de **l'influence de gradients d'humidité au sein de l'échantillon sur l'allure de la courbe de retrait** serait à développer.

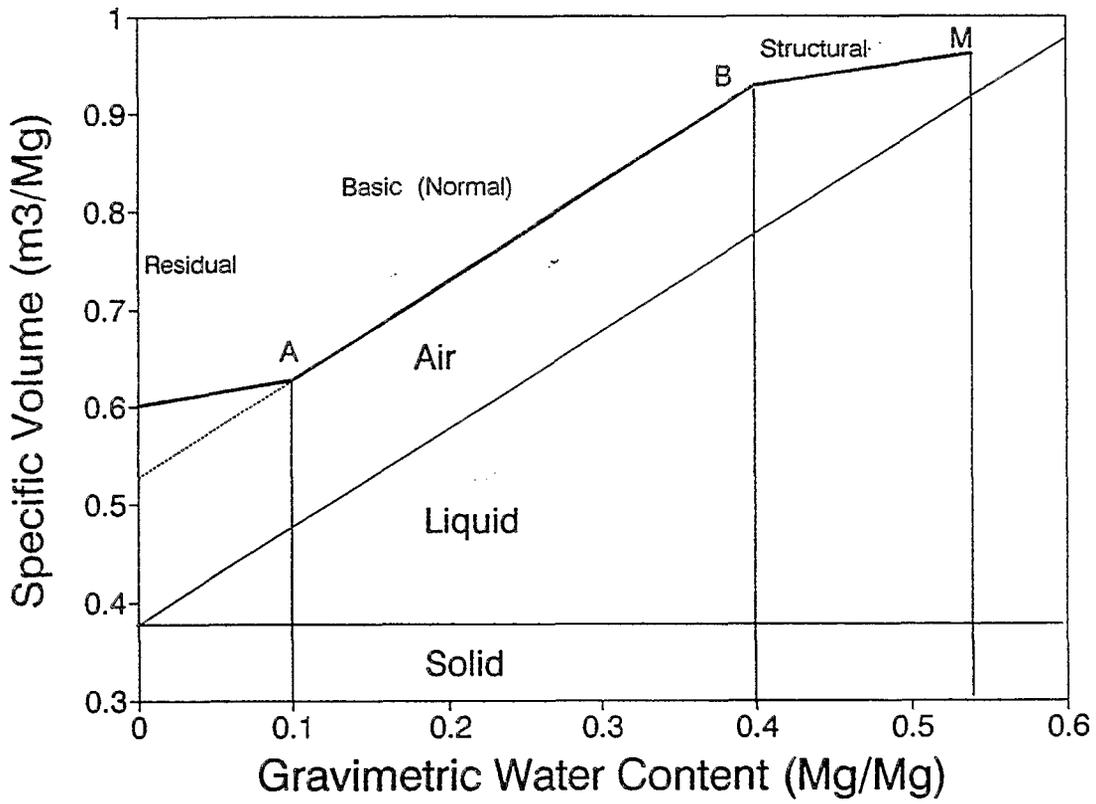


figure 3-9 : La phase de retrait principale ("basic") ou "normale", dans le modèle de McGarry & Malafant (1987a) (dans Mitchell, 1992).

3.3 Remise en cause du concept de "retrait normal"

Dans une Note, intitulée «Shrinkage Terminology : Escape from "Normalcy"», Mitchell (1992) développe une analyse du concept du retrait «normal», et recommande l'abandon de ce terme pour trois raisons :

1° / le terme «normal» fait référence à une «norme» de retrait-gonflement qui s'avère **inadaptée** à la plupart des sols.

2° / l'utilisation du terme «normal» est ambiguë, car on se réfère tantôt à une **pente de la courbe** de retrait proche de 1, tantôt à la **portion de la courbe** de retrait pour laquelle le retrait est le plus important et la pente de la courbe la plus proche de 1 (cf : modèles à 3 segments de droite de Yule & Ritchie (1980a), McGarry & Malafant (1987a)).

3° / **historiquement**, le sens du terme «normal» est équivoque et n'a pas été défini précisément.

Nous adopterons les termes de remplacement proposés par Mitchell (1992), que nous traduirons par :

- retrait **unitaire** ("unitary*"), pour désigner le retrait pour lequel la pente de la courbe de retrait est égale à 1 : $dv/d\theta = 1$
- phase **principale** ("basic*") du retrait, pour désigner la phase du retrait située entre le retrait structural et le retrait résiduel, et qui compte généralement pour la plus grande part du retrait (figure 3-9).

Nous apporterons quelques précisions quant aux différents points soulevés par Mitchell (1992).

3.3.1 Premiers sens attribués au terme de retrait "normal"

Il semble que Mitchell n'ait pas poussé assez loin son approche historique du problème de la «normalité» du retrait. En effet, la première utilisation du terme «normal» est attribuable, à notre connaissance, à Tempany (1917, p. 324) : «La relation normale entre la contraction du sol et sa perte d'eau, dans ces circonstances [sols remaniés à un état d'humidité correspondant à leur point de plasticité maximum], semble être que le volume de la contraction observée est égal à celui de l'eau évaporée du sol (...). Dans les sols normaux se contractant de cette façon, un point est atteint à partir duquel la friction interne entre les particules du sol offre suffisamment de résistance aux forces de retrait (...) et entraîne une déviation croissante de la relation normale.»

* : terme anglais original proposé par Mitchell (1992)

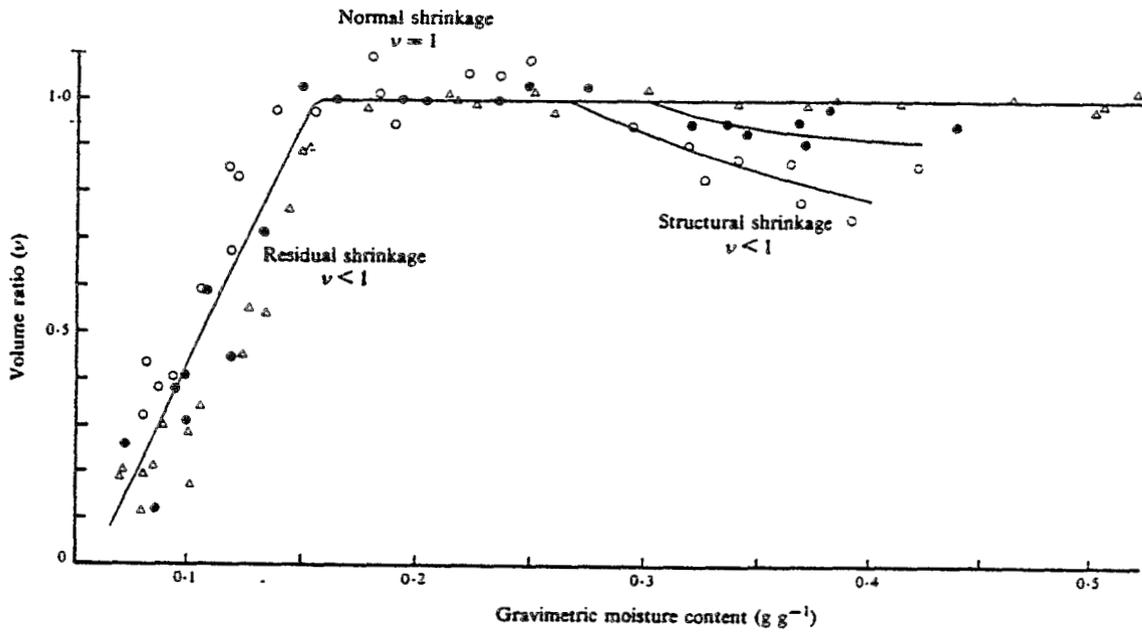


figure 3-10 : La phase de retrait "normale"(principale), pour Chan (1982).

Il est important de souligner que Tempany (1917) travaille avec des **sols remaniés**, préparés à leur point de plasticité maximum.

Tempany (1917) établit donc clairement **deux normes**, qui correspondent à 2 acceptions du terme «normal» :

- la norme du retrait unitaire, qui concerne la relation entre dv et $d\theta$.
- une norme qui qualifie le sol par rapport à son comportement (sols «normaux» : sols présentant une phase pendant laquelle le retrait est unitaire ("normal"), suivie d'une phase que Haines (1923) qualifiera plus tard de "résiduelle").

C'est le plus vraisemblablement à cette seconde acception que se réfère Haines (1923) lorsqu'il essaie «d'induire un retrait résiduel de type normal en ajoutant de petites quantités de matières colloïdales à du kaolin», après avoir montré que celui-ci ne présentait pas de retrait résiduel, et donc était un type de sol «anormal», au sens de Tempany (1917).

3.3.2 Extensions de la norme du retrait "normal"

Il semble que la plus grande confusion sur le sens du terme «normal» soit apparue à partir du moment où l'on a voulu appliquer la terminologie de Tempany (1917) à des sols pris dans leur état naturel, donc le plus souvent **structurés**. Lauritzen & Stewart (1941) avaient clairement indiqué que le terme de retrait «normal» **ne s'appliquait que rarement à des mottes de sol naturelles**. Et pourtant, nombreux sont les auteurs à avoir appliqué cette dénomination à des sols structurés présentant un retrait non unitaire lors de leur phase principale de retrait.

En fait, on constate généralement que les auteurs ont contourné le problème : plutôt que d'abandonner le terme de retrait «normal», ils **ont transformé la norme** établie par Tempany, pour l'adapter aux sols structurés. Ainsi Stirk (1954) donne une fourchette de valeurs possibles pour la pente de la courbe de retrait dans la phase «normale» (principale) :

$$1,2 \geq \frac{dv}{d\theta} \geq 0,9 \quad (3.13).$$

A partir de là, le retrait «normal» ne correspond plus strictement au retrait unitaire, et la pente de la courbe de retrait en phase «normale» (principale), n'est plus obligatoirement égale à 1. On peut ainsi déduire d'après les zones de retrait «normal» (principales) indiquées par chaque auteur, quelle est la tolérance admise par celui-ci, indicative de sa **norme personnelle** du retrait «normal». Par exemple,

$$1,11 \geq \frac{dv}{d\theta} \geq 0,95 \quad (3.14)$$

pour Chan (1982) (figure 3-10), etc.

Dans la première version de leur modèle, McGarry & Malafant (1987a) considèrent la pente

n du segment de droite correspondant à la phase de retrait principale comme une constante du modèle égale à 1 (retrait unitaire). Cependant, dans l'application de leur modèle, cette constante devient un **paramètre supplémentaire** du modèle, qui permet aux auteurs d'écarter les données pour lesquelles ce paramètre diffère trop de 1.

Comme les résultats expérimentaux indiquent, de manière significative, que le retrait de la phase principale **n'est que rarement unitaire** (McGarry & Daniells, 1987 ; McGarry, 1988 ; Daniells, 1989), les auteurs semblent ensuite intégrer définitivement le paramètre n à l'ensemble des paramètres de leur modèle.

McGarry & Daniells (1987) et McGarry (1988) trouvent de manière générale des valeurs de n légèrement supérieures à 1 (1,03 à 1,15) pour leurs échantillons. Ils interprètent ces résultats en proposant en fait une **nouvelle définition du retrait «normal»** selon laquelle, lors de cette phase, ce n'est pas le volume d'air inclus dans l'échantillon qui est constant, mais la **fraction du volume poral** qu'il représente. C'est-à-dire que **l'air est contenu dans des pores qui se contractent de la même manière que ceux qui se vident d'eau**.

Cette nouvelle conception du retrait «normal» peut se formaliser de la manière suivante : soit a , la fraction, constante donc, du volume poral du sol remplie par de l'air, $a = v_a / v_p$.

Comme $v_p = v_a + \theta / \rho_w$, on obtient

$$v_a = \frac{a}{1-a} \cdot \frac{1}{\rho_w} \cdot \theta \quad (3.15).$$

Donc $v = v_s + \theta / \rho_w + v_a$ s'écrit

$$v = v_s + \frac{1}{1-a} \cdot \frac{1}{\rho_w} \cdot \theta \quad (3.16).$$

Comme ρ_w et a sont des constantes, on en déduit

$$n = \frac{dv}{d\theta} = \frac{1}{1-a} \cdot \frac{1}{\rho_w} \quad (3.17).$$

Ainsi a se déduit directement de n par $a = 1 - 1/(n \cdot \rho_w)$, ce qui se simplifie en $a = (n - 1)/n$, si l'on prend $\rho_w = 1 \text{ g.cm}^{-3}$ et que l'on exprime v en $\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$.

Par exemple, s'il l'on a $n = 1,2 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$, alors on sait que l'échantillon a un sixième de son espace poral rempli d'air ($a = 1/6$), au cours de la phase principale du retrait.

On peut appliquer cette nouvelle définition du retrait «normal» aux données obtenues par Towner (1986), qui observe, pour des pâtes remaniées de kaolin, une pente de retrait supérieure à 1, pour la phase principale. Les valeurs qu'il obtient (1,04) peuvent ainsi s'expliquer par la présence d'une fraction d'air d'un peu moins de 4% au sein de la porosité des échantillons remaniés non comprimés. Strictement, selon la terminologie de Tempany (1917) s'appliquant aux sols remaniés, l'échantillon de Towner (1986) est «anormal».

3.3.3 Retrait "normal" et point d'entrée d'air

Si l'on admet que le retrait peut ne pas être unitaire en dehors de la phase de retrait résiduel, on doit alors parallèlement supprimer la dénomination de «point d'entrée d'air» pour le point de transition entre les phases principale et résiduelle du retrait. De la sorte, la notion de «point d'entrée d'air» ne s'applique plus pour les sols présentant un retrait structural, ni pour ceux dont le retrait n'est pas unitaire pendant la phase principale.

La définition du retrait «normal» proposée par McGarry & Daniells (1987) ne s'applique pas dans les nombreux cas de figure où la pente du retrait de la phase principale est nettement inférieure à 1 (Lauritzen & Stewart, 1941 ; Lauritzen, 1948 ; Croney & Coleman, 1954 ; Chang & Warkentin, 1968 ; Reeve & Hall, 1978 ; Newman & Thomasson, 1979 ; Braudeau, 1988b & d ; etc). Dans ces sols, **le volume d'air croît tout au long du retrait.**

Bruand & Cabidoche (1990) distinguent dans un sol argileux 3 points d'entrée d'air successifs, au cours du retrait, correspondant à l'entrée de l'air dans 3 types de porosité différents :

- un point d'entrée d'air "structural", c'est-à-dire dans la porosité indéformable du sol.
- un point d'entrée d'air "lié aux fissures", c'est-à-dire dans la porosité grossière déformable.
- un point d'entrée d'air "matriciel", c'est-à-dire dans la porosité d'assemblage des particules argileuses. Ce dernier point est voisin de celui que l'on peut déterminer sur une pâte remaniée préparée à partir du même sol.

On notera que l'on peut obtenir une pente de retrait «normal» légèrement inférieure à 1, dans le cas particulier d'échantillons remaniés, si l'on utilise une pression pneumatique pour la mise à l'équilibre de l'échantillon sous contrainte, suite à un artéfact lié à cette technique (Bruand *et al.*, 1989). En effet, la suppression de la contrainte appliquée à l'échantillon (dans le cas où celle-ci est très supérieure à la pression atmosphérique), pour la mesure de son volume et de sa teneur en eau, peut entraîner un brusque dégazage de l'eau qu'il contient et une partie de cet air peut rester piégé dans l'échantillon, ce qui conduit à une surévaluation de son volume.

Finalement, on constate que la notion de "point d'entrée d'air du sol" ne s'applique qu'aux sols «normaux» définis par Tempany (1917).

3.3.4 Retrait "normal" et type d'objet pédologique

Le retrait «normal», c'est-à-dire le retrait unitaire, a été défini par Tempany (1917) à partir d'un échantillon de terre fine remaniée, et non d'un sol pris dans son état naturel. Cette terminologie ne devait s'appliquer qu'à des objets de même type, c'est-à-dire à des matériaux remaniés n'ayant pas d'organisation à une échelle supramicrométrique (Haines, 1923).

tableau 3-4 : $s = dv/dv_w$, comme critère du comportement volumique du sol lors de variations de teneur en eau.

	$s > 1$	$1 > s > 0$	$s < 0$
$dv > 0$	$dv_a > 0$ $dv_w > 0$ foisonnement	$dv_a < 0$ $dv_w > 0$ "remplissage"	$dv_a > 0$ $dv_w < 0$ relaxation
$dv < 0$	$dv_a < 0$ $dv_w < 0$ prise en masse	$dv_a > 0$ $dv_w < 0$ retrait résiduel ou structural	$dv_a < 0$ $dv_w > 0$ effondrement ("collapse")

Cependant, certains objets pédologiques naturels peuvent, comme les blocs de terre remaniée de Tempany (1917), présenter une phase de retrait unitaire : ce sont généralement de petits agrégats ($< \text{mm}^3$ à qqs cm^3) issus de sols argileux (Cabidoche *et al.*, 1986 ; Hallaire, 1987 & 1991 ; Bronswijk, 1988a & 1991). C'est aussi sur ce type d'agrégats que Monnier *et al.* (1973) déterminent la porosité texturale des sols. Or ces auteurs ont montré que la porosité de ces petits agrégats était identique à celle obtenue sur blocs remaniés de terre issue de ces sols. Il est donc logique que ces petits agrégats présentent des courbes de retrait du type de celles de Haines (1923).

Dans certains cas particuliers (vertisols), des volumes de sol de l'ordre du dm^3 (prismes de l'horizon B) peuvent présenter aussi ce retrait unitaire (Cabidoche *et al.*, 1986).

En revanche, les petits agrégats de sols peu argileux peuvent ne pas présenter du tout de retrait unitaire (Stengel, 1979 ; Bronswijk, 1988a). Leur courbe de retrait n'est plus alors constituée que d'une phase de retrait résiduelle, suivie éventuellement d'une phase de non-retrait, pour les plus faibles teneurs en eau.

Là aussi, ce type de sol entrerait dans la catégorie des sols «anormaux» de Tempany.

3.3.5 Conclusion : influence du type d'échantillon sur l'allure de la courbe de retrait

Les travaux qui ont été cités dans ce paragraphe (§ 3.3) montrent le peu d'intérêt que l'on a à conserver une norme, fut-elle unitaire ou autre, pour la description de la **pente de la courbe de retrait**. Il nous semble plus intéressant de considérer cette pente de la courbe de retrait $s = dv/d\theta$, comme un **critère indicatif de la dynamique du comportement** du sol, à un niveau d'organisation donné. Nous proposons une **extension** de ce critère à l'ensemble des phénomènes de retrait-gonflement du sol, en fonction des variations de teneur en eau (tableau 3-4). Ce tableau ne présente pas les 2 **cas particuliers** que sont :

- $s = 1$: le retrait ou le gonflement est unitaire («normal», selon Tempany (1917))
- $s = 0$: matériau idéalement rigide.

Cependant, ainsi que Bruand (1986) l'avait déjà illustré, le pouvoir interprétatif de ce critère est limité, et ce, pour deux raisons :

1° / Lorsque l'on établit une courbe de retrait, on quantifie la dynamique des différents volumes constitutifs du sol, mais on ne connaît pas l'évolution concomittante de leur géométrie (formes et dimensions).

2° / On ne peut interpréter la courbe de retrait obtenue que par rapport à l'échantillon sur lequel on a travaillé. A ce titre, une bonne connaissance des niveaux d'organisation inclus dans l'échantillon est nécessaire, et il convient d'être prudent lorsque l'on envisage d'extrapoler les résultats obtenus d'un type d'échantillon à un autre. L'«histoire» du retrait "normal", que nous venons d'évoquer, est édifiante à cet égard.

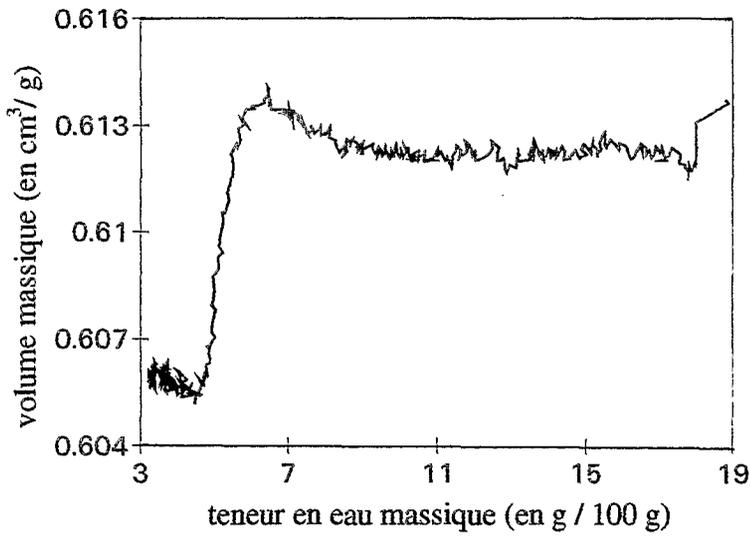


figure 3-11 :
Courbe de retrait d'un sol sableux
(Boivin, 1990 ; éch. M16-2).
(granulométrie : 5 % A ; 1 % Lf ; 7 %
Lg ; 57 % Sf ; 30 % Sg)

figure 3-12 :
Courbe de retrait d'un sol (arénoisol
salsodique) développé sur
Talpetate (Prat, 1991 ; éch. ti010).
(granulométrie : 25 % A ; 25 %
Lf ; 8 % Lg ; 16 % Sf ; 26 % Sg).

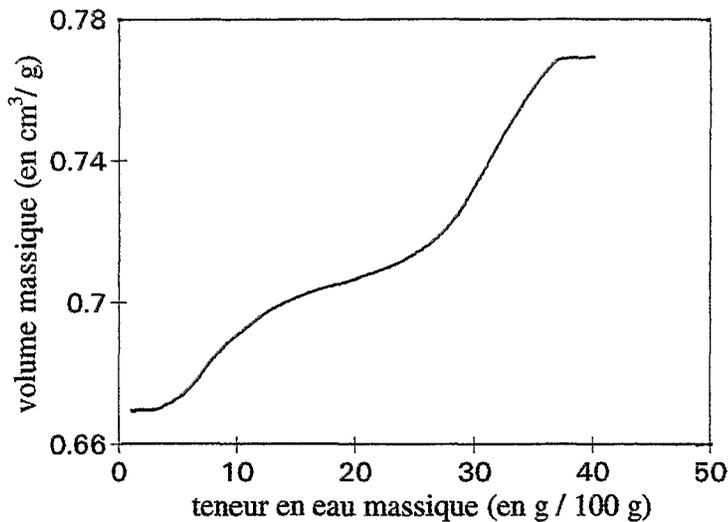
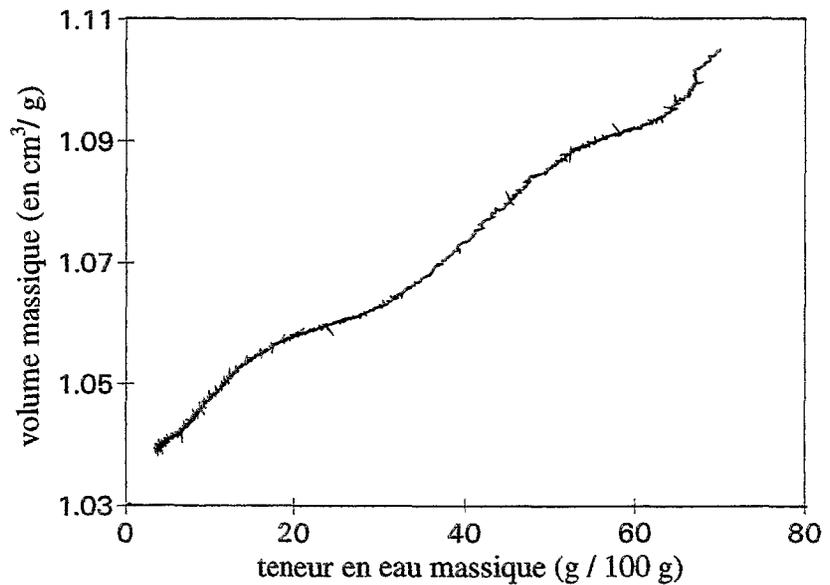


figure 3-13 :
Courbe de retrait d'un sol
limoneux (brun lessivé)
(Bellier, comm. pers. ; éch.
1A21).
(granulométrie : 22 % A ; 22
% Lf ; 44 % Lg ; 10 % Sf ; 2
% Sg).

3.4 Conclusion sur les modèles de courbe de retrait

Toute modélisation s'accompagne d'une perte d'information : celle liée à ce que l'on considère comme du "bruit" et que l'on s'estime en droit d'éliminer.

Ainsi, certains considèrent tout retrait structural ou résiduel comme du bruit (Yule & Ritchie, 1980). Ou encore toute déviation à la norme du retrait unitaire, lors de la phase principale du retrait (§ 3.3). Toutes ces approximations sont bien souvent des **simplifications** de la réalité. Le seul critère objectif que l'on puisse avoir du "bruit" existant dans une courbe de retrait est, comme pour toute mesure physique, la **précision** des mesures. Or celle-ci n'est que très rarement abordée.

Nous avons vu qu'il n'y a pas de modèle **universel** des courbes de retrait :

- les modèles de Giraldez *et al.* (1983) et de Kim *et al.* (1992) ne conviennent pas aux sols structurés
- le modèle de Braudeau (1988d) ne peut rendre compte de toutes les courbes de retrait (sols sableux (figure 3-11 ; Boivin, 1990) ; sols sur Talpetate (figure 3-12 ; Prat, 1991) ; certains sols limoneux (figure 3-13)).

On peut ainsi continuer à développer d'autres modèles. On peut chercher, par exemple, à appliquer les modèles de croissance, particulièrement bien adaptés à la description des courbes en "S", comme la courbe logistique (McGarry & Malafant, 1987a) ou la courbe de Bertalanffy. On peut aussi développer un modèle à plusieurs compartiments, qui pourrait rendre compte de certaines courbes obtenues par Prat (1991), comprenant des "S" successifs (figure 3-12). Il est certain qu'un modèle à **n compartiments** sera celui qui s'adaptera au plus grand nombre de cas. C'est aussi le modèle le plus **complexe**, ayant le plus de paramètres. Ainsi, le champ reste libre, pour tout utilisateur potentiel de modèles de courbe de retrait. La démarche la plus raisonnable consistera à choisir le modèle le plus **simple**, rendant compte de la courbe de retrait mesurée, **compte-tenu de la précision des mesures**.

Ce qui est plus important, lorsque l'on cherche à utiliser sur le terrain une courbe de retrait établie au laboratoire, c'est d'étudier la **signification** de cette courbe en terme d'information sur la dynamique de la structure du sol en place.

CHAPITRE 4 : REPRESENTATIVITE DE LA COURBE DE RETRAIT MESUREE SUR ECHANTILLON

L'influence du type d'échantillon sur la courbe de retrait a déjà été évoquée dans le chapitre 2, lors de la présentation des différentes phases des courbes de retrait (§2.4), et dans le chapitre 3, lors de la discussion de la "normalité" du retrait (§ 3.3).

Nous donnerons dans ce chapitre quelques exemples de l'influence du type et de la taille de l'échantillon sur lequel on mesure la courbe de retrait. Nous présenterons ensuite les avantages et les inconvénients des différents protocoles expérimentaux utilisés pour établir au laboratoire la courbe de retrait d'échantillons de sol.

4.1 Représentativité de l'échantillon utilisé pour établir la courbe de retrait

Sans entrer en détail dans le vaste domaine des problèmes de l'échantillonnage, nous rappellerons quelques faits relatifs à l'obtention de la courbe de retrait sur échantillon.

4.1.1 L'influence du type d'échantillon prélevé : unité structurale naturelle ou cylindre

Deux types d'échantillons peuvent être distingués selon les conditions aux limites du volume prélevé.

Dans le cas d'une unité naturelle de la structure du sol (motte, ped ou agrégat), on ne crée pas de conditions artificielles aux limites du volume, car ces limites existaient déjà *in situ*. Néanmoins, cet élément de sol n'est généralement pas représentatif de la masse volumique du sol *in situ*, car il ne contient pas les vides qui le délimitaient *in situ*. L'utilisation de mottes ou de peds conduit donc à une surestimation de la masse volumique *in situ* (Monnier *et al.*, 1973 ; McGarry & Daniells, 1987 ; Daniells, 1989). La connaissance de la masse volumique du sol en place nécessite donc une évaluation de cette porosité inter-mottes.

Dans le cas d'un cylindre, on crée des conditions aux limites du volume étudié différentes de celles qui préexistaient *in situ*. Ce mode de prélèvement augmente les risques de modification de la structure lors du prélèvement, puisqu'il faut apporter de l'énergie pour créer les faces du cylindre. La taille du cylindre nécessaire à une estimation représentative de

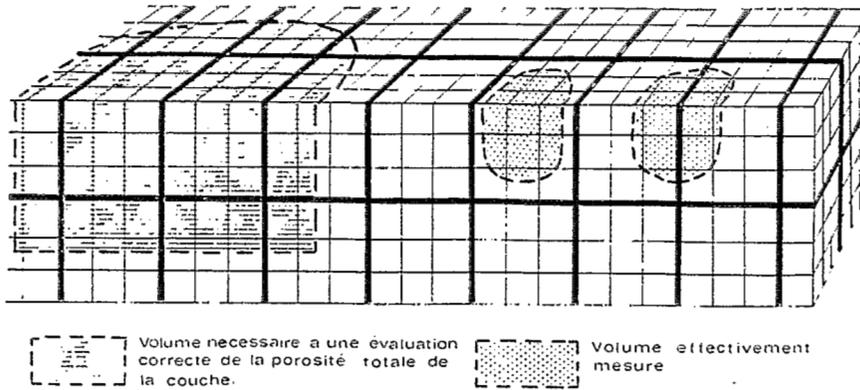


figure 4-1 : relation entre les mailles des réseaux de pores et le volume de l'échantillon nécessaire à la mesure de la porosité totale, d'après Stengel, 1979.

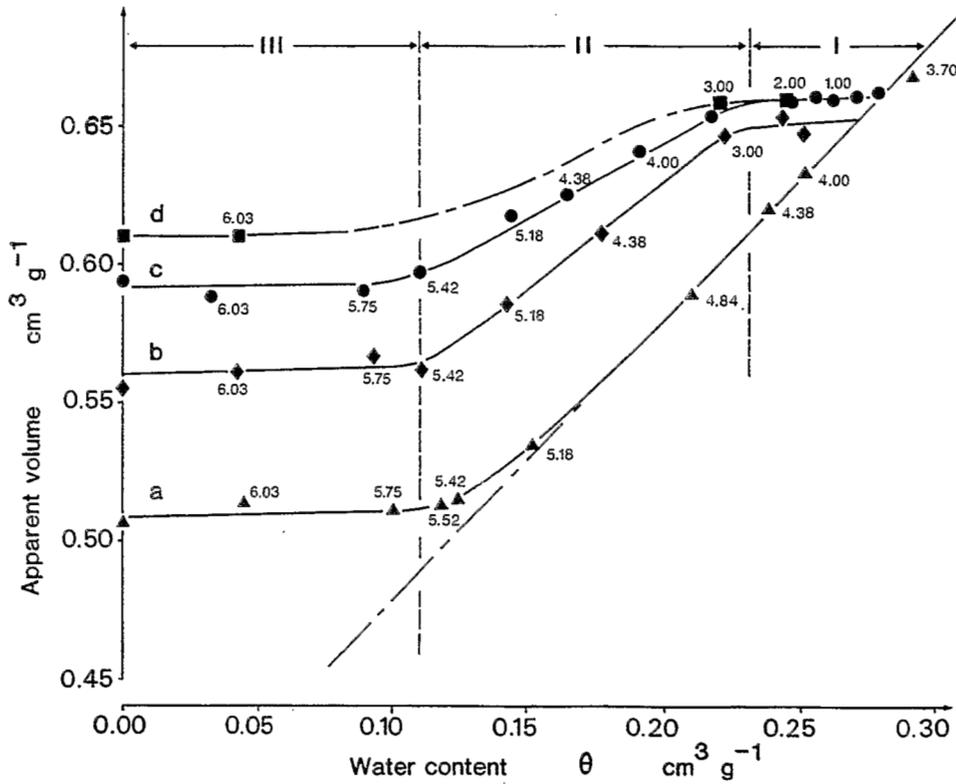


figure 4-2 : courbes de retrait d'échantillons de tailles :

- a. micrométrique (pâte remaniée)
 - b. millimétrique ($\sim 30 \text{ mm}^3$)
 - c. centimétrique ($\sim 3 \text{ cm}^3$)
 - d. décimétrique ($\sim 0,3 \text{ dm}^3$)
- d'un même horizon de sol (B de "terre d'Aubue") (Bruand & Prost, 1987).

la masse volumique du sol en place est essentielle (Monnier *et al.*, 1973 ; Bernt & Coughlan, 1976 ; Chan, 1981). Ce problème est illustré figure 4-1 (Stengel, 1979) : si l'on veut estimer exactement la porosité totale d'une couche de sol, il faut prendre un échantillon de taille égale à un multiple entier de la période la plus grande parmi celles des différents systèmes de porosité. Ce cas idéal (systèmes de porosité à périodes régulières) n'existe pas dans la nature, et l'on est toujours amené à étudier statistiquement la représentativité des mesures de masse volumique au cylindre. Cependant, on retiendra que plus la structure du sol est grossière, plus le volume de sol à prélever, pour une estimation un tant soit peu représentative, est grand.

4.1.2 Effet de la taille de l'échantillon

McGarry & Smith (1988) ne notent pas de différences de courbes de retrait entre mottes de diamètres différents, mais qui restent assez voisins (1 à 8 cm). Cependant les différences entre traitements agronomiques constatées sont plus clairement mis en évidence sur les mottes les plus grosses. Il faut néanmoins noter que l'utilisation de mottes de grande taille rend l'attente de l'équilibre plus longue à chaque mesure et accroît ainsi le temps nécessaire pour obtenir une courbe de retrait entière.

En revanche, Bruand & Prost (1987) mettent en évidence des différences très nettes entre échantillons de tailles différentes (figure 4-2). Ces résultats sont à rapprocher de ceux obtenus par De Jong *et al.* (1983) avec des agrégats (volume de l'ordre du cm^3) et des cylindres (volumes voisins de 0,1 et 1 dm^3) (figure 4-3). Enfin, Hallaire (1987) observe des cylindres de sol qui se fragmentent, puis prennent en masse ($s < 1$ puis $s > 1$; cf : tableau 3-4), alors que les agrégats dont ils sont composés présentent un retrait unitaire pour les mêmes variations de teneur en eau.

L'effet de la taille de l'échantillon sur la détermination de la masse volumique du sol est illustré figure 4-4. Très généralement, on constate que la masse volumique du sol augmente au fur et à mesure que la taille de l'échantillon mesuré diminue (Fiès & Stengel, 1981a).

Donc a priori le fait que l'on ne mesure pas le retrait sur l'ensemble du sol en place (ou sur une couche de sol en place) entraîne a fortiori la **non-représentativité** de la courbe de retrait mesurée sur échantillon, par rapport à la courbe de retrait du sol en place (ou d'une couche de sol en place).

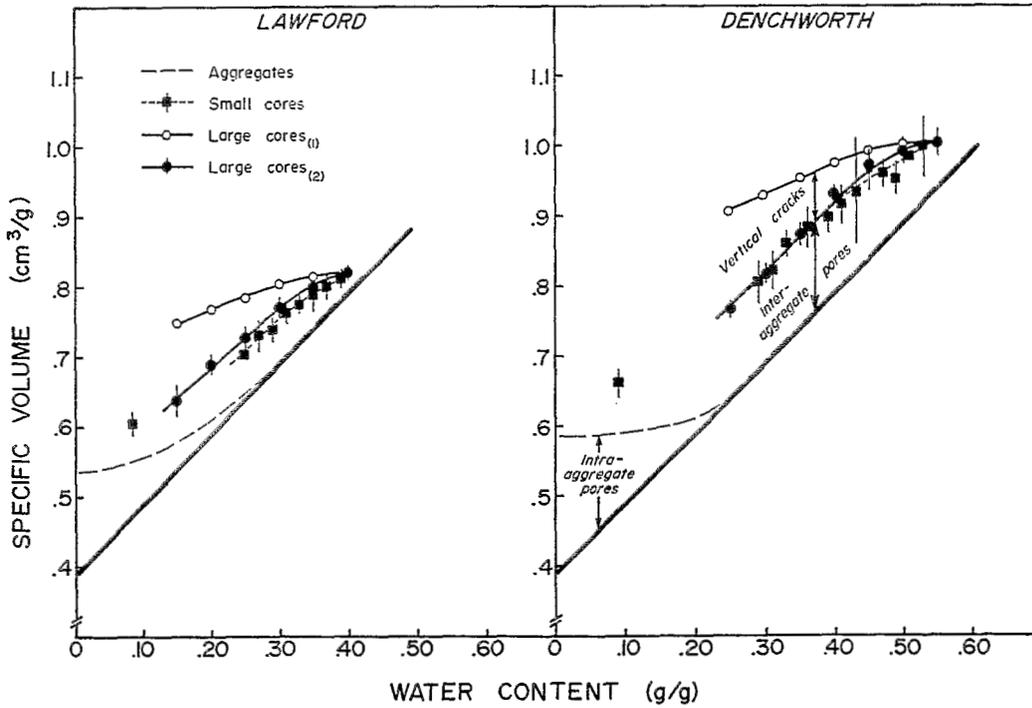


figure 4-3 : Effet de la taille de l'échantillon sur la courbe de retrait de 2 sols argileux (d'après De Jong *et al.*, 1983). Pour les gros cylindres, la courbe (1) correspond au retrait monodimensionnel (vertical) et la courbe (2) au retrait tridimensionnel.

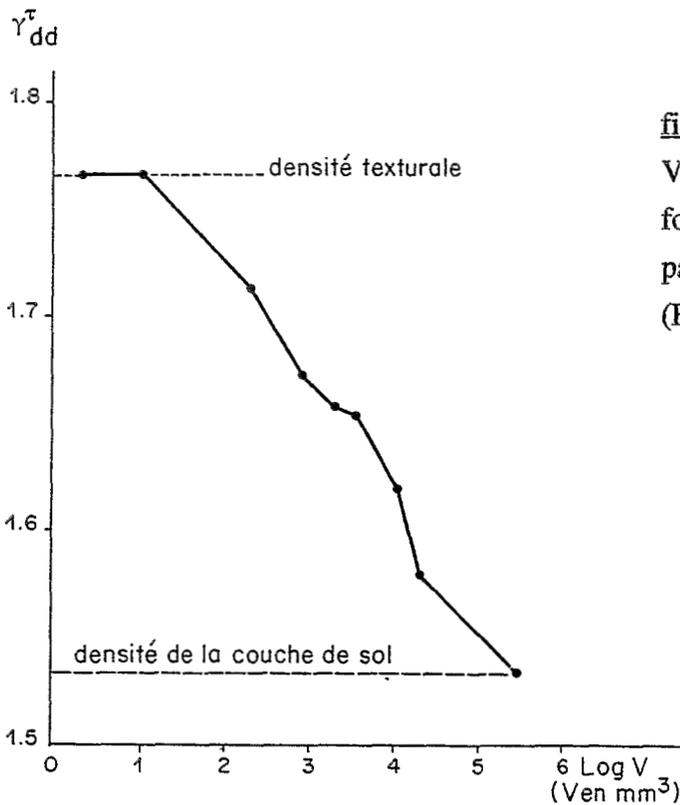


figure 4-4 :
Variation de la masse volumique en fonction du volume d'échantillons isolés par tamisage d'un sol limono-argileux (Fiès et Stengel, 1981a).

4.2 La représentativité du comportement de l'échantillon par rapport à celui du sol en place

Dans notre discussion sur les transitions entre les différentes phases du retrait (§ 3.2), nous avons illustré le rôle prépondérant joué par le protocole de mesure dans l'interprétation des courbes de retrait. Nous n'avons fait intervenir qu'un des aspects du protocole expérimental (la cinétique de dessèchement de l'échantillon). D'autres aspects peuvent aussi contribuer à remettre en cause la représentativité de la courbe de retrait par rapport au sol en place.

4.2.1 L'effet d'une réhumectation préalable de l'échantillon et du non-confinement

Un certain nombre d'auteurs réhumectent leurs échantillons avant de mesurer leur retrait (Stirk, 1954 ; Perroux *et al.*, 1974 ; Reeve & Hall, 1978 ; De Jong *et al.*, 1983 ; McGarry, 1988 ; Braudeau, 1987 ; Bronswijk, 1991). Cette phase de réhumectation est souvent nécessaire si l'on veut une courbe de retrait entière (partant de la quasi-saturation), car on ne peut prélever un échantillon sans le déformer ni le comprimer que si le sol n'est pas trop humide (McGarry & Daniells, 1987).

Même si l'on prend soin de réhumecter très lentement l'échantillon afin d'éviter qu'il ne s'effondre, le fait que l'échantillon ne soit pas confiné induit vraisemblablement une différence par rapport à son comportement tel qu'on pourrait l'observer au champ (McGarry & Daniells, 1987).

Le gonflement de l'échantillon réhumecté sans confinement peut être plus important que celui que l'on aurait *in situ*. Un réarrangement des particules et un relâchement de la structure sont rendus possibles par la disparition du «potentiel d'enveloppe» auquel était soumis l'échantillon *in situ* (Stirk, 1954).

Daniells (1989) explique la différence entre ses résultats et ceux de McGarry & Daniells (1987), obtenus sur le même sol, par le fait que son protocole expérimental, contrairement à celui de McGarry & Daniells, n'inclut pas de réhumectation préalable des échantillons. Selon lui, une réhumectation sans confinement induit une modification de l'état structural initial de l'échantillon, par exemple la disparition d'un état de compaction, d'autant plus marquée que l'échantillon se situait plus en profondeur (et donc était plus confiné).

Ce comportement serait donc proche de celui d'échantillons surconsolidés.

Le rôle du «potentiel d'enveloppe» sur le gonflement du sol a été mis en évidence par Bruand (1985), pour des échantillons de tailles millimétriques et centimétriques d'un même sol, prélevés et conservés à leur teneur en eau naturelle ($pF \sim 1,75$, *i.e.* $\Psi' \sim -55$ hPa), et humectés à $pF = 1,0$ ($\Psi' \sim -10$ hPa). Pour un même état énergétique de l'eau et une même quantité de solide, les échantillons millimétriques absorbent plus d'eau (et gonflent plus) que les échantillons centimétriques. Bruand (1985) interprète ce résultat par le fait que les agrégats

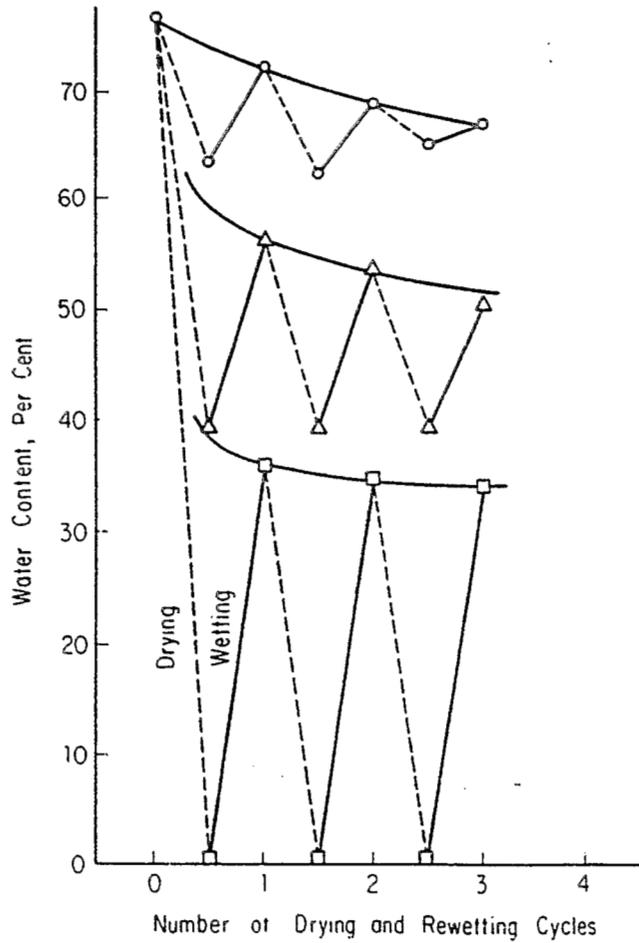


figure 4-5 :
Exemples de comportement d'argiles sédimentaires au cours de cycles dessiccation-humectation (Yong & Warkentin, 1975).

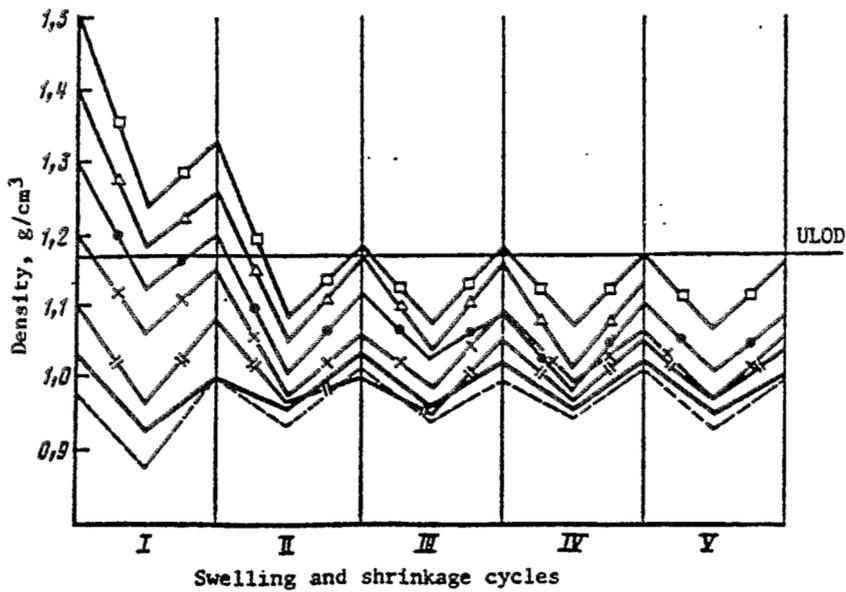


figure 4-6 : Evolution de la masse volumique d'un chernozem argilo-sableux, au cours de cycles humectation-dessiccation, pour différents états de compaction initiaux. ULOD = limite supérieure de la densité optimale (Kuznetsova & Danilova, 1988).

millimétriques, «arrangés» au sein des échantillons centimétriques, ne peuvent atteindre leur état de gonflement maximum, qu' ils auraient atteint s'ils avaient été isolés les uns des autres. Même si la contrainte hydrique est nulle, l'agrégat millimétrique est «**contraint**» mécaniquement par la présence de ses voisins au sein d'échantillons centimétriques.

Lauritzen & Stewart (1941) sont parmi les rares auteurs à avoir réhumecté leurs échantillons dans des conditions de confinement «recréées», en les plaçant, après les avoir enrobés de coton, dans un tube rempli de sable, à la même profondeur que celle de leur prélèvement. Toutefois, l'**environnement** de l'échantillon reste très différent de celui dont il est issu (matériau de texture différente ; présence d'une couche de coton autour de l'échantillon).

L'effet de **cycles humectation-dessiccation** successifs sur le volume apparent d'un échantillon a été plus particulièrement étudié sur les sédiments argileux récemment exondés (études sur la poldérisation). Sur ces sols, on constate au fur et à mesure des cycles dessiccation-humectation, une variation du volume du sol de plus en plus faible (Yong & Warkentin, 1975 ; figure 4-5). Ce phénomène est interprété en considérant que le sol atteint un nouvel état d'équilibre. Osipov *et al.* (1987) montrent, dans une étude sur le retrait-gonflement cyclique d'argiles pétrographiques, que le nombre de cycles nécessaires pour obtenir l'état de gonflement maximum de l'échantillon varie selon le type d'argile, sa microstructure initiale, l'ampleur de la contrainte de dessèchement appliquée lors des cycles. Dans leur étude sur l'évolution des propriétés physiques du sol au cours de sa poldérisation, Kim *et al.* (1992) mesurent le retrait de leurs échantillons au cours du sixième cycle dessiccation-humectation. Kuznetsova & Danilova (1988), dans une étude sur l'influence de la compaction sur les propriétés physiques des sols cultivés d'ex-URSS, observent le même phénomène sur des échantillons d'agrégats, issus d'horizons de surface de sols cultivés, compactés à différentes masses volumiques initiales (figure 4-6) : la variation de volume de l'échantillon diminue au cours des cycles humectation-dessiccation, tandis que les échantillons d'un même sol, différemment compactés, tendent vers un même état d'équilibre, représenté par une même masse volumique.

Finalement, on peut étendre la critique du non-confinement à l'**ensemble** de la courbe de retrait. En effet, l'échantillon de sol non confiné dont on mesure le retrait, ne devrait pas a priori avoir le même comportement que s'il était placé dans son environnement d'origine.

4.2.2 L'influence de la méthode de mesure du volume apparent de l'échantillon

On ne discutera pas ici des méthodes qui estiment le volume à partir de la mesure d'une seule dimension de l'échantillon en faisant l'hypothèse d'un mouvement isotrope du sol (on trouvera une discussion sur l'hypothèse de base de ces méthodes, l'hypothèse d'isotropie du retrait, plus loin, chap. 6).

La mesure du volume de l'échantillon se fait indirectement par mesure de la poussée d'Archimède s'exerçant sur l'échantillon plongé dans un liquide.

On peut distinguer 2 types de méthodes selon que l'on enrobe ou non l'échantillon.

A. Méthodes sans enrobage

La mesure de la poussée d'Archimède s'effectue **directement** dans le liquide utilisé. Celui-ci ne doit donc pas pénétrer dans l'échantillon. Cette condition est obtenue de différentes façons :

- soit on utilise un liquide ayant peu d'affinité avec le sol. C'est le cas du **mercure** (Haines, 1923 ; Greene-Kelly, 1971). Comme on l'a indiqué, cette méthode ne s'applique qu'au cas d'échantillons ayant des pores suffisamment fins pour empêcher toute intrusion du mercure.
- soit on utilise un liquide ayant une forte viscosité, de telle manière que le liquide n'ait pas le temps de pénétrer dans les pores de l'échantillon lors de la mesure. Bronswijk (1990) utilise de l'**huile** pour moteur pour mesurer le volume apparent d'échantillons d'environ $0,2 \text{ dm}^3$.

L'avantage de ces deux méthodes est qu'elles peuvent être utilisées de façon non destructive sur un même échantillon soumis à dessiccation. Dans ce cas, il est nécessaire d'avoir un ressuyage parfait du liquide entre chaque mesure. Ceci constitue une explication supplémentaire du fait que la méthode au mercure ne soit utilisée essentiellement que sur des échantillons remaniés.

Une autre solution permettant d'empêcher l'intrusion du liquide dans l'échantillon est de saturer celui-ci au préalable :

- soit par le même liquide que celui dans lequel on effectue la poussée d'Archimède. C'est le cas de la méthode au **pétrole** largement utilisée en France (Monnier *et al.*, 1973 ; Stengel, 1979 ; Fiès & Stengel, 1981 ; Tessier, 1984 ; Bruand, 1985 ; Hallaire, 1987). Cette méthode n'est applicable qu'à des échantillons n'ayant pas de trop gros pores (Fiès & Stengel, 1981 ; Bruand, 1985), car le ressuyage préalable à l'immersion, qui a pour but d'éliminer le film de pétrole qui peut subsister à la surface des agrégats et ainsi fausser la détermination de leur volume, peut provoquer la vidange des pores grossiers, qui ne seront alors pas pris en compte

dans la mesure du volume.

- soit par un liquide non miscible avec celui dans lequel on immerge l'échantillon. Yong & Warkentin (1975) propose de saturer l'échantillon avec du kérosène avant de mesurer sa poussée d'Archimède dans l'eau.

Ces deux derniers types de méthodes sont donc, contrairement aux précédentes, **destructrices**. Elles nécessitent l'emploi d'un échantillon à chaque point de mesure. On se heurte donc au problème de la **variabilité** qui peut exister entre échantillons d'une même provenance, problème qui peut être résolu par une approche **statistique** (Stengel, 1979 ; Bruand, 1985). La réalisation d'une courbe nécessite alors beaucoup d'échantillons.

B. Méthodes avec enrobage

Différents matériaux peuvent être utilisés pour l'enrobage :

- du **vernis** : c'est une méthode destructive qui nécessite 1 échantillon par mesure. On est donc conduit au même problème que pour la méthode au pétrole.
- de la **paraffine** : le contrôle de sa température permet de fixer sa viscosité. Avec une température adaptée, on peut constater qu'une fine couche de paraffine demeure au contact de l'échantillon tout au long du retrait, sans se fissurer (Lauritzen & Stewart, 1941 ; Johnston & Hill, 1944). Cette méthode, délicate à mettre en oeuvre, permet de mesurer le retrait d'un même échantillon, sans limitation importante concernant sa porosité. En fait, la paraffine est le plus souvent utilisée de manière destructive comme la méthode au vernis.
- de la **résine Saran®** (Brasher *et al.*, 1966) : cette méthode est identique à la précédente, en remplaçant la paraffine par une résine perméable à l'eau sous sa forme vapeur, mais imperméable à l'eau liquide. Comme on l'a déjà indiqué (§ 3.2.4), cette méthode présente aussi l'avantage de réduire les gradients hydriques au sein des échantillons. Elle connaît une large utilisation surtout chez les Anglo-Saxons (Grossman *et al.*, 1968 ; Reeve & Hall, 1978 ; McGarry & Daniells, 1987 ; ...).
- un **film plastique**. Certains auteurs (Hallaire, 1988a ; Boivin *et al.*, 1991) appliquent un film plastique à la surface de l'échantillon, en créant le vide entre le film et l'échantillon, et mesurent alors la poussée d'Archimède de l'échantillon "plastifié" dans l'eau.

Dans quasiment tous les cas, il faut effectuer une correction sur la poussée d'Archimède liée au volume de matière d'enrobage accompagnant l'échantillon (Monnier *et al.*, 1973 ; McGarry & Daniells, 1987).

Signalons que, dans la méthode proposée par Braudeau (1987), la face cylindrique de l'échantillon, sur laquelle celui-ci repose au cours du retrait, est enrobée par de la colle néoprène (Braudeau & Boivin, à paraître).

L'influence de l'enrobage sur la réponse de l'échantillon à une contrainte de dessèchement avait été envisagée par Lauritzen (1948) pour expliquer les mauvais résultats qu'il obtenait en utilisant du collodion comme matériau d'enrobage.

Newman & Thomasson (1979) ont montré que, pour des échantillons argileux, on ne constate pas de différence entre les volumes apparents mesurés par la méthode au mercure et celle à la résine Saran, ce qui tendrait à prouver que cette résine ne modifie pas le comportement de retrait de l'échantillon.

Toutefois, on ne peut que constater le **manque de tests comparatifs des différentes méthodes** de mesure du retrait, de ce type.

4.3 Conclusion

La dépendance de la courbe de retrait vis-à-vis non seulement du type et de la taille de l'échantillon sur lequel elle est établie, mais aussi du protocole de mesure, rend difficile la comparaison des résultats obtenus par différents travaux menés sur le retrait des sols. Les échantillons de sol peuvent être de type et de taille variés (cylindres de dimensions $\varnothing = 73$ cm, $h = 150$ cm, soit un volume de $0,63$ m³ (Yule & Ritchie, 1980b) ; cylindres de dimensions $\varnothing = 15$ cm, $h = 7,2$ cm, soit un volume de $1,3$ dm³ (Hallaire, 1988a) ; agrégats de 5 à 10 mm de plus grande dimension, soit 60 mm³ à $0,5$ cm³ (Hallaire, 1987)).

Le choix des échantillons est le plus souvent raisonné en fonction du type de sol, et correspond à différentes échelles d'observation. Cette démarche d'étude conjointe du comportement de plusieurs échantillons de type et de taille différents permet de mettre en évidence l'expression intégrée des différents mécanismes de retrait à différents niveaux d'organisation du sol.

On est cependant confronté au problème de la méthode de mesure du retrait employée. On n'utilise généralement pas les mêmes méthodes aux différentes échelles d'étude. Or l'on ne sait pas si ces différentes méthodes donnent accès à la même grandeur et donnent le même résultat, lorsqu'on les applique à un même objet. L'étude comparative des différents protocoles de mesure de la courbe de retrait sur échantillon serait à développer. Elle serait un apport à la réflexion non seulement sur les méthodes de mesure du retrait, mais peut-être aussi sur l'objet même de l'étude.

CHAPITRE 5 : APPROCHE EXPERIMENTALE SUR SOL EN PLACE

L'étude du retrait-gonflement des sols *in situ* présentent plusieurs avantages par rapport à une étude au laboratoire sur échantillon. Les conditions d'évolution du sol, en fonction des contraintes hydriques, sont celles effectivement rencontrées dans la nature. Le volume de sol étudié n'est pas isolé de son environnement naturel. Il est soumis aux conditions réelles de pression pédostatique et de potentiel d'enveloppe. Les conditions aux limites du volume de sol étudié sont représentatives du sol en place.

On peut considérer, de manière générale, deux façons d'appréhender les variations de volume du sol *in situ* : soit on échantillonne, à différents états hydriques, le sol étudié ; soit on instrumente le sol en place et l'on suit son évolution au cours du temps.

Dans le premier cas, on retrouve les problèmes de représentativité des échantillons prélevés, déjà évoqués au paragraphe 4.1. Dans le second cas, on se heurte non seulement au problème de la connaissance du volume représentatif de la mesure, mais aussi à celui de la connaissance du volume même sur lequel on effectue la mesure. De manière générale, les solutions à ces problèmes sont elles-même dépendantes de l'état hydrique du sol lors du prélèvement ou lors de la mesure.

Nous présenterons, dans ce chapitre, les différentes techniques de terrain qui ont pu être utilisées pour l'étude des phénomènes de retrait-gonflement dans les sols.

5.1 Approches destructives. Problème de la représentativité des échantillons

Plusieurs auteurs ont tenté d'établir la courbe de retrait de sols en place, en mesurant à différents états hydriques la masse volumique *in situ* du sol, par la méthode du cylindre (Aitchison & Holmes, 1953 ; Fox, 1964 ; Perroux *et al.*, 1974 ; Berndt & Coughlan, 1976 ; Jayawardane, 1984). Pour certains sols (Aitchison & Holmes, 1953), cette technique n'est toutefois guère utilisable, en raison des difficultés de prélèvement rencontrées lorsque le sol est sec. D'autres auteurs ont utilisé des mesures effectuées au densitomètre à membrane (Stengel, 1979).

Fox (1964) considère les mesures qu'il effectue au cylindre (Fox & Page-Hanify, 1959), comme représentatives d'un comportement du sol en place présentant 2 phases (figure 5-1) :

- une phase monodimensionnelle, lors de laquelle toute variation de teneur en eau entraîne une variation de l'épaisseur du sol, sans apparition ou disparition de fissures.

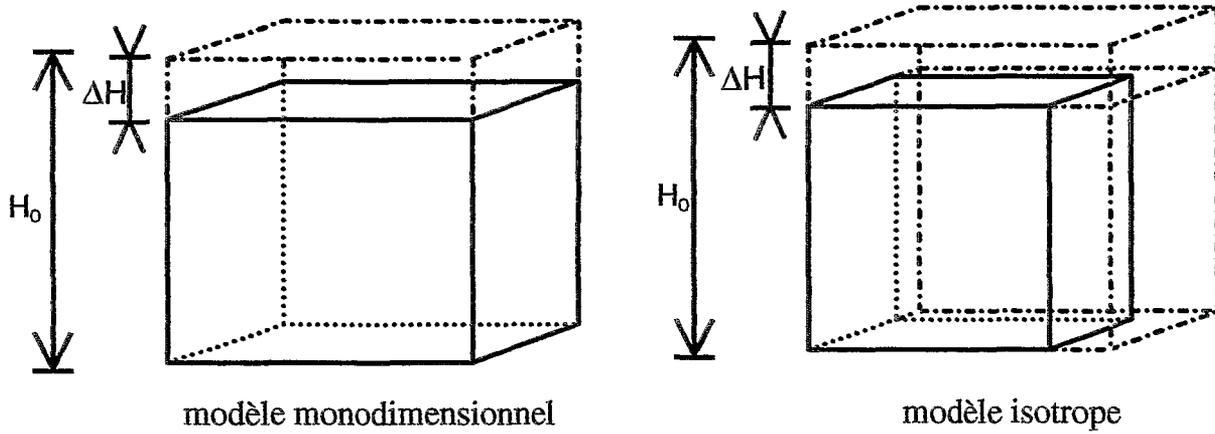


figure 5-1 : Les 2 modèles de variation volumique du sol proposés par Aitchison & Holmes (1953) et Fox (1964).

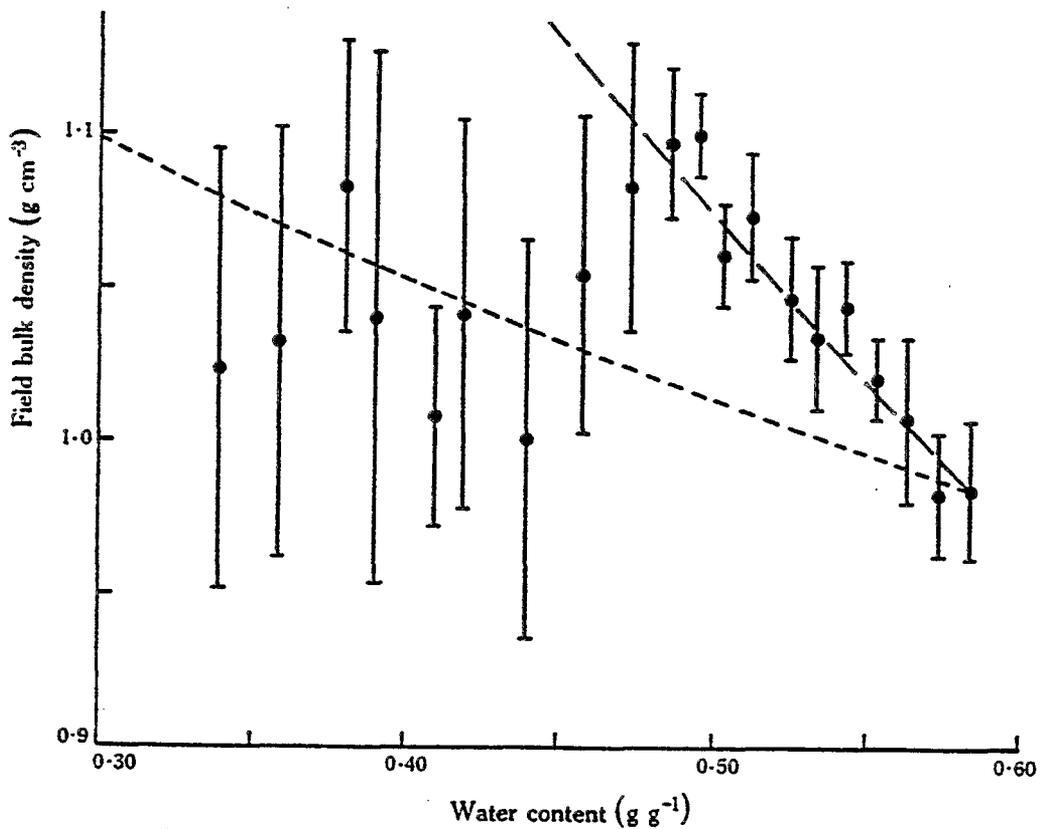


figure 5-2 : Vérification expérimentale des 2 modèles de variation volumique du sol proposés par Fox (1964). Le retrait mono-dimensionnel correspond aux pointillés longs, le retrait isotrope, aux pointillés courts (Berndt & Coughlan, 1976).

- une phase tridimensionnelle isotrope, lors de laquelle la variation d'épaisseur s'accompagne d'une variation du volume occupé par les fissures verticales (Ross, 1985).

A noter que la figure principale du travail de Fox (1964) (p. 311 de l'article) ne présente pas de points expérimentaux, mais seulement le résultat des ajustements.

Berndt & Coughlan (1976) obtiennent les mêmes résultats (figure 5-2), mais considèrent que le retrait monodimensionnel constaté n'est pas représentatif du sol pris dans son ensemble. En effet, ce résultat peut tout aussi bien s'interpréter par la non-représentativité de la mesure de masse volumique, par rapport au sol en place, la mesure n'étant représentative que du sol situé entre les fissures verticales présentes dans le sol (figure 5-3). Ainsi, les résultats de Fox (1964) s'expliquent selon Berndt & Coughlan (1976) par une mesure

- qui n'inclue pas de fissures, lorsque le sol est à l'état humide
- qui devient représentative de l'ensemble du sol, y compris les fissures verticales, lorsque le sol devient plus sec.

Berndt & Coughlan (1976) argumentent leur conclusion en montrant

- 1° / que le retrait d'un échantillon de sol mesuré au laboratoire est isotrope sur toute la gamme de variation de teneur en eau
- 2° / que les mesures réalisées *in situ*, indiquant un retrait tridimensionnel, ont une moins bonne reproductibilité que celles indiquant un retrait monodimensionnel. Ceci étant à mettre en relation avec le fait que la variabilité statistique de la mesure de masse volumique est plus grande dans un sol qui présente des fissures, que dans un sol qui n'en présente pas.

Ce résultat a été confirmé par Chan (1981) qui mesure un retrait apparemment monodimensionnel, cette fois-ci sur toute la gamme de variation de teneur en eau, dans un horizon B de vertisol.

Ce cas exemplaire montre les difficultés liées à l'estimation de masse volumique d'une couche de sol par ce type de méthodes : par rapport aux mesures de laboratoire, ces méthodes présentent l'avantage d'éliminer les problèmes de la représentativité du comportement de l'échantillon, puisque que l'on effectue chaque mesure sur le sol en place. Mais on se heurte alors à la représentativité de l'échantillon par rapport à l'ensemble de la couche de sol.

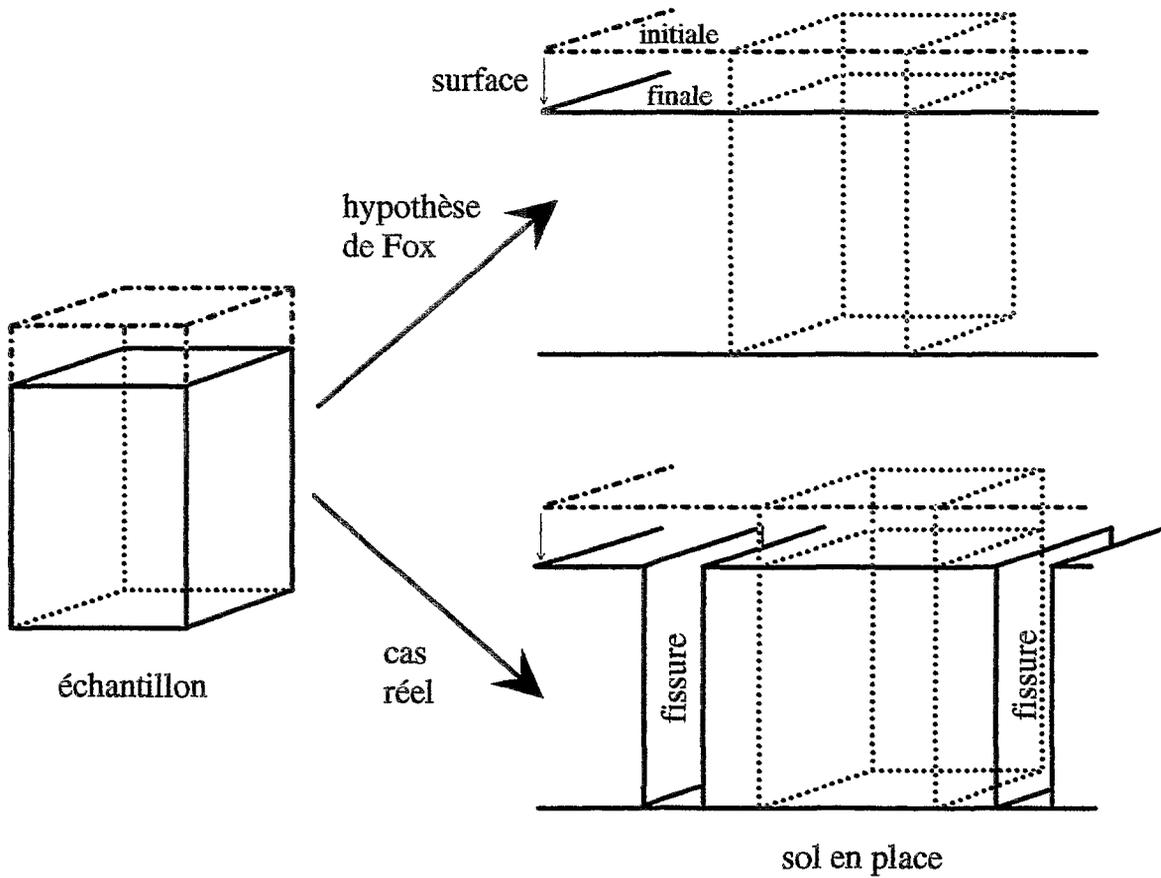


figure 5-3 : Explication de l'erreur d'interprétation commise par Fox (1964), qui le conduit à "vérifier" expérimentalement un retrait *in situ* monodimensionnel.

5.2 Approches non-destructives. Problème de la représentativité des mesures

Il s'agit, d'une part des méthodes faisant appel à l'utilisation de sondes radioactives, d'autre part des méthodes de suivi de l'épaisseur de couches de sol.

5.2.1 Gammamétrie

Cette technique est basée sur l'atténuation d'un rayonnement gamma par la matière constituant le sol. Elle permet de mesurer la masse volumique humide du sol. Une mesure concomitante de teneur en eau, réalisée généralement par atténuation d'un rayonnement gamma d'énergie différente ou par une sonde à neutrons, permet d'obtenir les valeurs de ρ_d correspondantes.

On distingue deux types de gammamétrie, selon les positions respectives de la source de rayonnement et du détecteur.

A. Gammamétrie de transmission

La source et le détecteur se déplacent simultanément sur deux verticales séparées de plusieurs centimètres. Cette technique est principalement utilisée au laboratoire sur colonne de sol (Groenevelt, 1974 ; Angulo-Jaramillo, 1989). La première utilisation de cette technique sur sol en place est due à Reginato & Jackson (1971). On assimile généralement le volume de mesure à un faisceau de diamètre infracentrimétrique (Mitchell, 1991). Cependant, selon Rawitz *et al.* (1982), le volume de mesure serait plus important. Signalons enfin l'application récente des méthodes de TAO (Tomographie Assistée par Ordinateur ; ou CAT, en anglais) aux mesures gammamétriques de laboratoire (Phogat *et al.*, 1991).

Reginato (1974b) a montré que le fait de ne pas tenir compte des variations de masse volumique du sol peut entraîner de fortes erreurs dans l'estimation du profil hydrique du sol. L'interprétation des données expérimentales obtenues sur matériaux gonflants a été facilitée par le développement du concept de "coordonnée matérielle" (Smiles & Rosenthal, 1968 ; Raats & Klute, 1969 ; Sposito *et al.*, 1976 ; McGarry & Malafant, 1987b ; Angulo-Jaramillo, 1989 ; Baveye *et al.*, 1989). Le principe sous-jacent à l'utilisation de ce concept est que le choix d'un référentiel, dans lequel on décrit le mouvement de l'eau du sol, lié à la phase solide (référentiel lagrangien) permet de se ramener au cas des sols indéformables et d'utiliser les équations et les solutions développées pour ces sols. Les données expérimentales obtenues par Reginato (1974a) ont été interprétées en terme de coordonnée matérielle par Sposito *et al.* (1976) et Baveye *et al.* (1989). Ces derniers auteurs ont montré que les variations de ρ_d enregistrées ne sont pas compatibles avec les variations d'altitude de la surface du sol mesurées simultanément (Reginato, 1974a). Ce résultat serait la preuve d'une expansion

latérale du sol, conjointe à l'élévation de sa surface, lors de son humectation par irrigation. Mais la précision des mesures de ρ_d ne permet pas d'affirmer cette hypothèse (Reginato, 1974a ; Baveye *et al.*, 1989). On notera que les différents systèmes de coordonnées matérielle n'ont été généralement développés que pour le cas de déformations monodirectionnelles. Elles ne s'appliqueraient donc pas aux données obtenues par Reginato (1974a), les déformations tridimensionnelles enregistrées ne pouvant s'interpréter qu'à l'aide d'un système de coordonnées matérielles lui aussi tridimensionnel.

Enfin, on remarquera que l'interprétation des données de Reginato (1974a) proposée par Baveye *et al.* (1989) suppose que le plan inférieur de la couche la plus profonde suivie par gammamétrie (de profondeur 9,5 cm) a une altitude invariante, ce qui demeure une hypothèse. Finalement, les travaux de Reginato (1974a) et les interprétations faites par Sposito *et al.* (1976) et Baveye *et al.* (1989) ont l'intérêt de montrer clairement qu'une approche rigoureuse de l'étude du tropisme du mouvement des particules solides dans un sol pouvait être réalisée en couplant des mesures précises de ρ_d et d'épaisseur sur un même volume de sol.

B. Gammamétrie de rétrodiffusion

Dans cette technique, la source de rayonnement gamma et le détecteur sont situés sur la même verticale, à faible distance l'un de l'autre. Le détecteur capte le rayonnement rétrodiffusé par la matière du sol environnant l'ensemble source-détecteur, comme dans le cas de la sonde à neutrons. Il existe très peu d'études sur le volume de sol prospecté par ce type de mesure. On considère généralement que ce volume a une forme d'ellipsoïde de révolution centré sur l'ensemble source-détecteur et dont l'axe principal est celui du tube d'accès de la sonde. La grandeur de ce volume est supposée sensiblement identique que celle du volume moyen prospecté par une sonde à neutrons.

La sonde gammamétrique de rétrodiffusion a été largement utilisée par l'école autrichienne de Physique du Sol, dans le but de corriger l'effet des variations de masse volumique sur les mesures de teneur en eau obtenues par la sonde à neutrons, en sols gonflants. Greacen & Highnett (1979) ont montré que cette démarche pouvait améliorer la qualité de l'étalonnage de la sonde à neutrons. Toutefois, lorsqu'il s'agit d'estimer la teneur en eau d'un grand volume de sol, la présence de fissures, non prises en compte dans le volume de mesure des sondes radioactives, peut conduire à une surestimation de la teneur en eau de ce grand volume. Ce type de biais est très souvent corrigé selon le modèle de Fox (1964) en supposant un retrait isotrope du volume de sol représentatif des mesures effectuées à l'aide des sondes (Greacen & Highnett, 1979 ; Hodgson, 1988).

Jarvis & Leeds-Harison (1987) ont aussi montré que le tube d'accès des sondes radioactives pouvait être induire une fissuration du sol autour de ce tube. Stirk (1972, in Greacen & Highnett, 1979) indique que cette fissuration peut entraîner une sous-estimation importante de la teneur en eau du sol. Ces fissures peuvent aussi être un lieu d'infiltration préférentielle

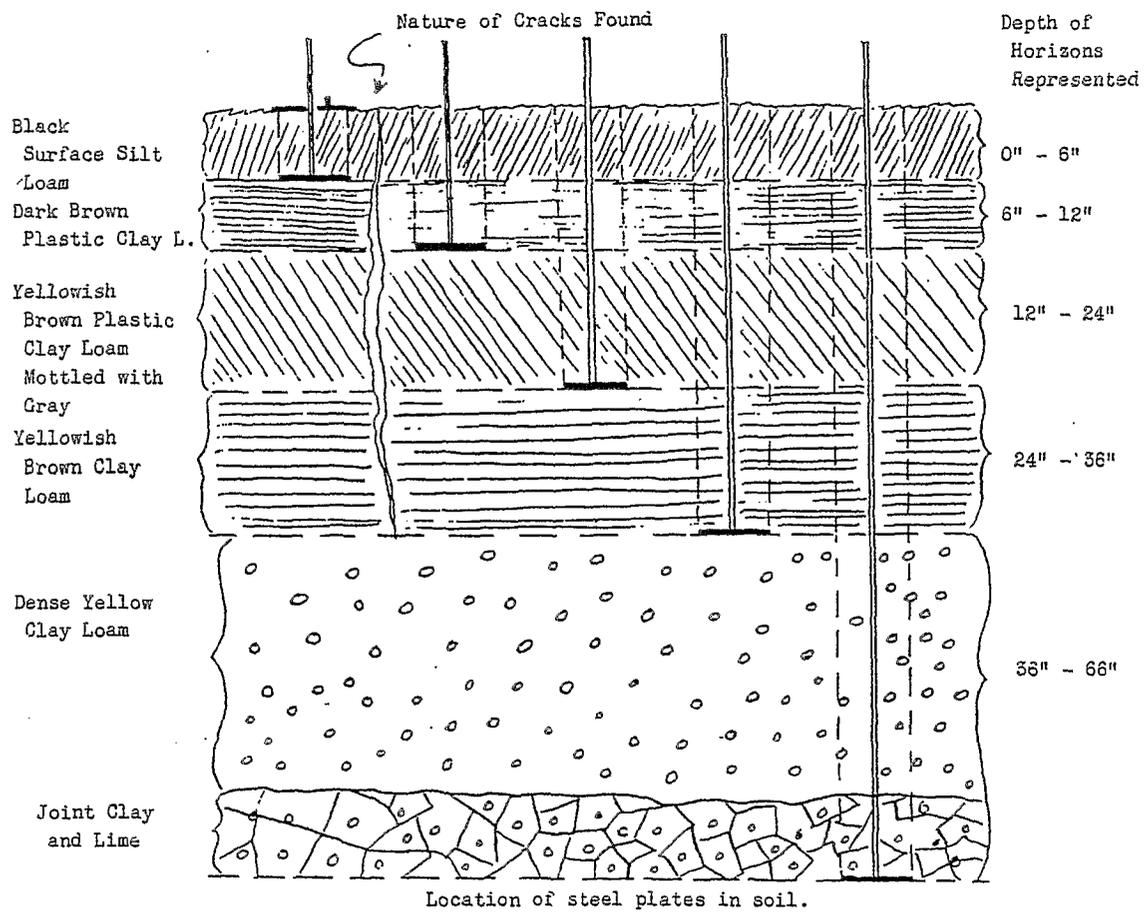


Figure 5-4 : Le premier système de mesure des variations d'épaisseur de couches de sol (Woodruff, 1936).

de l'eau dans le sol et induire au contraire une surestimation momentanée de la teneur en eau, en période de réhumectation (Jarvis & Leeds-Harisson, 1987).

D'autres auteurs (Jayawardane *et al.*, 1984 ; Jayawardane & Meyer, 1985 ; Jayawardane & Blackwell, 1985) utilisent, pour éliminer l'effet des variations de masse volumique sur les mesures neutroniques, une relation $\rho_d = f(\theta)$ établie par le suivi de l'épaisseur des couches de sol (McIntyre *et al.*, 1982). Cette relation est assimilée par les auteurs à une droite.

C. Conclusion sur les techniques gammamétriques

On peut dire que l'on se retrouve confronté, lorsque l'on utilise les techniques gammamétriques, à un problème de représentativité du volume mesuré identique à celui rencontré lors de l'utilisation de méthodes destructives. Toutefois, la gammamétrie présente l'avantage, sous réserve d'un étalonnage performant, d'une utilisation moins pénible que celle de méthodes par prélèvement, et de pouvoir répéter les mesures en un même point. De plus, les risques de perturbation du sol associés au prélèvement sont éliminés.

5.2.2 Mesure de l'épaisseur de couches de sol

A. Première tentative

A notre connaissance, les premières mesures du retrait linéaire de couches de sol ont été réalisées par Woodruff (1936). La finalité de cette étude n'était pas la caractérisation des propriétés de retrait-gonflement du sol, puisque l'auteur cherchait à faire la part des choses entre la baisse du niveau de la surface du sol liée au départ de matières solides mobilisées par l'érosion, et les variations dues au retrait-gonflement du sol.

A cette fin, Woodruff (1936) utilise des plaques d'acier (20 X 20 cm) placées horizontalement à différentes profondeurs (de 0 à 1m70). Chaque plaque enfouie est soudée à une tige de longueur suffisante pour que celle-ci dépasse de la surface du sol (figure 5-4). L'altitude de chaque tige est mesurée par rapport à une référence considérée comme immobile (dans le cas présent, un mur de fondation, enfoui sur 3 mètres). Les variations d'altitude des différentes tiges sont mesurées à l'aide d'un niveau avec une précision de l'ordre de 300 μm .

B. Les différents systèmes de mesure

A la suite de Woodruff (1936), plusieurs auteurs ont cherché à quantifier les variations d'épaisseur de couches de sol, le plus souvent au cours de plusieurs cycles saisonniers. De nombreux systèmes de mesure ont été développés, chacun d'entre eux présentant certaines particularités.

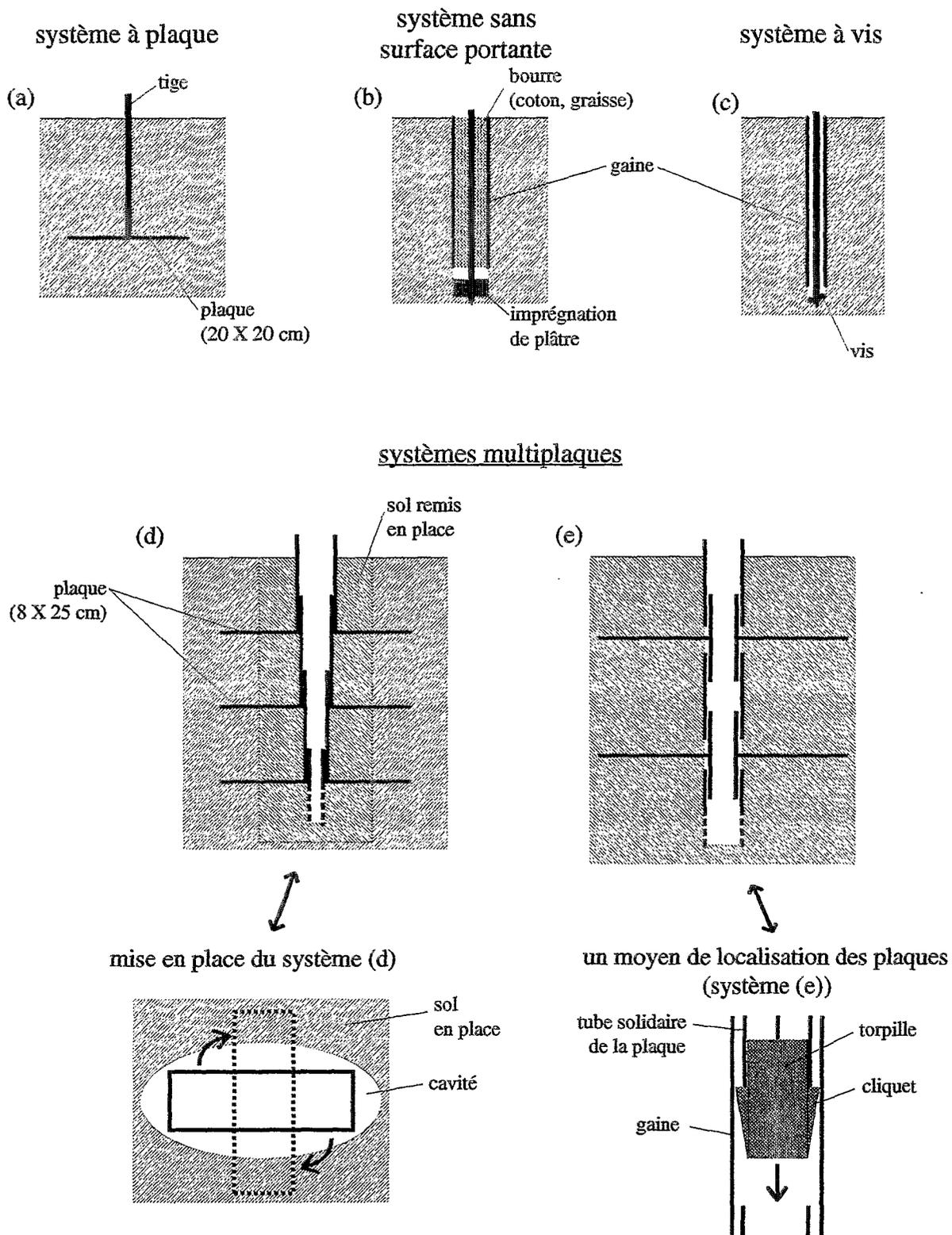


Figure 5-5 : Exemples de systèmes de mesure de l'épaisseur de couches de sol. (a) d'après Woodruff (1936) ; (b) d'après Aitchison & Holmes (1953) ; (c) d'après Hamilton (1963) ; (d) d'après Bozozuk & Burn (1960) ; (e) d'après Hosking (1968).

Un premier critère de classification de ces systèmes de mesure concerne la **localisation des 2 "points"** du sol dont on suit les déplacements (afin d'en déduire les variations d'épaisseur de la couche située entre les plans horizontaux correspondant à ces 2 points), selon qu'ils sont sur une même verticale ou sur 2 verticales différentes. Dans le premier cas (type 1 : mesure sur une même verticale), on mesure directement la distance entre ces 2 "niveaux", c'est-à-dire l'épaisseur d'une couche de sol, sur une verticale passant par un point donnée de la surface du sol. Dans le second cas (type 2 : mesure sur 2 verticales différentes), on mesure l'altitude d'un point du sol, par rapport à un autre point, le plus souvent considéré comme fixe. Dans la mesure où l'on connaît l'altitude du point fixe, on peut avoir accès à la valeur absolue de celle des points du sol dont on suit les déplacements.

Un second critère de classification, lorsque l'on a affaire à des systèmes enterrés (*i.e.* autres que ceux mis en place pour mesurer les variations d'altitude de la surface du sol), peut être basé sur le **type de surface portante** existant entre l'élément du dispositif de mesure bougeant de manière solidaire du sol, et le sol environnant. C'est sur la base de ce critère que nous présenterons les différents systèmes utilisés.

Systèmes sans surface portante

Ces systèmes sont basés sur l'hypothèse que les forces de friction entre le sol et une tige plantée dans celui-ci sont suffisantes pour que la tige suive les mouvements du sol au contact duquel elle est placée.

Après Woodruff (1936), les travaux les plus connus concernant l'étude *in situ* des phénomènes de retrait-gonflement des sols sont ceux de Aitchison & Holmes (1953). Ces auteurs ont utilisé un système de mesure fait de tiges d'acier enfoncées sur 2 cm au fond d'un trou pratiqué à la carrière, à une profondeur donnée (figure 5-5, (b)). La pérennité du contact entre la tige et le sol est assurée par un apport de plâtre de Paris. Tout contact entre la tige et le sol, autre que celui réalisé au fond du trou de forage, est empêché par l'ajustement d'une "gaine" dans le trou de carrière.

Divers mastics ou enduits peuvent être utilisés pour renforcer le contact tige-sol (Hosking, 1968).

White (1962) utilise des tiges enfoncées de 8 cm dans le sol, sans ajouter aucun produit pour améliorer le contact tige-sol. Bozozuk & Burn (1960) posent simplement au fond du trou de forage une tige d'une surface portante d'à peine 5 cm².

Ce type de système est plus souvent utilisé pour mettre en place la référence d'altitude, par rapport à laquelle la hauteur des différentes tiges placées dans le sol sera mesurée (cf. type 2 du premier critère de classification). Cette référence est généralement enfoncée dans la roche ou l'altérite sous-jacente (Hamilton, 1963 ; Jamison & Thompson, 1967 ; Cabidoche *et al.*, 1986) ou à une profondeur à partir de laquelle on suppose que la phase solide du sol ne bouge pas (Yaalon & Kalmar, 1972).

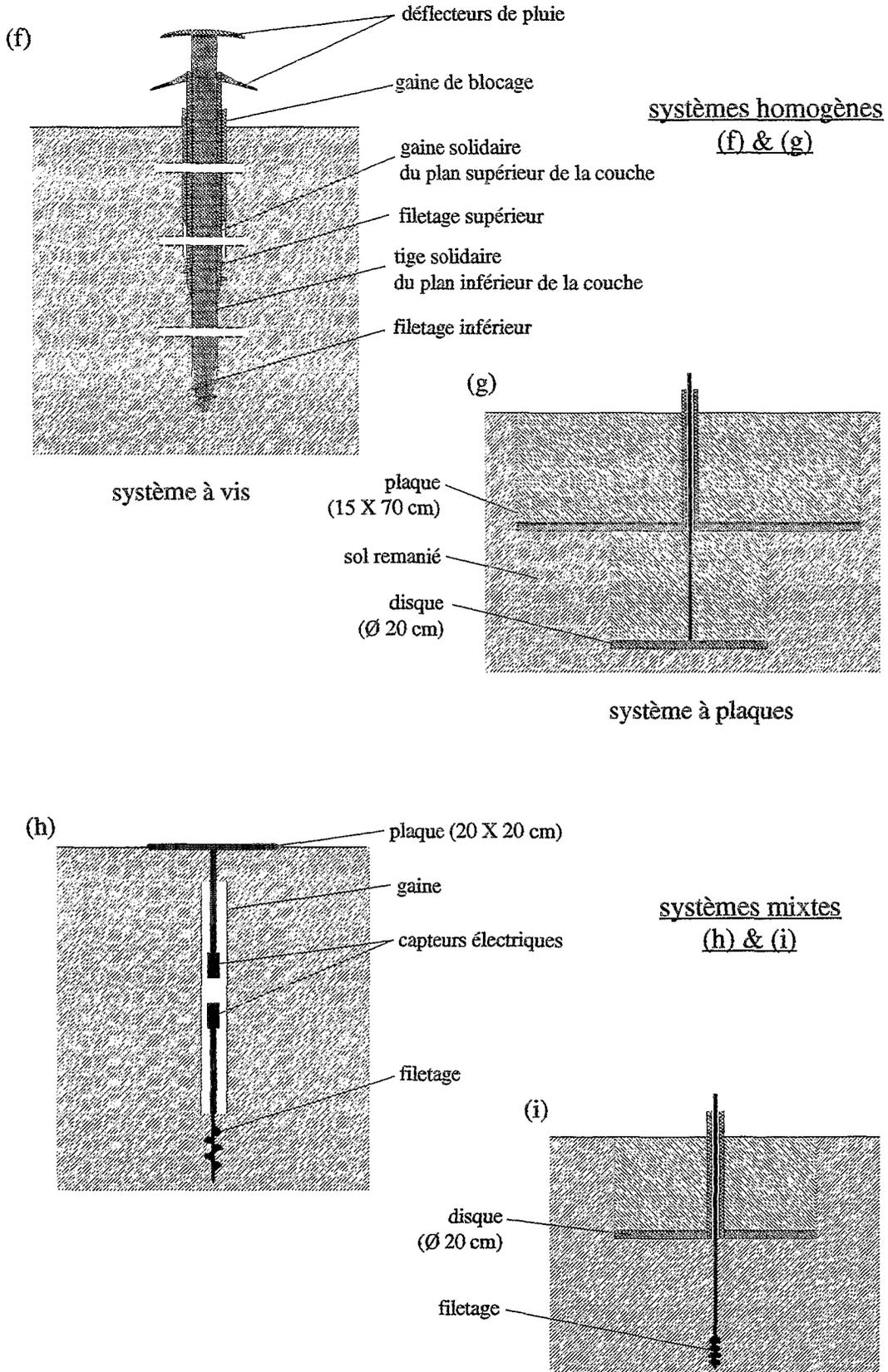


Figure 5-6 : Exemples de systèmes de mesure de l'épaisseur de couches de sol (suite). (f) d'après Cabidoche & Ozier-Lafontaine (1992) ; (g) & (i) d'après Hallaire (1987) ; (h) d'après Selig & Reinig (1982).

Systèmes à vis

Le contact tige-sol s'effectue par l'intermédiaire d'une surface portante développée verticalement (une vis, voir figure 5-5 (c)). Ce système a été utilisé plusieurs fois en Science du Sol (Hamilton, 1963 ; Jamison & Thompson, 1967 ; Selig & Reinig, 1982 ; Cabidoche *et al.*, 1986). Ce système est généralement utilisé en mesurant la hauteur de chaque tige par rapport à un repère fixe (système de type 2). Cabidoche & Ozier-Lafontaine (1992) ont développé un système de type 1 (figure 5-6 (f)) permettant le suivi de l'épaisseur d'une couche, quelque soit sa profondeur, en un point donné de la surface du sol.

Systèmes à plaques

Hormis le premier système de Woodruff (1936, voir figure 5-5 (a)), les systèmes de ce type ont été plutôt utilisés en génie civil (Bozozuk & Burn, 1960 ; Dagg & Russam, 1968). Ce sont en général des systèmes à plusieurs plaques, disposés verticalement ou horizontalement, permettant de suivre les variations d'épaisseur de couches successives. La localisation des plaques dans le sol peut être effectuée à l'aide d'un système mécanique (exemple : torpille à cliquets que l'on fait circuler au centre du dispositif, figure 5-5 (e)) ou bien par un système électrique lorsque les tubes sont en PVC et les plaques en métal (variation d'inductance d'une bobine au moment où elle passe au niveau de la plaque). On trouvera une description de plusieurs de ces systèmes dans Hosking (1968). Ces appareils ont l'inconvénient d'une installation très perurbante. C'est ce qui explique leur utilisation surtout pour le suivi d'ouvrages de génie civil, les appareils étant mis en place au moment de la construction de l'ouvrage. Bozozuk & Burn (1960) ont cherché à limiter cet effet en installant l'appareil à partir d'un trou de section elliptique et en tournant chaque plaque de 90° au moment de son installation dans le sol non perturbé (figure 5-5 (d)). Hallaire (1987) utilise un système ne comportant que 2 plaques (figure 5-6, (g)), et considère que la perturbation du sol liée à l'installation de ce système disparaît après 1 an de fonctionnement.

Systèmes mixtes et autres systèmes

Certains systèmes de suivi de l'épaisseur de couches de sol (type 1) font appel à 2 types d'ancrage différents : l'un est constitué par une vis, l'autre par une plaque (Selig & Reinig, 1982 ; Hallaire, 1987 ; voir (h) & (i) , figure 5-6).

D'autres systèmes d'ancrage de type mécanique sont mentionnés par Hosking (1968 ; tige dont l'ancrage est assuré par des "doigts" qui s'insèrent dans le sol lorsque l'on frappe la tige, par des coins, ...). White (1962) utilise un système mécanique original qu'il ne décrit pas précisément.

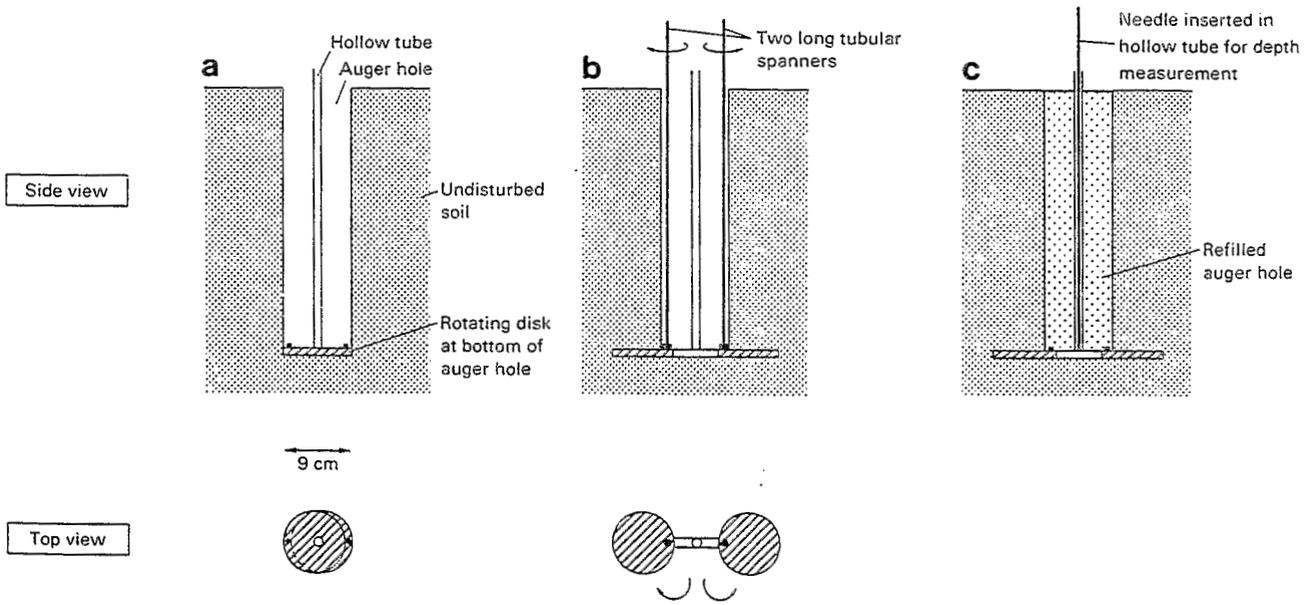


Figure 5-7 : Système de mesures des variations d'épaisseur de couches de sol, à deux disques rotatifs (Bronswijk, 1991).

Mesures de surface

Dans la plupart des cas, on mesure la variation d'altitude de la surface du sol, matérialisée par une ou plusieurs plaques (Woodruff, 1936 ; Reginato, 1974a ; Yaalon & Kalmar, 1972 ; Mitchell, 1991 ; Mitchell & Van Genuchten, 1992) ou par des croisillons (Aitchison & Holmes, 1953) placés sur le sol. Jamison & Thompson (1967) assurent la fixation des plaques au sol par des clous de 5 cm. Les variations d'altitude de la surface du sol sont mesurées par rapport à un point considéré fixe. Woodruff (1936) utilise un mur de fondation. Yaalon & Kalmar (1972), le support métallique de leur appareillage fixé en profondeur dans le sol. De même pour Reginato (1974a), selon toute vraisemblance, car ce n'est pas précisé explicitement. Mitchell (1991) utilise comme référence un tube de sonde à neutrons.

C. Avantages et inconvénients des différents systèmes

La portance du sol est un facteur essentiel dans le choix du système de mesure. Les systèmes à faible surface portante sont en général difficilement utilisables. Bozozuk & Burn (1960) signalent des problèmes de fluage du sol autour de la tige, lorsque le sol est très humide, la tige s'enfonçant alors dans le sol sous son propre poids. De manière générale, on utilisera des matériaux rigides mais légers, afin de réduire la pression exercée par la surface portante sur le sol. Nous avons vu qu'il existait 2 façons de développer la surface portante de la tige : soit verticalement (vis), soit horizontalement (plaque).

Le système à plaque nécessite une installation qui perturbe beaucoup le sol. De plus, la taille importante des plaques utilisées peut perturber les transferts verticaux de l'eau dans le sol (Woodruff, 1936). Cependant, Hallaire (1987) indique que cette perturbation est négligeable. Le système à vis présente l'avantage d'être nettement moins perturbant. La mesure réalisée peut être considérée, dans le plan horizontal, comme ponctuelle (Cabidoche & Voltz, 1988). Par contre, la localisation du plan dont les variations d'altitude sont transmises à la tige, est moins bien définie sur l'axe vertical de la profondeur du sol, contrairement au cas du système à plaque.

Un système original, utilisé par Bronswijk (1988 & 1991) et se rapprochant de la démarche de Bozozuk & Burn (1960), permet d'avoir l'avantage d'un système à plaque tout en évitant de trop perturber le sol (figure 5-7). Une fois placée à la profondeur voulue, la surface portante du système est presque triplée en déployant 2 disques qui viennent se ficher dans le sol en place.

La précision des systèmes de mesure des variations d'épaisseur de couches de sol que nous venons de présenter, est très variable. Elle va de quelques millimètres pour les appareils utilisés en génie civil (3 mm pour le système à plaques câblées présenté par Hosking, 1968) à 25 μ m pour le système utilisé par Aitchison & Holmes (1953).

La pérennité dans le temps des appareils utilisés est aussi importante. Si l'on peut atteindre des durées de vie de 10 ans et plus pour les outils utilisés en génie civil (Hosking, 1968), celles-

ci semblent moins longues pour les instruments utilisés en Agronomie ou en Science du Sol, sans doute parce que ceux-ci sont placés plus en surface et soumis à des conditions pédoclimatiques plus agressives (Bozozuk & Burn, 1960 ; Cabidoche & Ozier-Lafontaine, 1992).

5.3 Conclusion sur les approches de terrain

Les approches de terrain des phénomènes de retrait-gonflement présentent un certain nombre d'avantages, par rapport aux approches de laboratoire sur échantillons :

- les conditions hydriques auxquelles est soumis le volume de sol étudié, sont naturelles.
- le volume de sol étudié évolue dans son environnement naturel (potentiel d'enveloppe, conditions aux limites).

Cependant, de nombreux inconvénients subsistent.

Dans l'utilisation de méthodes destructives, telles que celle faisant appel à des prélèvements au cylindre à différents états hydriques du sol, on se heurte à deux types de problèmes :

- le volume de sol prélevé n'est pas toujours représentatif de la couche de sol en place, dont il provient et que l'on cherche à caractériser. Les travaux de Fox (1964), Berndt & Coughlan (1976) et Chan (1981) en montrent des exemples.
- on ne peut pas répéter la mesure au même endroit. On doit alors considérer la part liée à la variabilité spatiale des propriétés de retrait dans les variations des mesures effectuées à différents états hydriques.

L'utilisation de méthodes de mesures non destructives permet d'éliminer cette dernière contrainte. Toutefois, le problème de la représentativité du volume concerné par les mesures, par rapport à la couche de sol en place, demeure. De plus, d'autres problèmes surgissent :

- en gammamétrie de rétrodiffusion (principalement), le volume de la mesure lui-même est mal connu.
- les systèmes de mesure des variations d'épaisseur de couches de sol impliquent une hypothèse sur le tropisme du retrait-gonflement, lors du passage des mesures linéaires aux valeurs volumiques. Cette hypothèse doit être vérifiée.

CHAPITRE 6 : ISOTROPIE DU RETRAIT-GONFLEMENT ET INTERPRETATION DES VARIATIONS D'ÉPAISSEUR DE COUCHES DE SOL

Nous avons vu au chapitre précédent qu'une des principales méthodes de mesure *in situ* des caractéristiques de retrait d'un sol consiste à mesurer ses variations d'épaisseur en fonction de ses variations de teneur en eau. C'est aussi une des méthodes que nous avons utilisées dans notre travail expérimental (cf. 2^{ème} partie). L'interprétation des courbes de retrait linéaire ainsi obtenues en termes volumiques, implique une hypothèse sur le tropisme des mouvements de la phase solide au sein du volume de sol instrumenté. Dès les premières études de ce type (Aitchison & Holmes, 1953), l'hypothèse d'isotropie du retrait du sol *in situ* fut adoptée. De même, le modèle d'interprétation des variations de ρ_d mesurées *in situ*, proposé par Fox (1964 ; figure 5-1), ne considère que 2 cas de figure : soit une déformation monodimensionnelle verticale, soit une déformation tridimensionnelle isotrope.

Le problème du tropisme du mouvement du sol n'est pas nouveau. Dès les premiers travaux sur les phénomènes de retrait-gonflement du sol, la question de l'**isotropie** du mouvement du sol s'est posée. On sait que les premières mesures du retrait furent linéaires (Tempany, 1917). La vérification de la «normalité» (identité entre le volume du retrait et le volume d'eau évacuée) faite par cet auteur passait donc par une hypothèse sur la relation existant entre le retrait linéaire et le retrait volumique. Tempany (1917) **suppose le retrait isotrope** pour toute la gamme de variation de teneur en eau.

A chaque fois que l'on a à passer d'une mesure **linéaire** du retrait à une mesure **volumique** (et réciproquement), cette hypothèse d'isotropie du retrait est **généralement admise, mais très rarement démontrée**. Nous verrons dans ce chapitre quelle a été l'évolution de la manière d'aborder ce problème de l'isotropie du retrait, au cours des différents travaux menés tant *in situ* qu'au laboratoire. Mais nous aborderons cette discussion de l'isotropie du retrait plutôt dans une optique d'interprétation des mesures de retrait linéaire de couches de sol. Cette réflexion nous conduira à proposer un modèle général d'interprétation des variations de volume de sol mesurées *in situ*. Nous présenterons un exemple d'application de ce modèle et la manière dont ce modèle peut être utilisé pour l'interprétation de mesures (issues de la littérature) en terme de tropisme du retrait.

tableau 6-1 : valeurs du critère $(\Delta V/S_0)/\Delta H$ d'isotropie du retrait, pour différentes approximations du calcul de $\Delta V/S_0$ (équation (6.4)) et selon les valeurs relatives de retrait linéaire obtenues par divers auteurs.

	valeur exacte (Tempany, 1917)	valeur obtenue en négligeant le terme en $(\Delta H/H_0)^2$ (Yule & Ritchie, 1980a)	valeur obtenue en négligeant les 2 termes en $\Delta H/H_0$ et $(\Delta H/H_0)^2$ (Aitchison & Holmes, 1953)
$\frac{\Delta H}{H_0} = 0,07$ (Aitchison & Holmes, 1953)	2,795	2,790	3
$\frac{\Delta H}{H_0} = 0,16$ (Tempany, 1917 ; Yule & Ritchie, 1980a)	2,63	2,61	3

6.1 Le premier modèle d'interprétation des mesures d'épaisseur de couches de sols ; le système d'unité d'Aitchison & Holmes (1953)

In situ, seule la composante **verticale** du retrait est relativement facile d'accès (§ 5.2.2). Plutôt que de tenter d'exprimer la courbe de retrait en volume massique du sol en place en fonction de sa teneur en eau massique, on peut transformer cette dernière grandeur en **hauteur d'eau** et exprimer ainsi le retrait sous la forme d'une relation entre la variation d'épaisseur du sol et la variation de sa teneur en eau exprimée en hauteur d'eau. Ce système d'unités, ou un système voisin (tableau 2-1) a aussi été utilisé par Berndt & Coughlan (1976), Yule & Ritchie (1980a & b), Mitchell (1991) et Mitchell & van Genuchten (1992) sur des monolithes de sol.

Sur monolithe, il est aisé d'exprimer la teneur en eau en terme de hauteur d'eau. Comme toute variation de poids du monolithe est due à une variation de teneur en eau, on obtient directement $\Delta V_w = \Delta M_w / \rho_w$, que l'on rapporte à la surface initiale occupée par l'échantillon :

$$\Delta W = \frac{\Delta V_w}{S_0} \quad (6.1).$$

In situ, la détermination de ΔV_w implique le suivi de la teneur en eau volumique θ_v du sol. Or, Aitchison & Holmes (1953) signalent que les difficultés rencontrées lors des prélèvements au cylindre sur sol sec, les ont conduit à considérer les mesures de masse volumique sèche comme non représentatives. On est donc en droit de se poser des questions sur les estimations de ΔW faites par ces auteurs, puisque la détermination de θ_v implique elle aussi le prélèvement d'un échantillon de volume connu et représentatif.

Bozozuk & Burn (1960) et Hamilton (1963) estiment ΔW à partir de données climatiques, dans le but de prévoir plus facilement les mouvements du sol à partir des seules données météorologiques. Cette méthode n'estime que très grossièrement les variations de l'état hydrique de l'ensemble du profil de sol.

L'interprétation des résultats obtenus en termes de $\Delta H = f(\Delta W)$ est toujours ambiguë, car elle implique une hypothèse, soit sur le critère de pente de la courbe de retrait ($dv/d\theta$), soit sur l'isotropie du retrait.

Soit on considère que le retrait est **unitaire**, auquel cas $\Delta V = \Delta V_w$, et le critère $\Delta H/\Delta W$ s'identifie au critère de tropisme du retrait $\Delta H/(\Delta V/S_0)$ (Aitchison & Holmes, 1953 ; Towner, 1986).

Soit on considère que le retrait est **isotrope**, auquel cas $\Delta V/S_0$ se déduit de ΔH par :

$$\frac{\Delta V}{S_0} = \frac{V_0}{S_0} \cdot \left(1 - \left(1 - \frac{\Delta H}{H_0} \right)^3 \right) \quad (6.2),$$

et $\Delta H/\Delta W$ s'identifie, à un coefficient près, à la pente de la courbe de retrait (Yule & Ritchie, 1980a & b ; Braudeau, 1987 ; Mitchell, 1991 ; Mitchell & van Genuchten, 1992) :

$$\frac{\Delta V/S_0}{\Delta W} = \rho_w \cdot \frac{dv}{d\theta} \quad (6.3), \text{ (voir annexe 1).}$$

La condition d'isotropie du retrait peut s'écrire, dans le cas où l'échantillon a la forme d'un cube (figure 5-1) :

$$\Delta V = V_0 - V = H_0^3 - H^3,$$

et comme $\Delta H = H_0 - H$,

$$\Delta V = 3H_0^2 \Delta H - 3H_0 \Delta H^2 + \Delta H^3.$$

En divisant par la surface initiale occupée par le cube, on a

$$\frac{\Delta V}{S_0} = \frac{\Delta V}{H_0^2} = \Delta H \cdot \left(3 - 3 \frac{\Delta H}{H_0} + \left(\frac{\Delta H}{H_0} \right)^2 \right) \quad (6.4).$$

On obtient la même équation (6.4) quelle que soit la forme initiale de l'échantillon (cylindre, parallélépipède rectangle, ...).

Aitchison & Holmes (1953) négligent les deux derniers termes de la parenthèse du membre de droite de l'équation (6.4). En revanche, Tempany (1917) considère que, au vu des retraits linéaires qu'il mesure, ces 2 termes ne sont pas négligeables. Yule & Ritchie (1980a), quant à eux, ne négligent que le terme final.

Les valeurs des critères de tropisme du retrait obtenus pour ces différentes options sont présentées dans le tableau 6-1, pour les valeurs maximales de $\Delta H/H_0$ observées par Aitchison & Holmes (1953), et par Tempany (1917) et Yule & Ritchie (1980a). De toute évidence, seul le dernier terme peut être négligé. De plus, on constate que l'isotropie du retrait se manifeste par une valeur de $(\Delta V/S_0)/\Delta H$ légèrement inférieure à 3.

6.2 Tentatives de vérification de l'isotropie du retrait au laboratoire

On peut séparer les études ayant pour objectif la discussion de l'hypothèse d'isotropie du retrait, en 2 groupes, selon qu'elles cherchent à vérifier l'isotropie globale entre le début et la fin du retrait, ou qu'elles s'intéressent à l'évolution du tropisme tout au long du retrait.

6.2.1 Mesures globales du tropisme du retrait

Yule & Ritchie (1980a) montrent l'isotropie globale du retrait de cylindres de sol ($\varnothing = 9,9 \text{ cm}$; $H = 10 \text{ cm}$; $V \sim 0,77 \text{ dm}^3$), en rapportant le retrait relatif de la hauteur du cylindre ($\Delta H/H_0$) au retrait relatif de son diamètre ($\Delta \varnothing/\varnothing_0$, évalué à partir de la mesure de la circonférence : le retrait est donc supposé isotrope dans le plan horizontal). La valeur moyenne du rapport $(\Delta H/H_0)/(\Delta \varnothing/\varnothing_0)$ observée est de 1,00, mais avec toutefois une gamme de variation de 0,85 à 1,18. L'isotropie n'est donc pas strictement observée.

Braudeau (1987) propose une vérification de l'isotropie globale du retrait, en mesurant v à l'état humide (v_h) au départ de la courbe de retrait et à l'état sec à 105°C (v_{sec}) en fin de retrait. On a isotropie du retrait si la relation :

$$\frac{v_{sec}}{v_h} = \left(\frac{H_{sec}}{H_h} \right)^3 \quad (6.5)$$

est vérifiée. Cependant l'auteur ne donne aucun résultat de ce type dans ses publications ultérieures.

Dans le même ordre d'idées, Bronswijk (1990) étudie l'influence de la pression pédostatique sur la valeur du facteur r_s , qu'il considère comme caractérisant la "géométrie" du retrait :

$$\left(1 - \frac{\Delta V}{V} \right) = \left(1 - \frac{\Delta H}{H} \right)^{r_s} \quad (6.6)$$

Ce facteur sans dimension a été introduit par Rijniersce (1983, *in* Bronswijk, 1990), dans une étude sur des sols de polders, dans le but de caractériser la relation existant entre les variations de volume du sol et ses variations d'épaisseur. Bronswijk (1990) montre que le retrait de cylindres ($\varnothing = 7,7 \text{ cm}$; $H = 5 \text{ cm}$; $V \sim 0,23 \text{ dm}^3$) n'est isotrope ($r_s = 3$) que si les conditions de pression pédostatique sont égales ou supérieures à celles auxquelles était soumis l'échantillon *in situ*. Dans le cas contraire, qui est celui des échantillons de profondeur testés partout ailleurs dans la littérature, le retrait est anisotrope, avec un retrait latéral plus grand que le retrait vertical ($r_s > 3$).

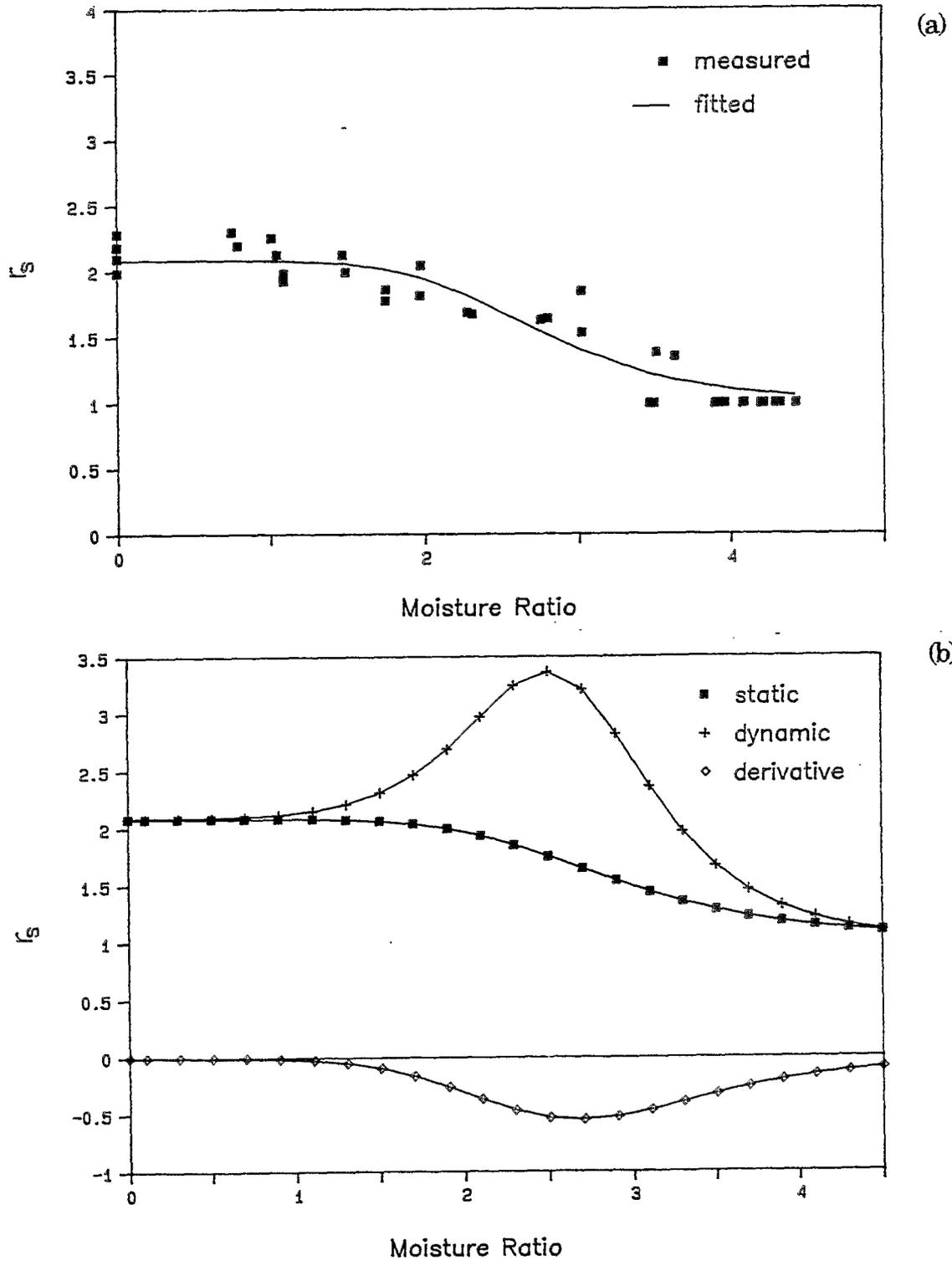


figure 6-1 : Evolution du facteur géométrique r_s , au cours du retrait d'un échantillon de sol de polder (Kim *et al.*, 1992). (a) : "static r_s "; (b) : "dynamic r_s ". La courbe dérivée est celle du "static r_s ".

Toutefois ces vérifications ne donnent aucune information sur le tropisme au cours du retrait.

6.2.2 Evolution du tropisme au cours du retrait

La mesure simultanée du retrait dans les 3 directions d'un repère orthonormé permet de tester l'isotropie (pour ces 3 directions) du retrait d'un échantillon tout au long de son retrait.

Ainsi, Yule & Ritchie (1980a) montrent qu'au cours du retrait la relation $\Delta H/H_0 = f(\Delta \varnothing/\varnothing_0)$ peut être décrite en régression linéaire par une droite de pente 0,99, en moyenne, ce qui est proche de 1. Mais les auteurs ne présentent aucune figure, ni aucune valeur caractérisant la qualité de l'ajustement linéaire (comme R^2 , par exemple). De plus, la gamme de variation des valeurs de pente observées est 0,88 à 1,10. L'isotropie du retrait n'est donc pas strictement vérifiée.

Berndt & Coughlan (1976) vérifient de la même manière (toujours en supposant le retrait isotrope dans le plan horizontal) l'isotropie du retrait de cylindres de sol ($\varnothing = 10,9$ cm ; $H \sim 10$ cm ; $V \sim 0,93$ dm³). Hallaire (1987 & 1991) montre que de petits agrégats (~ 1 cm³), issus d'un sol argileux, ont statistiquement un retrait isotrope.

En revanche, De Jong *et al.* (1983) constatent un retrait préférentiel vertical de leurs cylindres de sol ($V \sim 2$ dm³).

L'étude la plus illustrative est, à notre connaissance, celle de Kim *et al.* (1992). Ces auteurs étudient l'évolution du tropisme au cours du retrait de 2 façons :

- en calculant le facteur r_s utilisé par Bronswijk (1990), par rapport à l'état initial saturé, à chaque point de la courbe de retrait ("static r_s ") (figure 6-1a).
- en étudiant les valeurs instantanées de r_s ("dynamic r_s "; *i.e.* entre 2 points successifs de la courbe de retrait), calculées à partir de la courbe lissée "static r_s " = $f(\vartheta)$.

Leurs résultats (figure 6-1b) montrent que les valeurs instantanées de r_s peuvent être très variables au cours du retrait.

Boehler & Kabbaj (1985) constatent aussi que l'anisotropie du gonflement d'une bentonite compactée évolue avec sa teneur en eau.

Towner (1986) étudie l'influence d'un compactage sur le retrait d'un échantillon de kaolin. La pression appliquée est équivalente à la pression pédostatique d'une couche de 1 à 2 m de cette même argile saturée. Ses résultats indiquent que la compaction induit un comportement anisotrope de l'échantillon lors du retrait, avec un retrait préférentiel latéral (le retrait est amoindri dans la direction de la force de compaction). On peut toutefois considérer que l'échantillon conserve un comportement isotrope dans le plan horizontal.

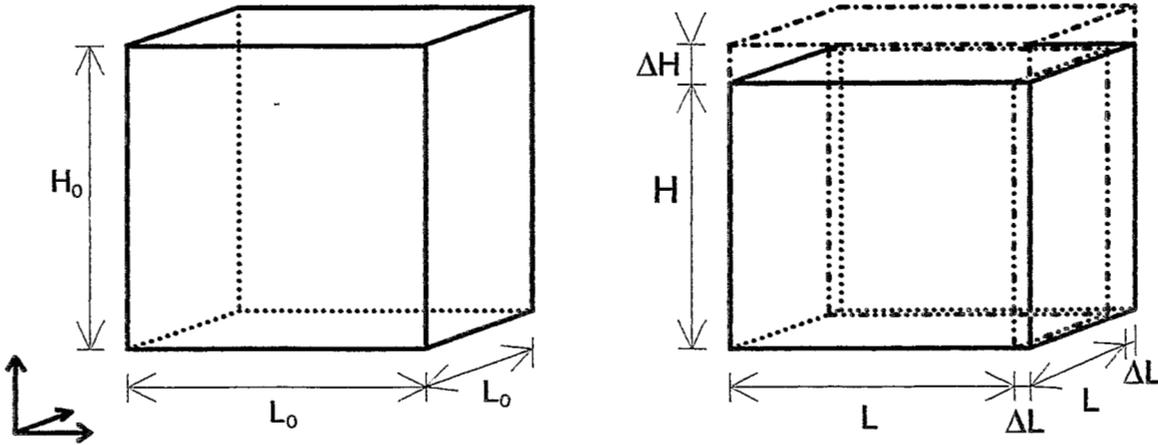


figure 6-2 : Modèle de retrait anisotrope d'un cube de sol, d'après Towner (1986).

tableau 6-2: $\varphi = dL/dH$, comme critère d'isotropie du retrait-gonflement, dans le cas du modèle de sol avec fissures verticales.

$\varphi = dL/dH$	dv_{sf}/dv
1	3, mouvement équidimensionnel isotrope
< 1	< 3, mouvement préférentiel vertical
> 1	> 3, mouvement préférentiel horizontal

Finalement, on remarquera que même si l'on montre que le critère d'isotropie que l'on utilise est vérifié, on ne sait rien du comportement du sol dans les directions de l'espace autres que celles du repère dans lequel on mesure le retrait. En d'autres termes, on ne sait pas si le comportement du sol est isotrope dans toutes les directions de l'espace.

6.3 La modification du modèle d'Aitchison & Holmes, proposée par Towner (1986)

Towner propose en 1986 un modèle d'interprétation des résultats du type de ceux obtenus par Aitchison & Holmes (1953) (*i.e.* mesures du retrait linéaire vertical de couches de sol), mais toujours **en supposant un retrait unitaire** du sol.

Il considère le retrait du sol comme isotrope dans le plan horizontal (figure 6-2) et en déduit une nouvelle expression du critère d'isotropie du retrait pour un cube de sol ($L_0 = H_0$) :

$$\frac{\Delta V/S_0}{\Delta H} = \left(1 + 2 \frac{\Delta L}{\Delta H}\right) - \left(2 \frac{\Delta L}{H_0} + \frac{\Delta L}{\Delta H} \cdot \frac{\Delta L}{H_0}\right) + \left(\frac{\Delta L}{H_0}\right)^2 \quad (6.7).$$

Si l'on néglige les 2 et 3èmes termes du membre droit de l'équation, comme le font Aitchison & Holmes (1953) pour l'équation du retrait isotrope, on obtient l'équation simplifiée suivante :

$$\frac{\Delta V/S_0}{\Delta H} = \left(1 + 2 \frac{\Delta L}{\Delta H}\right) \quad (6.8).$$

On peut alors considérer le rapport $\phi = \Delta L/\Delta H$ comme critère de tropisme du retrait (tableau 6-2). Ce critère s'écrit $\phi = (\Delta L/L_0)/(\Delta H/H_0)$, quand les dimensions initiales de l'échantillon ne sont pas égales. Il est alors identique au critère utilisé par Berndt & Coughlan (1976) et Yule & Ritchie (1980a) (§ 6.2.1).

Ce critère ne s'identifie pas au critère r_s de Bronswijk (1990), excepté lorsque l'on a de petites variations dV ou si ϕ est égal à 0 ou 1 (voir annexe 1), auquel cas les 2 critères sont liés par

$$r_s = 2 \phi + 1 \quad (6.9).$$

Towner (1986) propose comme limites vraisemblables à ϕ les valeurs suivantes :

$$\frac{1}{2} \leq \frac{\Delta L}{\Delta H} \leq 2 \quad (6.10).$$

C'est-à-dire que tout retrait horizontal ne peut être ni inférieur, ni supérieur à 2 fois le retrait vertical. Notons que Towner (1986) ne donne aucune base, ni théorique, ni expérimentale, à ces limitations. Si l'on suppose un retrait unitaire du sol, ces limitations correspondent, pour

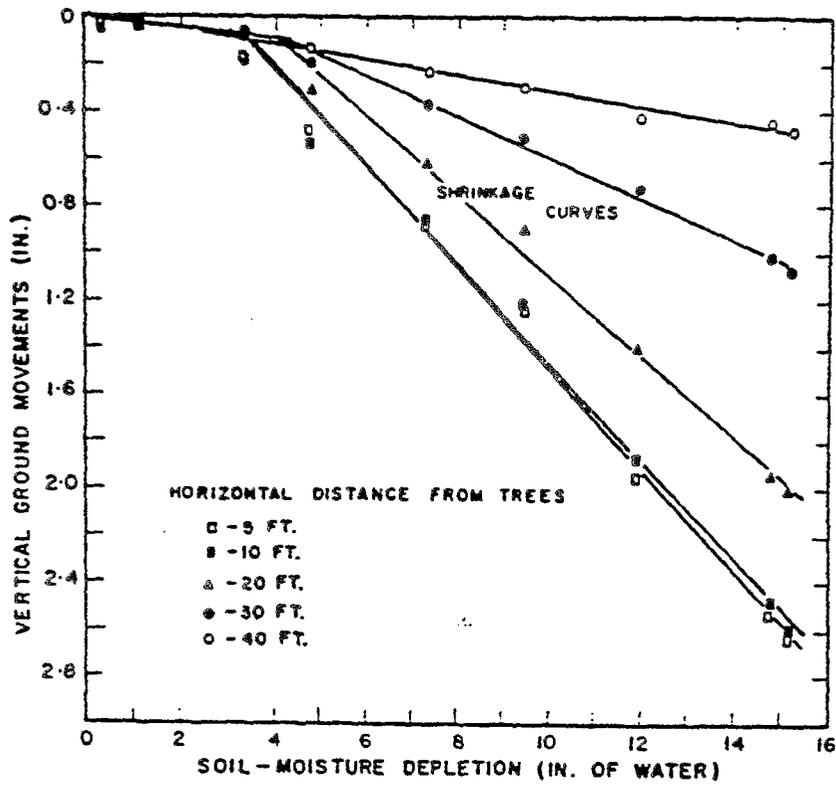


figure 6-3 : Mise en évidence d'un retrait structural, puis principal, *in situ*, par Bozozuk & Burn (1960). Le retrait est mesuré sur 60 cm de sol, la perte d'eau est estimée à partir des données climatiques.

le critère proposé par Aitchison & Holmes (1953), à

$$2 \leq \frac{\Delta W}{\Delta H} \leq 5 \quad (6.11).$$

C'est sur cette base que Towner (1986) justifie l'interprétation d'Aitchison & Holmes (1953) selon laquelle certains sols présentent une phase structurale ou résiduelle au cours de leur retrait ($\Delta W/\Delta H \gg 5$, pour les sols notés RB3, RB9 et BS2 par Aitchison & Holmes (1953)). Cette interprétation est confortée par les résultats de Bozozuk & Burn (1960) qui montrent, par des mesures de ΔH et ΔW tout au cours du retrait, que celui-ci comprend 2 phases, structurale et principale (figure 6-3).

Cabidoche & Voltz (1988) mettent en évidence, eux aussi, une phase de retrait structurale, dans des vertisols.

Enfin, Mitchell (1991) et Mitchell & Van Genuchten (1992) mettent en évidence les 3 phases du modèle de McGarry & Malafant (1987a) : retrait structural, principal et résiduel, sur un sol argilo-limoneux.

6.4 Proposition d'un modèle général d'interprétation des mesures de retrait-gonflement réalisées in situ

6.4.1 Le retrait d'une couche de sol

De nombreux auteurs discutent du retrait tridimensionnel, du retrait isotrope de sols, sans qu'ils ne définissent pour autant de manière précise à quel objet pédologique particulier ils se réfèrent (une couche de sol, un cube de sol, une motte,...).

A ce propos, il est important de rappeler que **parler du retrait "isotrope" d'une couche de sol est un non-sens**. En effet, un tel objet pédologique n'est défini que dans une seule dimension (verticale). Son retrait ne peut donc être que **monodimensionnel**.

Toute discussion sur le caractère isotrope du retrait ne peut porter que sur un volume de sol, que l'on devra préciser. Par exemple, le sol, considéré en dehors de ses fissures verticales (et le plus souvent assimilé à un ensemble de parallélépipèdes) ; ou bien, le sol, considéré en dehors des fissures présentant une largeur supérieure à 1 cm ; etc.

6.4.2 Modèle à compartiments de porosité

Dans le modèle proposé par Aitchison & Holmes (1953), et modifié par Towner (1986), on distingue 2 types de volumes poraux (figure 6-2) :

- un volume poral "virtuel", qui se développe à la surface du sol, lorsque celle-ci s'abaisse, ou qui disparaît lorsque celle-ci s'élève. Ce volume ne fait pas partie du

sol, mais contribue à l'accommodation spatiale des variations de volume du sol.
 - un volume poral de fissures verticales, qui délimite des blocs de sol séparés. On considère que ces fissures se développent de manière homogène sur toute la profondeur considérée.

On peut distinguer au sein du sol autant de compartiments de porosité que l'on veut. Soit n compartiments poraux p_1, p_2, \dots, p_n . Chaque compartiment poral p_i est constitué de deux phases, une phase aqueuse et une phase gazeuse. En termes de volume massique (c'est-à-dire en rapportant le volume du compartiment poral p_i à la masse de solides du volume total de sol), on a :

$$v_{p_i} = v_{w(p_i)} + v_{a(p_i)} \quad (6.12),$$

où v_{p_i} , $v_{w(p_i)}$ et $v_{a(p_i)}$ sont respectivement les volumes massiques total, d'eau et d'air du i ème compartiment poral p_i .

Dans le cas le plus général, l'équation du volume massique total du sol s'écrit :

$$v = v_s + v \left(s \sum_{i=1}^n p_i \right) + v \left(a \sum_{i=1}^n p_i \right) + \sum_{i=1}^n v_{w(p_i)} + \sum_{i=1}^n v_{a(p_i)} \quad (6.13),$$

avec

$$v \sum_{i=1}^n p_i = v_s + v \left(s \sum_{i=1}^n p_i \right) + v \left(a \sum_{i=1}^n p_i \right) \quad (6.14),$$

où $v \sum_{i=1}^n p_i$, $v \left(s \sum_{i=1}^n p_i \right)$ et $v \left(a \sum_{i=1}^n p_i \right)$ sont les volumes massiques total, d'eau et d'air du sol

matriciel, c'est-à-dire du sol sans les volumes poraux p_1 à p_n (le sol matriciel comprend donc la totalité de la phase solide du sol), et où v_s est le volume massique de solides du sol.

La variation de volume massique total du sol entre 2 états hydriques s'écrit alors :

$$\Delta v = \Delta v \sum_{i=1}^n p_i + \sum_{i=1}^n \Delta v_{p_i} \quad (6.15),$$

où $\Delta v \sum_{i=1}^n p_i$ est la variation du volume massique du sol matriciel, et Δv_{p_i} est la variation du

volume massique du i ème compartiment poral p_i .

L'équation (6.13) se simplifie si l'un (ou plusieurs) compartiment(s) est (sont) toujours vide(s) d'eau.

Ainsi, dans le cas où tous les volumes poraux p_1, p_2, \dots, p_n considérés sont toujours vides d'eau, l'équation (6.13) se simplifie en :

$$v = v_s + v_w + v \left(a \sum_{i=1}^n p_i \right) + \sum_{i=1}^n v_{p_i} \quad (6.16),$$

avec

$$v \sum_{i=1}^n p_i = v_s + v_w + v \left(a \sum_{i=1}^n p_i \right) \quad (6.17).$$

Cette dernière simplification implique que les volumes poraux considérés appartiennent à la macroporosité du sol (au sens de Germann & Beven (1981), *i.e.* dans laquelle les phénomènes liés à la capillarité sont négligeables, et donc qui ne retient pas d'eau lorsque le sol est en état d'équilibre). En effet, le sol doit être considéré en état d'équilibre ou de quasi-équilibre. Tout volume poral participant au transfert de l'eau, en contient forcément pendant les phases d'infiltration, ne serait-ce qu'un court moment (cas des grosses fissures). Même en dehors des phases d'infiltration, certains volumes poraux inter-mottes retiennent une quantité non négligeable d'eau (Stengel, 1979). Dans le cas le plus courant, seuls quelques compartiments de porosité pourront être considérés comme vides d'eau quel que soit l'état d'équilibre ou de quasi-équilibre considéré. Tout dépendra du type de compartiments de porosité distingués par le modèle.

Les composantes porales du sol peuvent se développer selon une seule direction, comme c'est le cas du volume "virtuel" créé à la surface du sol par affaissement de celle-ci, selon deux directions (horizontales, pour les fissures verticales), mais aussi selon les trois directions de l'espace, ainsi qu'il est illustré dans l'exemple suivant.

6.4.3 Exemple d'application : cas d'un sol avec fissures verticales et horizontales

Nous formaliserons tout d'abord, l'objet pédologique supposé par le modèle que nous allons présenter :

Soit \mathcal{R} , un volume de sol homogène du point de vue des ses propriétés physiques intensives (masse volumique apparente, masse volumique de solides, teneur en eau, température, comportement au retrait-gonflement, ...). \mathcal{R} est de taille adaptée à l'étude *in situ* des variations de volume de sol, à l'aide des outils de mesure dont on dispose. \mathcal{R} vérifie les 4 hypothèses suivantes :

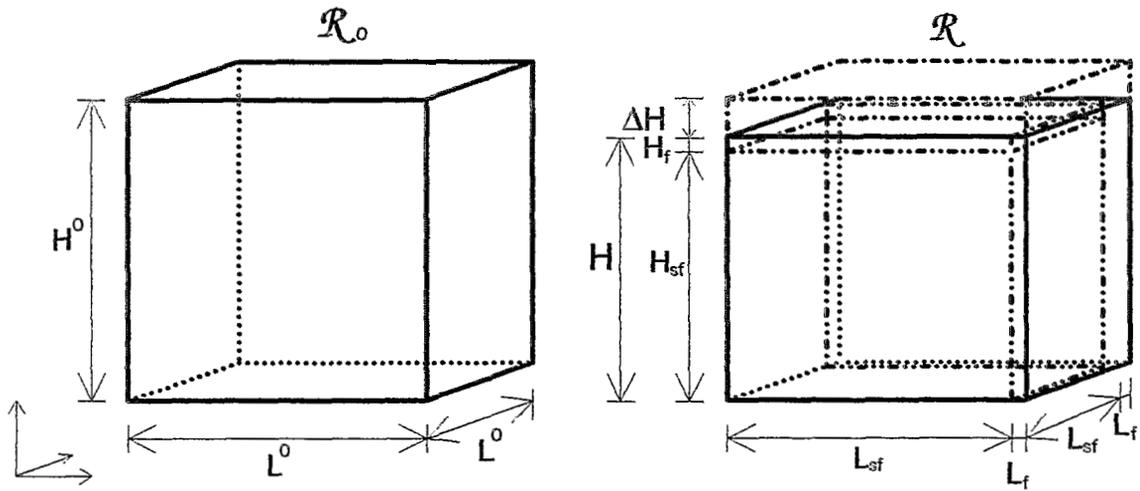


figure 6-4 : Modèle de variation volumique du sol, à fissures verticales (L_v) et horizontales (H_f).

- H1 : \mathcal{R} est assimilable à un parallélépipède rectangle de hauteur H et de dimensions horizontales L_1 et L_2 .
- H2 : La quantité et la qualité de la phase solide contenue dans \mathcal{R} est constante au cours du temps (il n'y a pas d'entrée ou de sortie d'éléments de la phase solide du sol dans ou hors de \mathcal{R} ; la phase solide de \mathcal{R} ne s'altère pas au cours du temps).
- H3 : La température de \mathcal{R} ne varie pas.
- H4 : Le comportement de \mathcal{R} est isotrope dans le plan horizontal ($dL_1 = dL_2 = dL$).

Pour simplifier les calculs, on prendra \mathcal{R} avec une base carrée ($S = L^2$).

Introduisons au modèle à fissures verticales de Aitchison & Holmes (1953) une autre composante correspondant aux fissures qui se développent préférentiellement dans le plan horizontal (Hallaire, 1988b ; Mitchell, 1991). Bien que la force de gravité s'exerçant sur le sol tende à s'opposer à la création de fissures horizontales, on peut supposer que les forces de cohésion existant dans le sol situé au dessus de la fissure horizontale sont telles qu'elles peuvent empêcher le sol de s'effondrer dans la fissure. Ces fissures horizontales ne constituent vraisemblablement pas un volume important, en tous cas beaucoup moins important que celui des fissures verticales. Nous supposerons que les fissures horizontales sont assimilables à un volume se développant de manière homogène en tout point de la surface du sol, dans la direction verticale, comme c'est le cas des fissures verticales dans les directions horizontales. Nous noterons H_f l'épaisseur de ce volume, et H_{sf} , l'épaisseur équivalente du sol sans fissures horizontales. Donc l'épaisseur H du sol s'écrit (figure 6-4) :

$$H = H_{sf} + H_f, \text{ donc : } \quad \Delta H = \Delta H_{sf} + \Delta H_f$$

De même, la largeur du volume de fissures verticales développé dans l'une des 2 directions horizontales sera notée L_f , et la largeur du sol en dehors de ce volume, L_{sf} . On aura donc :

$$\Delta L_{sf} = - \Delta L_f.$$

Notons V_{fv} , le volume des fissures verticales, et V_{fh} , le volume de fissures horizontales.

Aux 4 hypothèses précédentes, ajoutons en une cinquième :

- H5 : les volumes de fissures V_{fv} et V_{fh} sont toujours vides d'eau.

L'équation (6.13) s'écrit donc, pour ce cas de figure :

$$v = v_s + v_w + v_{a(sf)} + v_{fv} + v_{fh} \quad (6.18),$$

où $v_{a(sf)}$ est le volume massique d'air du sol matriciel (sans fissure), v_{fv} , le volume massique de fissures verticales et v_{fh} , le volume massique de fissures horizontales.

La taille de \mathcal{R} évolue au cours du temps. On s'intéressera à cette évolution à partir d'un état

de référence \mathcal{R}_0 au temps t_0 , tel que :

$$V_{fv}^0 = 0 \text{ et } V_{fh}^0 = 0, \text{ soit } H_f^0 = 0 \text{ et } L_f^0 = 0, \text{ donc } H_{sf}^0 = H^0 \text{ et } L_{sf}^0 = L^0.$$

C'est-à-dire qu'à l'état initial, le volume de sol considéré n'a ni fissures verticales, ni fissures horizontales.

$$\text{Donc } H^0 = H_f + H_{sf} - \Delta H \quad \text{et} \quad L^0 = L_f + L_{sf}.$$

Par convention, on adoptera la convention de signes suivante. Pour un retrait du sol, les variations de volume du sol avec ou sans fissures seront négatives ($\Delta V_{sf} < 0$; $\Delta V < 0$) ; celles des dimensions des volumes poraux (fissures et volume "virtuel" de surface) seront notées positivement ($\Delta H > 0$; $\Delta L_f > 0$; $\Delta H_f > 0$) ; celles des dimensions du sol "matriciel" seront notées par conséquent négativement ($\Delta L_{sf} < 0$; $\Delta H_{sf} < 0$).

Finalement, on ajoutera, pour simplifier les calculs, une sixième hypothèse à notre modèle.

\mathcal{R}_0 devra vérifier :

$$\text{- H6 : } \mathcal{R}_0 \text{ est un cube } (H^0 = L^0)$$

Soit V_{sf} , le volume de sol matriciel, sans fissure. On a :

$$V = V_{sf} + V_{fv} + V_{fh} \quad (6.19).$$

Sur la base de la figure 6-4, on peut écrire l'évolution du volume de sol sans fissures :

$$\Delta V_{sf} = V_{sf} - V_{sf}^0 = H_{sf} \cdot L_{sf}^2 - H^0 \cdot (L^0)^2 = (H^0 - \Delta H - \Delta H_f) \cdot (L^0 - \Delta L_f)^2 - H^0 \cdot (L^0)^2$$

soit

$$\begin{aligned} \Delta V_{sf} = & H^0 \cdot (L^0)^2 - \Delta H \cdot (L^0)^2 - \Delta H_f \cdot (L^0)^2 - 2\Delta L_f \cdot L^0 \cdot H^0 + 2\Delta L_f \cdot \Delta H \cdot L^0 + 2\Delta H_f \cdot \Delta L_f \cdot L^0 \\ & + \Delta L_f^2 \cdot H^0 - \Delta L_f^2 \cdot \Delta H - \Delta H_f \cdot \Delta L_f^2 - H^0 \cdot (L^0)^2 \end{aligned}$$

$$\text{soit } \Delta V_{sf} = \Delta V - \Delta V_{fv} - \Delta V_{fh} \quad (6.20),$$

$$\text{avec } \Delta V = -\Delta H \cdot S^0 \quad (6.21),$$

$$\Delta V_{fv} = 2\Delta L_f \cdot L^0 \cdot H^0 - 2\Delta L_f \cdot \Delta H \cdot L^0 - \Delta L_f^2 \cdot H^0 + \Delta L_f^2 \cdot \Delta H \quad (6.22),$$

$$\text{et } \Delta V_{fh} = \Delta H_f \cdot S^0 - 2\Delta H_f \cdot \Delta L_f \cdot L^0 + \Delta H_f \cdot \Delta L_f^2 \quad (6.23).$$

Comme \mathcal{R}_0 est un cube ($H^0 = L^0$), ΔV_{fv} peut s'écrire :

$$\Delta V_{iv} = 2\Delta L_f \cdot S^0 - 2\Delta L_f \cdot \Delta H \cdot L^0 - \Delta L_f^2 \cdot H^0 + \Delta L_f^2 \cdot \Delta H \cdot$$

Si les variations de L_f et de H_f sont suffisamment petites, on a :

$$\delta V_{fh} \approx \delta H_f \cdot S \quad (6.24.a) \quad \text{et} \quad \delta V_{iv} \approx 2\delta L_f \cdot S \quad (6.24.b).$$

Si l'on ne distingue maintenant plus les fissures verticales des fissures horizontales, on peut donc considérer un seul volume V_f se développant dans les trois directions. On a alors :

$$\Delta V_f = \Delta V_{iv} + \Delta V_{fh}.$$

Un petit accroissement de V_f s'écrit alors :

$$\delta V_f = (2\delta L_f + \delta H_f) \cdot S$$

L'application de ce type de modèle à un sol implique un "découpage" pertinent du sol en des volumes poreux distincts et ordonnés. Par exemple : le volume virtuel (issu des variations de la surface du sol), puis le volume de fissures verticales, puis le volume de fissures horizontales, pour le modèle précédent. Si l'on avait considéré les fissures horizontales avant les fissures verticales, on aurait à la place des équations (6.22) et (6.23) des expressions différentes :

$$\Delta V_{iv} = 2\Delta L_f \cdot S^0 - 2\Delta L_f \cdot \Delta H \cdot L^0 - 2\Delta H_f \cdot \Delta L_f \cdot L^0 - \Delta L_f^2 \cdot H^0 + \Delta L_f^2 \cdot \Delta H + \Delta H_f \cdot \Delta L_f^2$$

et

$$\Delta V_{fh} = \Delta H_f \cdot S^0.$$

Ceci est lié au fait que, si l'on a affaire à un volume poral réticulé que l'on veut séparer en composantes verticale et horizontale, on doit choisir dans quelle composante on doit placer les intersections. Celles-ci peuvent être en effet considérées indifféremment comme faisant partie de la composante verticale ou horizontale de la porosité. Ce choix est généralement guidé par la hiérarchie que l'on donne aux différents compartiments de la porosité, et que l'on peut représenter le plus souvent comme un emboîtement, depuis l'échelle microscopique jusqu'à l'échelle macroscopique.

Cette nuance ne s'applique qu'aux larges variations des volumes poreux considérés, puisque les approximations que l'on peut faire des petites variations de V_{fh} et V_{iv} (δV_{fh} et δV_{iv}) conduisent au même résultat dans les deux cas (équations 6.24.a et 6.24.b).

6.4.4 Vérification in situ de l'isotropie du retrait

A. Principe

Dans le prolongement du modèle de Towner (1986 ; cf. § 6.3), on peut déduire du modèle qui vient d'être présenté, un critère de tropisme du retrait qui s'écrit alors :

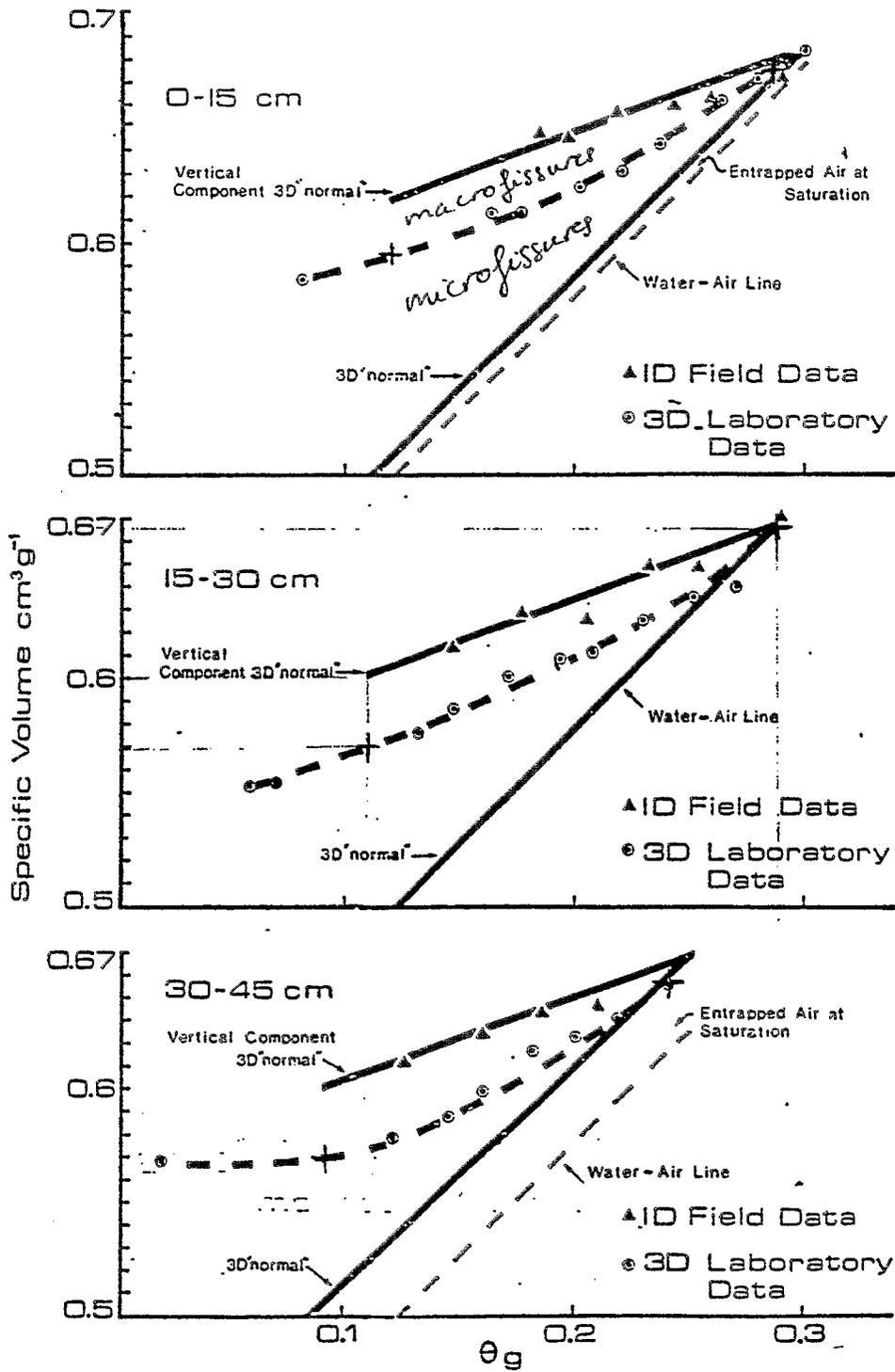


figure 6-5 : Comparaison du retrait mesuré au champ ("1D Field Data") à celui mesuré au laboratoire sur cylindres de sol ("3D Laboratory Data"), par Perroux *et al.* (1974).

$$\varphi = \frac{\Delta L_{sf}}{\Delta H_{sf}} = \frac{\Delta L_f}{\Delta H_f - \Delta H} \quad (6.25).$$

Ce critère caractérise le retrait du sol "matriciel".

De manière générale, quand on voudra tester l'isotropie du retrait à partir de mesures de terrain, on devra être en mesure de :

1° / mesurer les différents volumes poraux que l'on distingue au sein du sol, par rapport au sol "matriciel". On peut le faire

- soit directement, à partir de mesures directes des différents volumes poraux : par exemple, en mesurant les variations d'épaisseur ΔH du sol pour estimer les variations de son volume total ; on peut mesurer les variations du volume de fissures verticales en mesurant la profondeur, la largeur et la fréquence de celles-ci (Lachenbruch, 1961 ; Zein-el-Abidine & Robinson, 1971). Ainsi, pour le modèle précédant, on peut calculer le critère d'isotropie du retrait à partir des variations de volume total du sol et des fissures qu'il contient :

$$\varphi = \frac{\Delta v_{fv}}{2(\Delta v_{fv} - \Delta v)} \quad (6.26.a)$$

- soit indirectement, à partir de mesures de masse volumique sèche sur des échantillons du sol incluant successivement les différents volumes poraux à quantifier. Ainsi, pour le modèle précédant, on pourra mesurer parallèlement les volumes massique du sol dans son entier, du sol en dehors des fissures verticales v_{sfv} et du sol matriciel (en dehors de toute fissure) v_{sf} :

$$\varphi = \frac{\Delta v - \Delta v_{sfv}}{2(\Delta v_{sfv} - \Delta v_{sf} - \Delta v)} \quad (6.26.b).$$

2° / pouvoir répartir les différents volumes poraux mesurés dans les différentes directions de l'espace. C'est le rôle du modèle de comportement du sol que l'on a défini.

L'élaboration d'un tel modèle implique de connaître ou, plus généralement, de **supposer** quelle peut être la **géométrie de la déformation** du sol que l'on étudie. On donne ainsi une forme géométrique simplifiée au volume de sol matriciel, le plus souvent celle d'un **parallélépipède rectangle** (Fox, 1964 ; Giraldez *et al.*, 1983 ; Hallaire, 1988b ; ...). Les volumes poraux complémentaires se répartissent alors en niveaux **hiérarchisés** de **fissures** verticales et horizontales. On remarquera le caractère très simplificateur de cette étape.

B. Exemples

Les premières recherches allant dans cette direction se sont le plus souvent limitées à quantifier les différents espaces poraux considérés.

travaux de White (1962)

La première tentative de caractérisation de différents volumes poreux, au sein du sol en place, est, à notre connaissance, celle de White (1962). A partir de mesures *in situ* des variations d'épaisseur du sol, de mesures destructives de masse volumique (sur des volumes d'environ 40 à 60 dm³), et de mesures au laboratoire du retrait de mottes issues de ces cylindres, l'auteur tente une répartition du retrait du sol entre sa variation d'épaisseur et sa variation de porosité inter-mottes. Toutefois, ses données sont fragmentaires et ne correspondent pas à des gammes de teneur en eau identiques (celles-ci sont d'ailleurs mal précisées) : les variations de masse volumique des mottes sont mesurées entre le point de flétrissement et l'état sec à 105 °C, alors que les variations d'épaisseur du sol sont mesurées entre un état humide non défini précisément et le point de flétrissement.

travaux de Perroux et al. (1974)

Perroux *et al.* (1974) évaluent statistiquement à partir de mesures au cylindre ($V \sim 0,38$ dm³) la variation de masse volumique sèche des couches de sol et obtiennent des résultats compatibles avec un comportement de retrait unitaire isotrope du sol situé en dehors des fissures verticales (figure 6-5). C'est-à-dire que le retrait de la couche de sol vérifie à peu près $s = \Delta v / \Delta v_w = 1/3$.

En revanche, le retrait de cylindres (~ 2 dm³), prélevés en dehors des fissures visibles *in situ*, appelées par les auteurs "macrofissures", est résiduel. Cette entrée d'air est attribuée au développement de fissures, dénommées par les auteurs "microfissures", au sein des cylindres au cours du retrait, le retrait du sol situé en dehors de ces microfissures étant supposé unitaire et isotrope.

On peut chercher à interpréter ces résultats en terme de tropisme du retrait, selon la démarche présentée au § A. Si l'on suppose que :

- d'une part, le volume des "macrofissures" est assimilable à un volume vertical homogène sur toute l'épaisseur de la couche de sol ; on a donc affaire à un modèle de sol ne distinguant que les fissures verticales visibles *in situ*.
- d'autre part, les mesures au cylindre des variations de masse volumique sèche des couches de sol sont effectivement représentatives, et que le comportement des cylindres étudiés au laboratoire est effectivement représentatif du sol situé en dehors des macrofissures,

alors on peut calculer le critère ϕ de l'isotropie du retrait du sol situé en dehors des macrofissures, par :

$$\phi = \frac{\frac{\Delta v_{sf}}{\Delta v} - 1}{2} \quad (6.27).$$

On obtient 0,22, 0,30 et 0,28 pour les horizons 0-15, 15-30 et 30-45 cm, respectivement, du sol étudié par Perroux *et al.* (1974). Les volumes de sol, isolés par les macrofissures, présentent donc un retrait préférentiel vertical très net, 3 à 5 fois supérieur au retrait latéral. Le retrait du sol, situé en dehors des macrofissures, n'est donc pas isotrope. Cet exemple montre bien qu'il est important, lorsque l'on discute de l'isotropie du retrait, de bien préciser de quel volume de sol on parle, et que la seule mesure de la variation d'épaisseur d'une couche de sol ne permet pas de préciser le comportement des éléments structuraux qui la compose. Ainsi, même si la couche de sol se comporte "comme si elle était composée de cubes ayant un retrait unitaire et isotrope", on constate qu'en fait il y a entrée d'air dans les cubes et que ceux-ci ont un retrait anisotrope.

Perroux *et al.* (1974) réussissent à se ramener à un retrait unitaire isotrope en attribuant le volume d'air qui se développe dans les cylindres étudiés au laboratoire, à des "microfissures" verticales, qui seraient en fait responsables du retard du retrait latéral observé sur ces cylindres. Parallèlement, le sol situé en dehors des macro et des microfissures est **supposé** suivre un retrait unitaire isotrope. Mais les auteurs ne vérifient pas cette hypothèse et ne vérifient pas le retrait réel du sol en dehors des fissures.

Les auteurs changent donc de modèle, passant d'un modèle qui ne distingue qu'un seul compartiment de porosité (fissures verticales), à un modèle qui en distingue deux (macro et microfissures). Par ailleurs, ils ne vérifient pas toutes les hypothèses qu'ils émettent (retrait unitaire isotrope du sol "matriciel").

travaux de Voltz & Cabidoche (1987)

Voltz & Cabidoche (1987) développent un modèle de variation de volume du sol, adapté au cas de sols hétérogènes. En partant d'un modèle où le sol est composé de cubes homogènes ayant un retrait unitaire isotrope, ils montrent que les valeurs moyennes de ΔH et de $\Delta \theta$, calculées à partir d'un échantillonnage adapté (une mesure par cube), permettent d'accéder à la variation moyenne du volume du sol Δv (composé de l'ensemble des cubes) par les mêmes équations que dans le cas d'un sol homogène, sous réserve d'approximations du type de celles faites par Aitchison & Holmes (1953) et Towner (1986) (cf. § 6.1 et § 6.3). Ils définissent ainsi un milieu homogène équivalent au milieu naturel hétérogène (un vertisol), dont ils mesurent les variations de volume massique.

Les auteurs considèrent que l'hypothèse d'isotropie du retrait rend bien compte de la réalité. Cependant on remarque dans plusieurs cas des valeurs de $\Delta W/\Delta H$ inférieures à 3, que l'on peut interpréter, si l'on considère que le retrait du sol entre les fissures est toujours unitaire, comme un retrait préférentiel vertical (Cabidoche & Voltz, 1988). Par exemple, la valeur indiquée par Cabidoche *et al.* (1986), $\Delta W/\Delta H = 2,3$, correspondrait alors à un critère d'isotropie ϕ de 0,65 : le retrait vertical serait donc presque le double du retrait latéral.

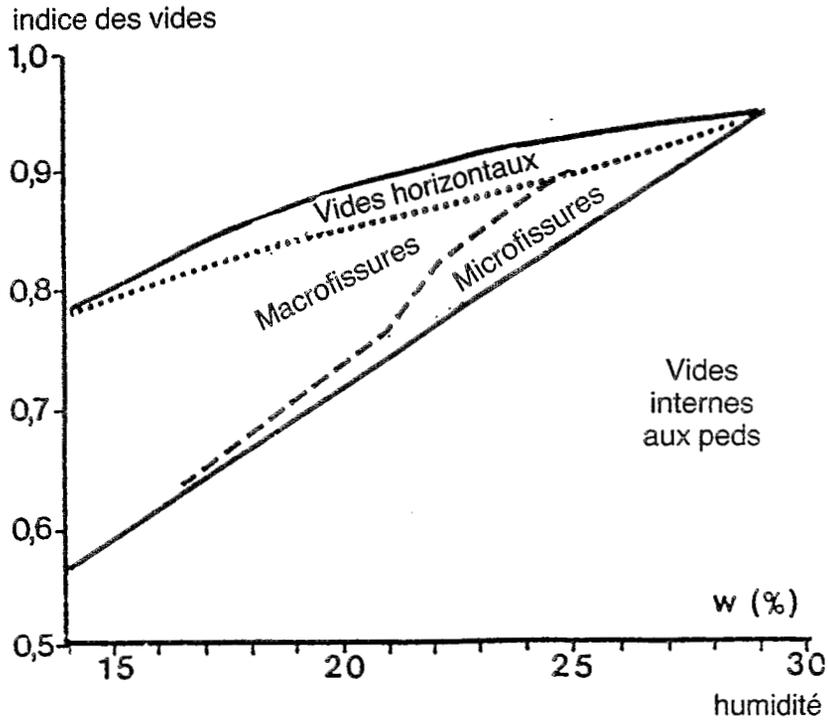


figure 6-6 : Modèle à 3 compartiments de porosité d'Hallaire (1988b).

travaux de Hallaire (1987, 1988a, b & c)

Les travaux les plus poussés dans l'interprétation du comportement du sol en place sont ceux de Hallaire (1988c).

Hallaire (1987) mesure l'affaissement de la couche de sol argileux, et vérifie d'autre part au laboratoire que le retrait des agrégats qui composent cette couche, est bien isotrope. Parallèlement, il mesure les variations de masse volumique des mottes et des agrégats (Hallaire, 1988a).

La répartition des différents volumes poraux ainsi mesurés se fait sur la base d'un modèle de fissuration du sol (Hallaire, 1988b), qui distingue 3 compartiments poraux (figure 6-6) :

- des fissures verticales entre les mottes du sol
- des fissures verticales entre les agrégats ("peds") constituant les mottes
- un volume fissural horizontal, dont l'auteur ne peut préciser la localisation,

qui séparent des éléments structuraux de forme cubique.

Hallaire (1988b) a clairement identifié l'hypothèse sous-jacente aux modèles d'interprétation hiérarchisée de la porosité du sol, du type de celui présenté au § 6.4.3 : tout modèle nécessite une hypothèse sur la forme et l'arrangement géométriques des éléments structuraux.

6.5 Conclusion sur l'isotropie du retrait

Selon Braudeau (1987), le caractère isotrope du retrait est lié à celui de l'espace poral concerné par le départ d'eau. Une éventuelle anisotropie du retrait s'exprimerait, selon lui, plutôt en début de retrait, lors de la phase structurale. En effet, les gros pores qui se vident lors de cette phase de retrait, se répartissent de manière le plus souvent anisotrope dans le sol. Les porosités biologique et fissurale se développent en général dans un plan préférentiellement vertical. Cette anisotropie du retrait structural devrait avoir un effet limité sur l'isotropie globale du retrait, car le volume du sol varie peu lors de cette phase du retrait (opposition d'une macroporosité stable à une microporosité déformable). Le retrait lié au retrait de la microporosité devrait être isotrope, à moins d'une orientation préférentielle des particules argileuses.

Cette approche rejoint celle de Yule & Ritchie (1980a) qui considèrent que le retrait isotrope qu'ils observent sur leurs cylindres est à mettre en relation avec une orientation aléatoire des particules d'argile.

On constate d'autre part que le compactage d'échantillons remaniés induit une anisotropie du retrait (Towner, 1986). Là aussi, cette anisotropie est mise en relation avec une orientation préférentielle des particules argileuses (Boehler & Kabbaj, 1985).

De manière générale, l'isotropie du retrait n'est vérifiée que sur de petits volumes de sol. Lorsque l'on passe à des volumes plus gros, on constate bien souvent un comportement anisotrope (Hallaire, 1991). Dans les travaux consacrés à l'étude à différents niveaux

d'organisation des phénomènes de retrait-gonflement du sol, on ne peut que constater le manque d'étude du tropisme du retrait, les auteurs préférant simplement supposer l'isotropie du retrait.

Finalement, on constate que l'hypothèse d'un retrait isotrope est tout aussi forte que celle du retrait unitaire.

Comme pour le retrait unitaire, l'isotropie du retrait constitue une norme, qui n'est que rarement strictement vérifiée. Là aussi, on peut définir une tolérance concernant les déviations à la norme, mais il faudrait en tout cas l'explicitier clairement.

Towner (1986) avait indiqué une gamme de valeurs possibles pour le critère ϕ de tropisme (cf. § 6.3). Les valeurs que nous avons obtenues à partir des données de Perroux *et al.* (1974), indique que le comportement du sol, en dehors des macrofissures, ne se situe pas dans cette gamme. Ceci met en évidence le manque de références expérimentales sur l'isotropie du retrait, à différentes échelles de volume.

Enfin, nous ferons 2 considérations sur ce problème de l'isotropie du retrait :

1° / On ne peut pas vérifier l'isotropie absolue de la variation de volume du sol, car on ne peut pas mesurer sa déformation dans toutes les directions de l'espace (Towner, 1986)

2° / La vérification de l'isotropie du retrait ne peut se faire, dans les 3 directions du repère de l'espace que l'on se donne, que dans la mesure où l'on est capable de décrire simplement la géométrie du volume de sol considéré dans ce repère. Cette hypothèse est peu réaliste, sauf dans certains cas particuliers, qui sont ceux sur lesquels les quelques études d'isotropie présentées ont été réalisées : vertisols à horizons B prismatiques, sols argileux à structure à tendance cubique. Hallaire (1988b) précise très clairement que le modèle de fissuration qu'il propose perd toute sa signification, si l'on abandonne l'hypothèse d'orthogonalité des éléments structuraux.

CHAPITRE 7 : CONCLUSION SUR L'ETUDE EXPERIMENTALE DES PHENOMENES DE RETRAIT - GONFLEMENT DANS LES SOLS

Si l'étude des phénomènes de retrait-gonflement du sol est intéressante à plusieurs titres (cf. chap. 1), les **difficultés expérimentales** rencontrées sont importantes.

La façon la plus simple de caractériser les propriétés de retrait-gonflement d'un sol consiste à déterminer la valeur d'une grandeur globale, synthétique du comportement du sol observé (exemple : COLE, ... ; cf. chap. 2). Mais nous avons vu que ces grandeurs ne sont bien souvent pas adaptées à la caractérisation du sol dans des conditions pédologiques naturelles. D'où un travail important développé sur les courbes de retrait d'échantillons de sol.

Différents modèles ont été proposés pour décrire les courbes de retrait d'échantillons de sol (chap. 3). Ils permettent de caractériser le comportement du sol par quelques paramètres. On constate une évolution vers des modèles de plus en plus complexes : on passe d'un modèle en ligne brisée à 3 paramètres (Yule & Ritchie, 1980a), à un modèle à 7 paramètres faisant intervenir des fonctions exponentielles ou polynomiales (Braudeau, 1988d ; Tariq & Durnford, 1993). Les modèles les plus récents (McGarry & Malafant, 1987a ; Braudeau, 1988d ; Tariq & Durnford, 1993) rendent bien compte des courbes de retrait les plus courantes, de forme sigmoïdale, mais ils ne sont pas adaptés à la diversité des formes de courbe de retrait obtenues pour l'ensemble des sols.

On trouve généralement peu d'information sur la précision de la détermination de la courbe de retrait. Or cette donnée est importante lorsqu'il s'agit d'appliquer un modèle à une courbe de retrait : on peut en effet s'interroger sur l'intérêt d'appliquer un modèle élaboré et complexe à des données peu précises, alors qu'il existe des modèles plus simples rendant aussi bien compte des données compte tenu de la précision de celles-ci. On peut alors se demander si l'évolution constatée vers des modèles à complexité croissante est justifiée, si tous les paramètres proposés ont une réelle importance dans la caractérisation des propriétés de retrait-gonflement des sols. Il convient donc de prendre un certain recul vis-à-vis des modèles que l'on utilise, et notamment d'avoir conscience que les normes et les hypothèses du modèle que l'on s'appête à utiliser, ne s'appliquent pas forcément au cas étudié. On devra s'attacher à **vérifier systématiquement les hypothèses sous-jacentes au modèle** que l'on utilise, et à préciser la tolérance que l'on admet vis-à-vis de la vérification de ces hypothèses.

L'intérêt de l'étude des propriétés de retrait-gonflement du sol sur échantillon est amoindri par les problèmes de **représentativité du comportement de l'échantillon par rapport à celui du sol en place** (chap. 4). Plusieurs travaux ont montré l'influence de la taille

et du type d'échantillon utilisé pour déterminer la courbe de retrait, ainsi que du protocole expérimental (réhumectation préalable de l'échantillon, méthodes de mesure). A notre avis, un gros travail **méthodologique** de laboratoire reste à faire concernant ce dernier aspect du problème (rôle du protocole expérimental). L'ensemble des difficultés d'interprétation des courbes de retrait mesurées sur échantillon, liées aux problèmes de représentativité du comportement de l'échantillon par rapport au sol en place, renforce l'intérêt d'une approche de terrain des phénomènes de retrait-gonflement.

Malheureusement, les **méthodes de terrain** d'étude du retrait-gonflement, qu'elles soient destructrices (méthodes par prélèvements de sol) ou non (gammamétrie, variations d'épaisseur de couches de sol), n'apportent pas de réponse définitive à ces problèmes (chap. 5). Si elles permettent de supprimer certains inconvénients par rapport aux méthodes de laboratoire (régime hydrique, contraintes pédostatiques, conditions aux limites du volume mesuré), elles peuvent aussi en apporter d'autres :

- problème de la connaissance du volume de mesure de la sonde gammamétrique de rétrodiffusion.
- problème de l'isotropie du mouvement de la phase solide d'une couche de sol, dont on suit les variations d'épaisseur.

Le problème de l'**isotropie** du retrait-gonflement du volume de sol étudié se pose lorsque l'on passe d'une mesure linéaire à une valeur volumique (chap. 6). Cette transformation est nécessaire lorsque l'on veut quantifier les différents volumes poraux distingués dans le sol et leur dynamique. Si l'isotropie du retrait a été souvent (mais pas systématiquement) vérifiée sur de petits agrégats (quelques mm³ à quelques cm³), elle n'existe généralement pas pour les volumes plus grands. De plus, l'isotropie des mouvements de la phase solide du sol n'a jamais été vérifiée directement sur le sol en place, mais toujours sur échantillon, à notre connaissance. Les travaux de Reginato (1974a) ont constitué une avancée dans ce domaine, mais des mesures des variations de cote du plan inférieur de la couche la plus profonde suivie par gammamétrie (à 9,5 cm de profondeur) manquent pour permettre l'interprétation définitive des données en terme d'isotropie du retrait. Nous avons proposé un modèle général d'interprétation des mesures de retrait-gonflement à n niveaux d'organisation macroscopiques, correspondant à n compartiments de porosité, couplés à autant d'hypothèses sur la forme géométrique de cette porosité. La discussion de l'isotropie du retrait-gonflement sur la base de ce modèle reste très schématique et limitée aux 3 directions du repère de l'espace. Il ne donne pas accès à la complexité de la géométrie de l'espace poral réel du sol. Tout au plus permet-il de déterminer un espace poral "équivalent", à géométrie simple, suffisamment proche de l'espace poral réel pour certains sols, notamment les sols argileux fissurants, à certaines échelles (macroscopiques).

De manière générale, les études que nous avons présentées dans cette première partie, montrent les difficultés que l'on rencontre lorsque l'on veut

- 1° / connaître la représentativité d'une courbe de retrait. Ainsi, avant toute mesure

de courbe de retrait, il est nécessaire de se demander à quelle fin on effectue cette mesure.

2° / accéder à la dynamique porale du sol en place. Cela réclame le plus souvent un dispositif expérimental lourd.

3° / caractériser la morphologie des différents espaces poraux étudiés *in situ*. A ce titre, l'étude du problème de l'isotropie n'apporte de toute façon qu'une réponse extrêmement schématique et approximative (Hallaire, 1987).

Nous avons tenté, au cours de cette première partie, de fournir au lecteur un cadre général lui permettant d'aborder l'étude des phénomènes de retrait-gonflement du sol, quel qu'en soit le type, aux échelles d'observation macroscopiques (*i. e.* supérieures au mm). Il va de soi que nous n'avons pas abordé expérimentalement l'étude de l'ensemble des problèmes soulevés à cette occasion. Seuls certains aspects ont été abordés :

1° / Nous avons choisi de concentrer nos efforts plus particulièrement sur l'étude *in situ* des propriétés de retrait-gonflement du sol, car on compte finalement peu d'études approfondies de ce type. Nous avons aussi choisi de travailler sur des sols "**peu gonflants**", dont les propriétés de retrait-gonflement sont mal connues. A notre connaissance, il s'agit de la première tentative d'étude des propriétés de retrait-gonflement de sols "peu gonflants" réalisée *in situ*. Ces choix nous ont amené à des développements méthodologiques importants, qui constituent une part essentielle de ce mémoire (cf. 2^{ème} partie).

2° / Le deuxième aspect de l'étude des phénomènes de retrait-gonflement que nous avons choisi d'aborder concerne la **représentativité de la courbe de retrait obtenue sur échantillon par rapport à celle obtenue *in situ***. La caractérisation au laboratoire des sols que nous avons étudiés, a été réalisée sur petits cylindres de sol, selon la méthode décrite par Braudeau (1987). Nous avons retenu cette méthode car elle permet d'établir de manière précise la courbe de retrait d'échantillons de sols "peu gonflants". De plus, il s'agit d'une mesure linéaire, et non volumique, du retrait, du même type que celle que nous avons utilisée pour établir *in situ* la courbe de retrait de couches de sol. La comparaison des courbes obtenues *in situ* sur couches de sol et au laboratoire sur petits cylindres a été effectuée essentiellement sur une base qualitative.

3° / **Nous n'avons pas développé de nouveau modèle** de courbe de retrait, que ce soit pour celles établies *in situ* ou celles établies au laboratoire, pour les raisons évoquées au chapitre 3 (§ 3.4). Nous avons appliqué le modèle proposé par Braudeau (1988d) à la description des courbes que nous avons obtenues. Ce modèle est le plus élaboré dont on dispose actuellement. Nous avons essayé de l'utiliser de manière critique, en analysant statistiquement les paramètres du modèle.

4° / L'**analyse du tropisme du retrait** n'a été possible **que pour les mesures réalisées sur échantillon**, car nous avons été limité par le manque de précision des mesures de ρ_p effectuées

in situ à la sonde gammamétrique de rétrodiffusion, et par la faible ampleur des variations de teneur en eau rencontrées *in situ*.

DEUXIEME PARTIE

MESURE DE LA COURBE DE
RETRAIT DE COUCHES DE SOLS
"PEU GONFLANTS" :
MATERIEL EXPERIMENTAL ET
MISE AU POINT METHODOLOGIQUE

Il nous a semblé intéressant de tenter une étude *in situ* du retrait sur des sols peu gonflants. En effet, ces sols se situent à une limite un peu floue entre les sols dits "gonflants", qui présentent macroscopiquement des signes visibles de mouvements de leur phase solide, et les sols dits "non gonflants", inertes, ne présentant aucun de ces signes. Ces sols se classeraient comme "sols non gonflants", dans la mesure où ils ne présentent que très peu de signes macroscopiques typiques des phénomènes de retrait-gonflement (fentes de retrait). On peut aussi les considérer comme "gonflants", puisque que l'on peut mesurer au laboratoire leur courbe de retrait. Ainsi, même si l'on considère ces sols comme gonflants, on pourra toujours leur appliquer certaines approximations liées à leurs faibles variations de volume, approximations qui seraient plus douteuses dans le cas de sols à fort pouvoir de retrait-gonflement (voir, par exemple, § 6.1).

Cette tentative de mesure *in situ* de la courbe de retrait de sols peu gonflants, la première à notre connaissance, nous a amené à des développements méthodologiques importants qui feront l'objet de la deuxième partie de ce mémoire de thèse. La première préoccupation lors de notre travail était de savoir s'il était **techniquement possible** de mettre en évidence *in situ* des phénomènes de retrait-gonflement dans des sols **a priori** considérés non gonflants. Nous avons donc attaché une grande importance à la précision des mesures effectuées, thème abordé en détail dans le dernier chapitre de cette seconde partie et dans les annexes 6A à 6C.

Cette seconde partie est consacrée à la présentation du matériel expérimental et des méthodes utilisées dans notre étude :

- le chapitre 8 présente les **caractéristiques des deux sols** étudiés : un sol **alluvial** hydromorphe de la moyenne vallée du fleuve Sénégal (site de Guia) et un sol **ferrallitique** de Basse-Casamance, Sénégal (site de Yabone)
- le chapitre 9 est consacré aux **méthodes** utilisées dans notre étude pour les mesures de variations d'épaisseur de couches de sol, de teneur en eau, et de masse volumique
- le chapitre 10 présente le déroulement du **protocole expérimental**, tel que nous l'avons appliqué à chacun des deux sols
- le chapitre 11 précise les traitements appliqués aux données recueillies lors de nos expériences et les résultats intermédiaires que nous avons établis, notamment en ce qui concerne la **précision** des mesures.

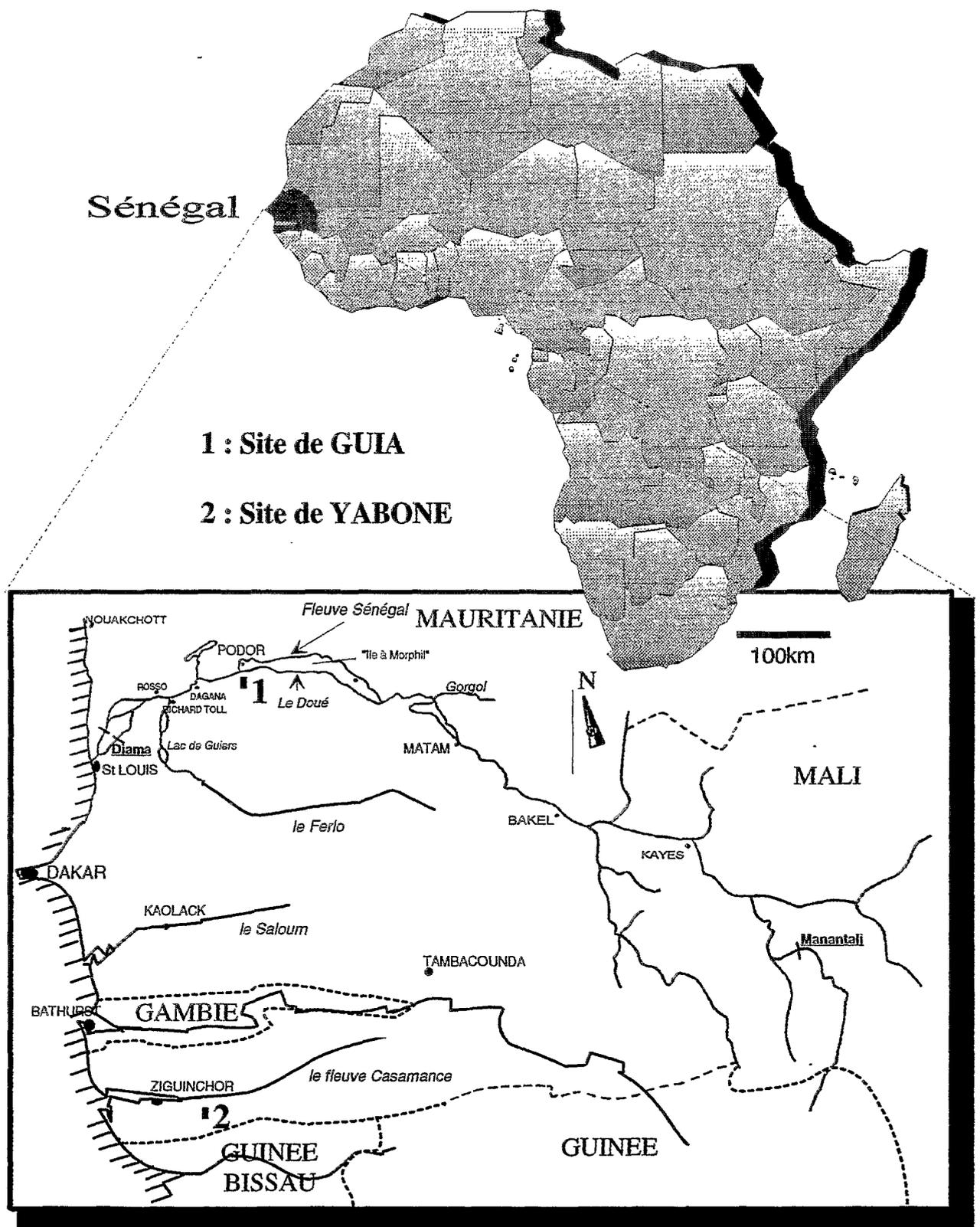


Figure 8-1 : Localisation des sites d'étude.

CHAPITRE 8 : PRESENTATION DES SITES D'ETUDE

Nous avons donc choisi de porter notre attention sur des sols considérés comme "peu gonflants" (figure 8-1) :

- un sol ferrallitique, situé en Basse-Casamance (site de Yabone)
- un sol peu évolué hydromorphe d'apport alluvial, situé dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal (site de Guia).

Le premier de ces 2 sols se situe sur une toposéquence sols ferrallitiques-sols ferrugineux qui a été étudiée par Kaloga (1990) et Colleuille (1993). Les sols de ce type, très communs dans la zone tropicale, font l'objet d'une abondante littérature, parmi laquelle de nombreux travaux de pédologues de l'ORSTOM (Maignien, 1961 ; Aubert & Segalen, 1966 ; Humbel, 1976 ; Chauvel, 1977 ; Fritsch *et al.*, 1990, pour n'en citer que quelques uns). On se reportera à Colleuille (1993) pour une bibliographie plus complète.

Le second sol n'a pas fait l'objet d'une attention aussi particulière. Il est vrai que le groupe auquel se rattache ce sol, celui des sols alluviaux, rassemble des sols d'une grande variété de constitution et d'ambiance physico-chimique. Le caractère hétérogène de ce second ensemble de sols est peut-être une des raisons pour lesquelles les pédologues se sont relativement peu intéressés à caractériser les processus dont ces sols peuvent être le siège (comparativement aux études sur la transformation sol ferrallitique - sol ferrugineux, par exemple).

La mise en place d'un programme de recherches pluridisciplinaires sur la mise en valeur agricole de la moyenne vallée du fleuve Sénégal nous offrait la possibilité de travailler sur ce type de sol. Une deuxième raison du choix de ce type de sol a été la recherche d'une capacité de retrait-gonflement plus élevée que celle du sol ferrallitique étudié, sans évoluer vers un sol trop argileux.

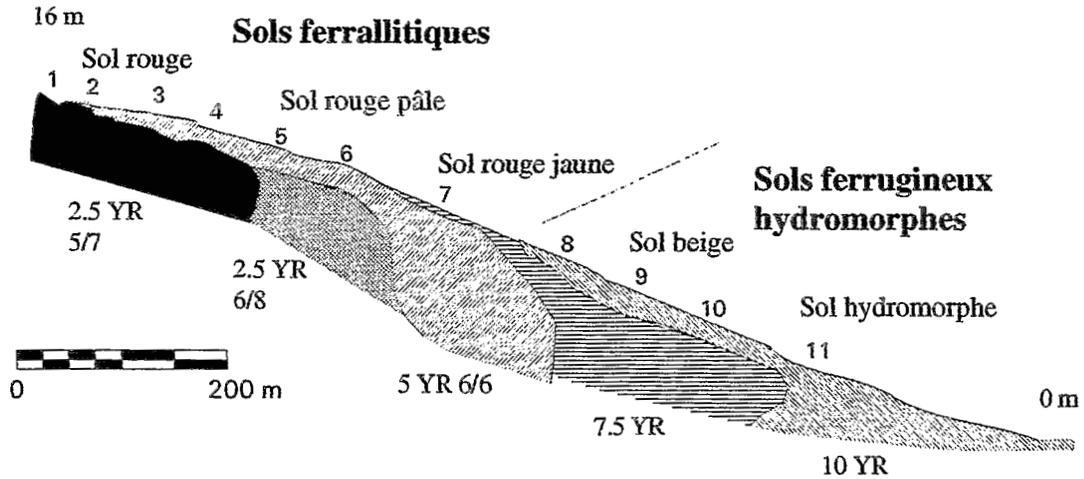


Figure 8-2 : Schéma de la toposéquence de Yabone (d'après Kaloga, 1990, in Colleuille, 1993).

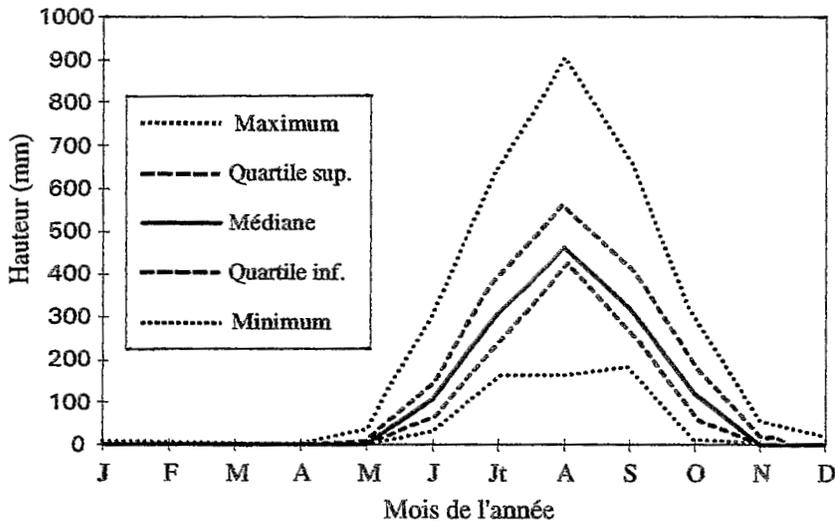


Figure 8-3 : Pluviosités mensuelles maximale, minimale, médiane et quartiles à Ziguinchor sur la période 1951-1980 (d'après Albergel *et al.*, 1991).

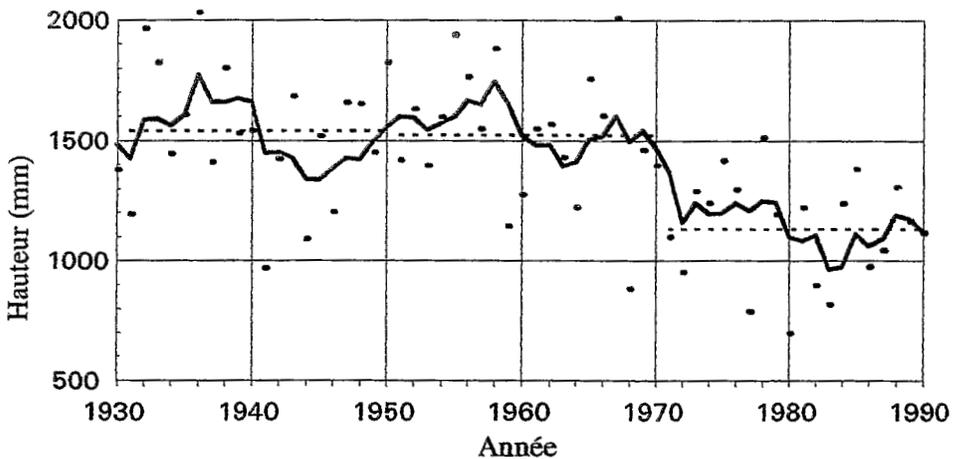


Figure 8-4 : Evolution de la pluviosité annuelle à Ziguinchor sur la période 1930-1990. Trait continu : moyenne mobile sur 5 ans ; trait pointillé : moyennes (1931-1950 : 1541 mm ; 1951-1970 : 1524 mm ; 1971-1990 : 1133 mm).

8.1 Le site de Yabone

Il s'agit d'un sol ferrallitique. Ce type de sol, caractéristique de la zone intertropicale, est issu d'une pédogenèse qui s'est développée sur une très longue période (ferrallitisation), et qui se traduit par une altération intense des minéraux primaires de la roche-mère, et conduit, en milieu bien drainé, à des néogenèses de kaolinite et d'oxydes de fer. Ces constituants sont à la base de l'horizon B caractéristique de ces sols, rouge, à faible capacité d'échange de cations (CEC), et dont la caractéristique structurale la plus marquante est une microagrégation très stable, typique de ces sols. Cette caractéristique confère à ces sols une porosité et une conductivité hydraulique élevées.

8.1.1 L'environnement

la situation géographique, la géomorphologie

Le sol étudié se situe en Basse-Casamance (Sénégal), à 22 km à l'E.-S.E. de Ziguinchor, à 2 km au N.W. du village de Yabone (figure 8-1). Ses coordonnées géographiques sont 12°32'25"N et 16°04'10"W. Ce sol appartient à la partie amont d'une toposéquence étudiée par Kaloga (1990) (fosse n° 2). Cette toposéquence s'étend sur presque un kilomètre, depuis les abords de la piste d'accès au village de Yabone jusqu'au marigot de Sindone, avec un faible dénivelé (une quinzaine de mètres au total) (figure 8-2).

le climat

Le climat de la région (station de Ziguinchor) est de type tropical "atténué", avec une saison des pluies s'étendant actuellement de juin à octobre (figure 8-3). Au cours des 20 dernières années (à partir de 1971), la durée de cette saison tend à se restreindre, en même temps que s'installe un déficit pluviométrique chronique, de l'ordre de 25 % par rapport à la période 1931-1970 (figure 8-4).

la végétation, l'anthropisation

Le sol étudié se situe dans une zone de jachère, avec une végétation herbacée et arbustive bien développée. Cette zone ne présente plus aucune trace de travail du sol.

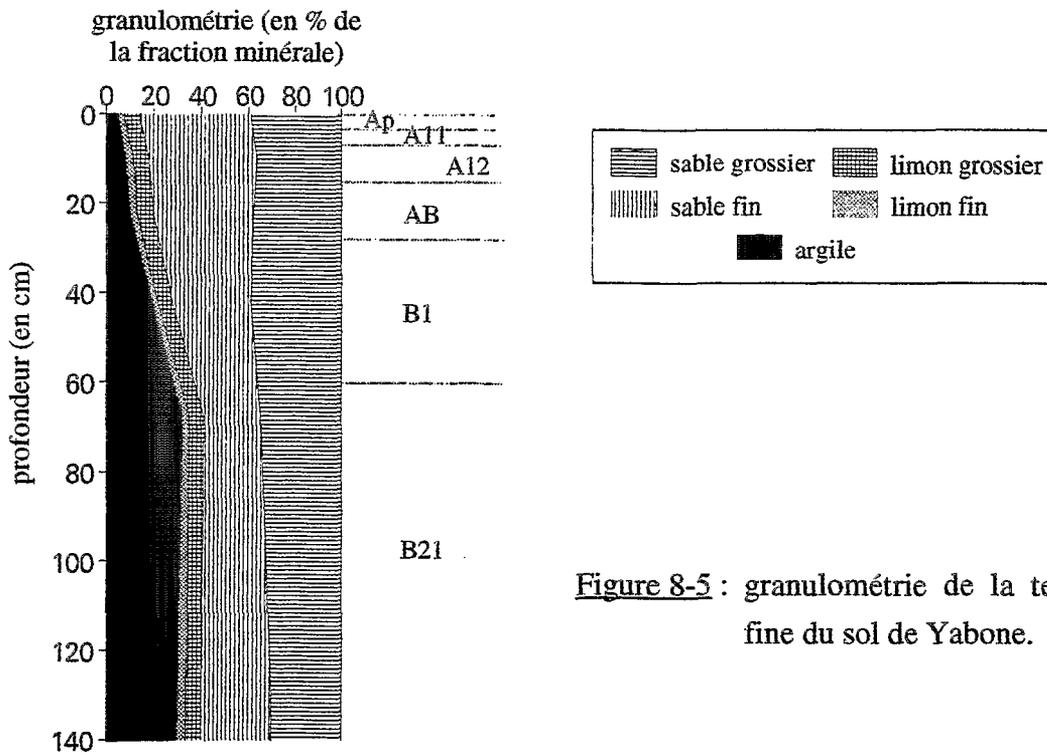


Figure 8-5 : granulométrie de la terre fine du sol de Yabone.

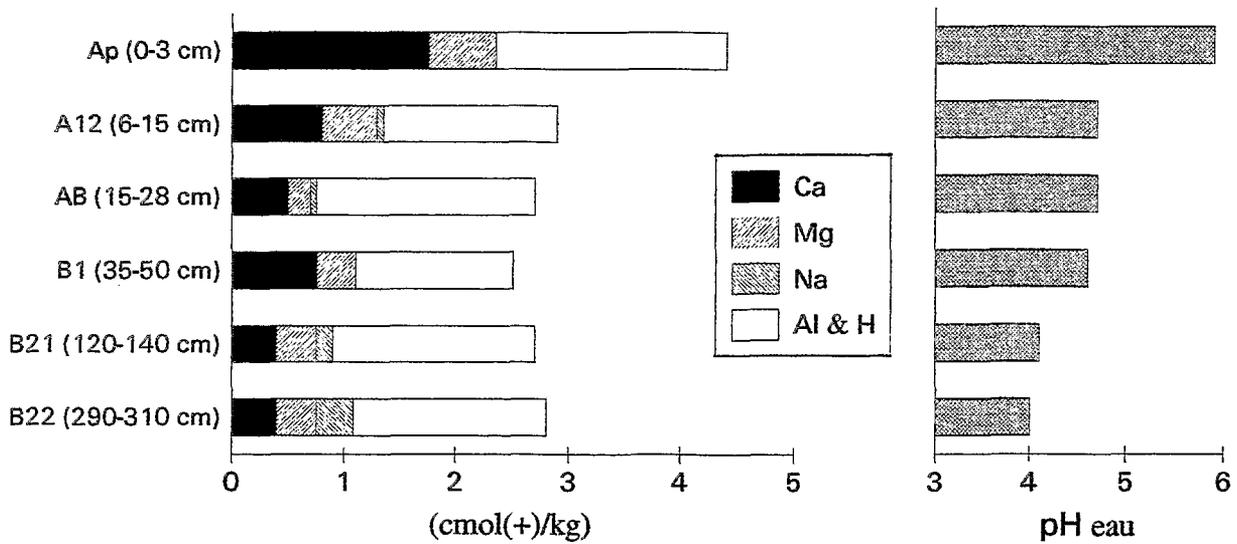


Figure 8-6 : garniture cationique du complexe échangeable et pH des horizons du sol de Yabone.

8.1.2 Le sol

A. Le profil (photo 8-1a)

Le sol ferrallitique que nous avons étudié se caractérise par un horizon B rouge de plus de 5 mètres d'épaisseur, de texture argilo-sableuse, à structure massive à débit polyédrique subangulaire de taille variable. Cet horizon oxique caractéristique est surmonté d'un horizon A sableux à sablo-argileux, d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, marqué par l'influence de la matière organique (couleur brun rouge). Une description pédologique précise de ce sol est présentée dans l'annexe 2 (§ A2.1). Dans la classification de la F.A.O. (F.A.O., 1973), ce sol est dénommé "acric ferralsol".

B. Quelques caractères analytiques

La figure 8-5 présente la granulométrie du sol de Yabone. Ce sol évolue d'une texture argilo-sableuse dans l'horizon B ferrallitique vers une texture sableuse dans les horizons de surface. Cet appauvrissement en argile, lorsque l'on se rapproche de la surface, correspond à une augmentation de la proportion de sable fin.

Les caractéristiques du complexe d'échange sont typiques des sols ferrallitiques (figure 8-6). La CEC est très faible (environ $3 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$), à peine supérieure en surface en raison de la présence de matière organique.

Le pH du sol est acide, un peu moins vers la surface. Cette acidité s'exprime par un taux de saturation du complexe d'échange par les cations basiques faible (de l'ordre de 30 à 40 %, pour les horizons A_1 à B_2).

On trouvera en annexe 2 une discussion plus approfondie de ces résultats ainsi que quelques résultats analytiques complémentaires (avec les méthodes utilisées).

C. Microorganisation

Nous avons étudié la microorganisation du sol de Yabone à partir de lames minces principalement observées au microscope électronique à balayage en mode "électrons rétrodiffusés" (Lloyd, 1987 ; Bruand *et al.*, 1993). On se reportera à la thèse de Colleuille (1993) pour une étude détaillée de l'organisation de l'horizon B, en microscopie optique. Comme l'indiquait déjà cet auteur, nous n'avons pas constaté de différences de microorganisation entre les échantillons indurés à différents pF (entre 1 et 4,2), selon la méthode d'échange eau-acétone décrite par Colleuille (1993).

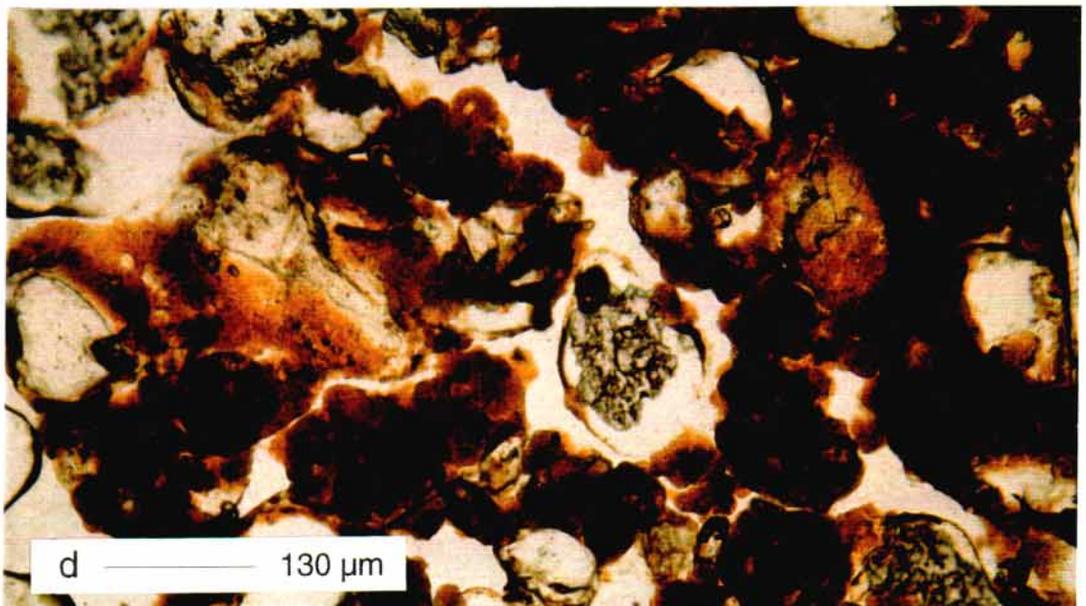
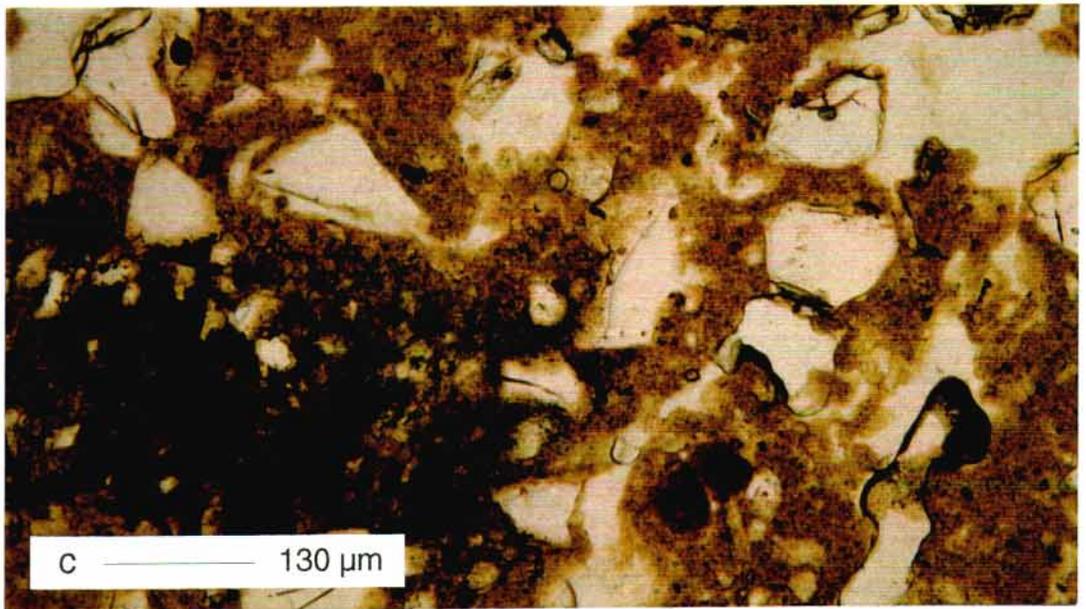
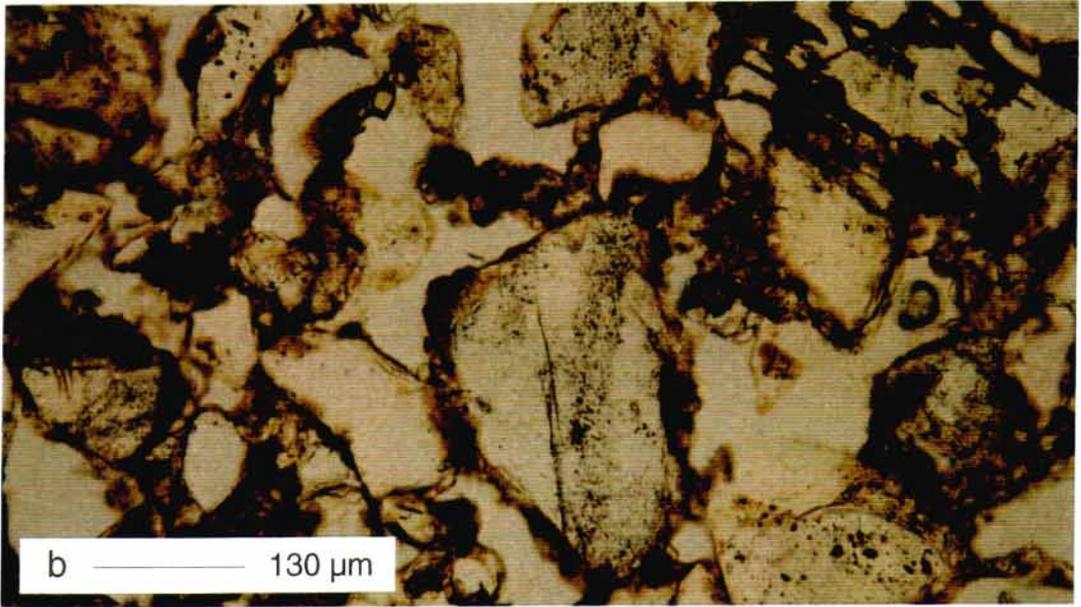
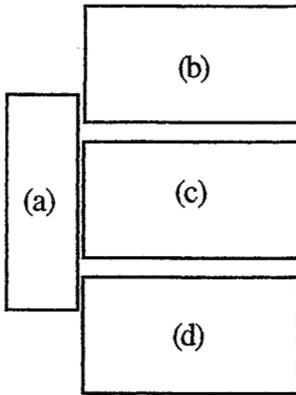


Planche 8-1



Légende de la planche 8-1 : Site de Yabone (sol ferrallitique)

(a) : profil

Microorganisation observée sur lame mince en lumière naturelle :

(b) : horizon A_{12} ;

la diminution du taux d'argile lorsque l'on remonte de l'horizon B_2 vers la surface s'accompagne d'un changement radical de la microorganisation du sol : on passe d'un assemblage microagrégé à un assemblage de grains enrobés soudés.

(c) : horizon AB ;

la microagrégation caractéristique de l'horizon B_2 a disparu. La phase argileuse est localement imprégnée par de la matière organique. La présence de microagrégats de l'horizon B_2 témoigne d'une bioturbation importante dans ce sol.

(d) : horizon B_{21} ;

on distingue des assemblages de micro-agrégats ovoïdes de 10 à 50 μm de diamètre. Ces assemblages délimitent des vides "polyconcaves".

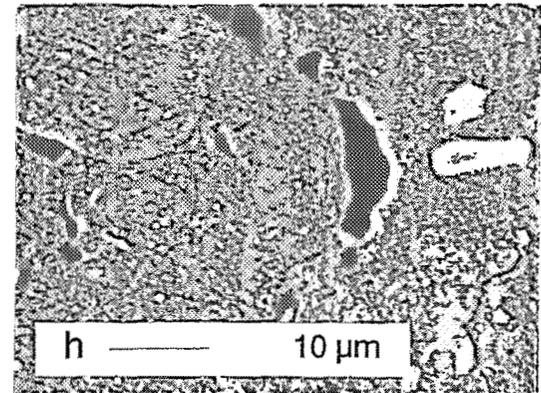
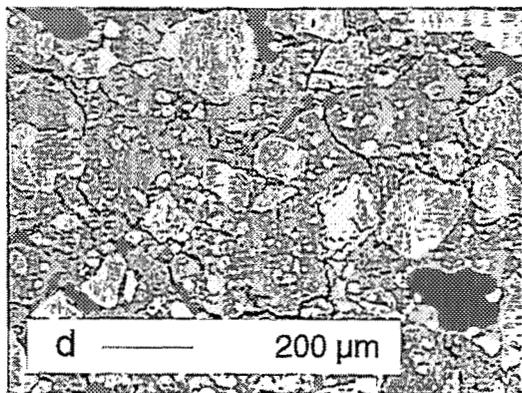
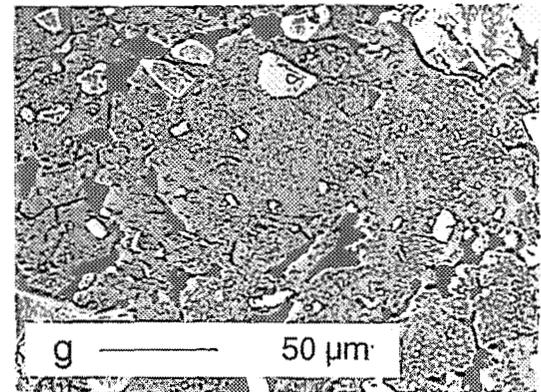
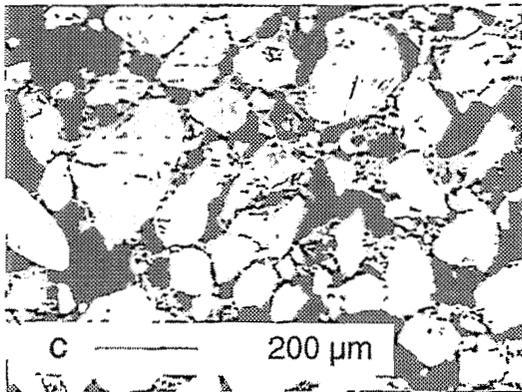
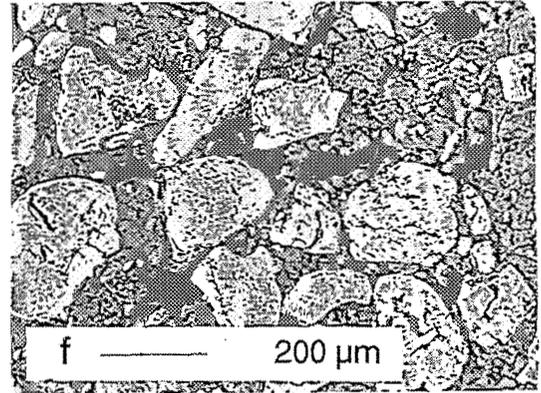
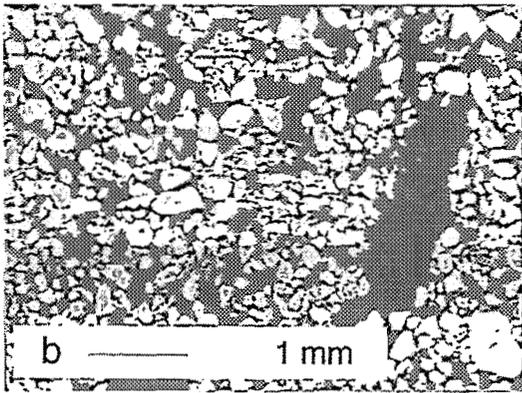
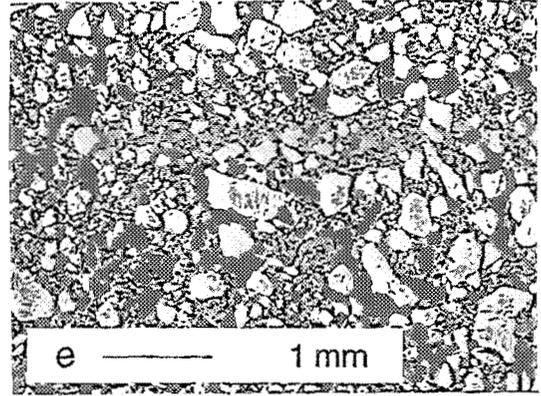
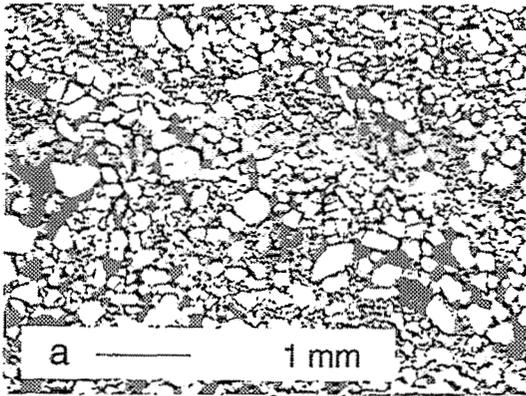
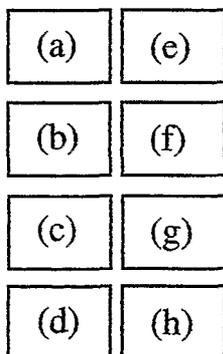


Planche 8-2



Légende de la planche 8-2 : Site de Yabone (sol ferrallitique)

Microorganisation observée sur lame mince au microscope électronique à balayage (MEB) en mode "électrons rétrodiffusés" :

horizon Ap : (a) : alternance de "lits" millimétriques tantôt sableux (assemblage identique à celui de l'horizon A₁₂), tantôt nettement plus argileux avec présence de matière organique et micro-agrégats de l'horizon B₂ remontés par la faune du sol.

horizon A₁₂ : (b) : présence de grandes lacunes millimétriques

(c) : assemblage de type "grains soudés"

horizon AB : (d) : absence de microagrégats ; fissures au sein de la phase argileuse

horizon B₂₁ : (e) : grande hétérogénéité de tailles de pores

(f) : aspect "mité" de la phase argileuse liée à la microagrégation (comparer avec la photo (d))

(g) : vides polyconcaves

(h) : microagrégats sertis dans une phase argileuse non organisée ; aspect "poussièreux" de la phase argileuse

a. Horizon ferrallitique (horizon B₂₁)

Nos observations à la loupe binoculaire et au microscope optique confirment les observations faites par Colleuille (1993).

A la loupe binoculaire

La porosité fissurale est très peu développée. On distingue nettement une porosité d'assemblage d'agrégats millimétriques et de quartz inframillimétriques. La compacité de cet assemblage est très variable. Les zones où cet assemblage est plus lâche seraient, selon Colleuille (1993), le résultats de l'activité biologique, qui, comme nous avons pu le constater sur le terrain, semble assez intense.

Au microscope optique

Certains quartz du squelette apparaissent fracturés, avec des imprégnations vraisemblablement d'oxy-hydroxydes de fer dans les fissures. Les agrégats millimétriques observés précédemment ont une porosité interne, constituée par des vides polyconcaves. Ces vides résultent de l'assemblage de microagrégats ovoïdes de 10 à 50 µm (photo 8-1d).

Au microscope électronique à balayage, en mode "électrons rétrodiffusés"

Rappelons qu'en microscopie optique, on observe la projection dans un plan des objets échantillonnés dans la lame mince. Tout objet de taille inférieure à l'épaisseur de la lame mince (~ 25 µm) est alors souvent difficile à observer. En microscopie électronique à balayage en mode "électrons rétrodiffusés", l'image est formée à partir d'un plan très fin à la surface de la lame mince (Lloyd, 1987). On peut alors distinguer des objets de taille très inférieure à ceux observés en microscopie optique, dans la mesure où ils correspondent à des niveaux de gris différents (*i. e.* sont constitués d'atomes ayant des numéros de masse atomique différents).

La majeure partie de la phase argileuse apparaît organisée en microagrégats de 10 à 50 µm, de forme ovoïde, en assemblage compact (photos 8-2g & h). Ces agrégats ménagent entre eux des vides polyconcaves de taille très variable (5 à 100 µm), mais apparaissent le plus souvent noyés dans une phase argileuse non organisée. On distingue ces deux phases argileuses par des différences de niveau de gris, localement soulignées par des microfissures. Le développement de la microfissuration reste néanmoins très limité, que ce soit au sein de la phase argileuse ou sur le pourtour des grains de squelette. La phase argileuse, observée à fort grossissement, a un aspect "poussièreux" dû à de petits grains très opaques, de taille micrométrique, correspondant vraisemblablement à des oxydes de fer.

On observe aussi des vides de forme ovoïde, de 100 à 200 μm de taille, aux contours définis par la phase argileuse (photo 8-2f), et d'autres vides, de beaucoup plus grande taille, très contournés, souvent associés à la présence de grains de sable grossier (photo 8-2e).

b. Horizons de surface

L'horizon A₁₂

L'horizon A₁₂ est nettement moins argileux que l'horizon B₂₁ (8 % d'argile pour l'horizon A₁₂ contre 30 % pour l'horizon B₂₁). L'assemblage entre les grains de quartz du squelette et la phase argileuse est très lâche, assez hétérogène, de type "grains soudés" à "grains revêtus isolés" (photo 8-1b). L'organisation de la phase argileuse en microagrégats a totalement disparu, de même que la porosité de forme polyconcave. En microscopie électronique à balayage en mode "électrons rétrodiffusés", on observe de grands vides lacunaires (millimétriques), ainsi qu'une porosité d'assemblage de grains de quartz abondante, de forme complexe et de quelques centaines de micromètres de taille (photo 8-2b). Ces grains sont généralement reliés par des "ponts" constitués par la phase argileuse (photo 8-2c). Ces ponts définissent entre eux des lacunes de quelques dizaines de micromètres. Ces petites lacunes donnent à la phase argileuse observée à faible grossissement, un aspect "mité", de la même façon que les vides polyconcaves pour l'horizon B₁₂. Toutefois ces derniers ont une forme beaucoup plus contournée que celle des petites lacunes de l'horizon A₁₂, en liaison avec la microagrégation de la phase argileuse.

L'horizon AB

La disparition de la microorganisation de la phase argileuse typique de l'horizon B₂ est quasiment complète dès l'horizon AB (photo 8-1c). Conjointement à cette modification, des microfissures d'1 μm d'épaisseur et de 150 μm d'extension latérale au maximum, apparaissent au sein de la phase argileuse (photo 8-2d). De plus, quelques décollements de la phase argileuse par rapport aux grains de squelette sont observables.

La présence de microagrégats bien individualisés dans cet horizon (photo 8-1c) est le résultat de l'activité biologique, qui s'exprime par l'incorporation au sein de la phase argileuse des horizons de surface, de matériau provenant des horizons B. On remarque aussi dans cet horizon des imprégnations locales de la phase argileuse par de la matière organique.

L'horizon Ap

L'horizon Ap présente un aspect lité caractéristique (photo 8-2a). Celui-ci résulte de l'alternance de couches de quelques millimètres d'épaisseur, les unes sableuses, semblables à l'horizon A₁₂, les autres beaucoup moins poreuses, contenant une phase argileuse plus

Tableau 8-1 : pluviosité mensuelle à Podor, pour la période 1961-1985.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Pluviométrie (mm)	0,9	1,9	0,4	0,2	0,1	7,4	41,8	75,6	69,5	16,1	0,2	0,9

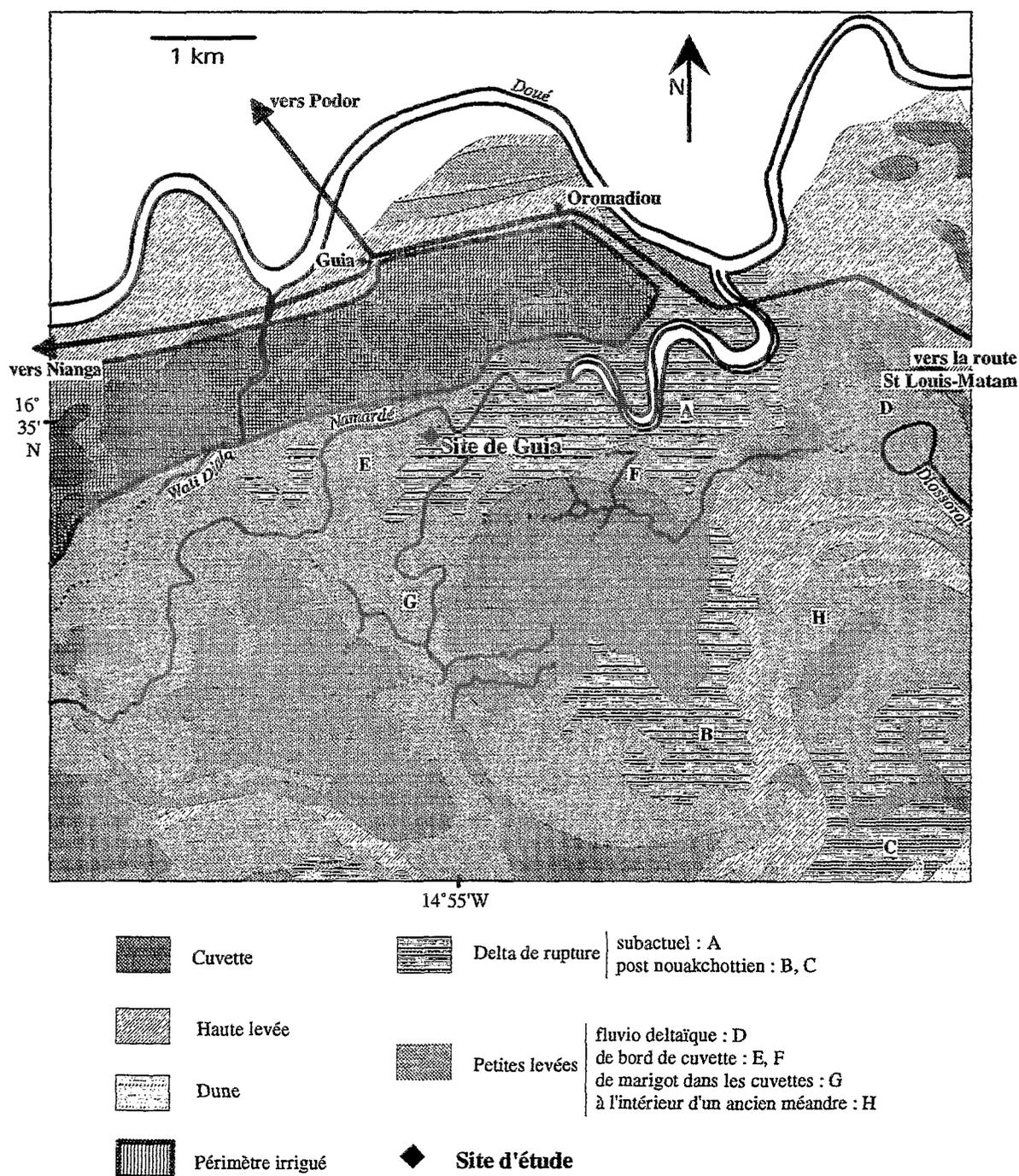


Figure 8-7 : Carte de la situation géomorphologique du site de Guia, au sein de la cuvette de Nianga. D'après la carte FAO de 1969 au 1/50.000, in Braudeau (1978) et Seguis et Dubée (1992).

abondante. Celle-ci est imprégnée par la matière organique et inclut de nombreux débris organiques. Elle contient très souvent des fragments des horizons AB et B. Un tel litage a déjà été décrit par Colleuille (1989) pour des sols sulfatés acides de la même région. Son existence serait liée au mode de culture et résulterait du retournement de la couche superficielle, où s'est accumulé la matière organique et les remontées de sol profond par les animaux fousseurs (comme les lombrics et les termites), lors du travail du sol préalable au semis.

8.2 Le site de Guia

Le sol de ce site est un sol d'apport **alluvial** récent, **peu différencié**. Il fait partie d'un vaste système géomorphologique, la cuvette de Nianga (20.000 ha). Cette cuvette constitue une grande zone inondable, qui était soumise aux crues du fleuve Sénégal, jusqu'à ce que la construction du barrage de Manantali permette la régulation de celles-ci (figure 8-1). Le caractère pédologique le plus important de ce sol est son hydromorphie. Celle-ci se développe sur toute l'épaisseur du sol.

8.2.1 L'environnement

la situation géographique, la géomorphologie

Le sol étudié se situe dans la partie aval de la moyenne vallée du Fleuve Sénégal, sur sa rive gauche, au sud de Podor (Sénégal, figure 8-1). Ses coordonnées géographiques sont 16°34'51"N et 14°55'02"W. Ce sol se situe dans la partie nord de la cuvette de Nianga (figure 8-7). Cette cuvette alluviale est bordée au nord par le Doué, qui est un bras du fleuve Sénégal, et au sud par le NGalenka. On trouvera des informations plus détaillées sur la géomorphologie de cette zone dans Michel (1973) et Braudeau (1978). Le sol appartient à une unité géomorphologique correspondant à un delta de rupture subactuel du fleuve. Ce delta de rupture traverse une zone de hautes levées bordant, au nord de la cuvette, la rive gauche du Doué. Il s'étend dans une direction W-SW autour du marigot Namardé (photo 10-1b). Le sol étudié se situe vers l'extrémité ouest du delta, sur la rive sud du Namardé. Ce delta se prolonge en pente douce par de petites levées bordant la cuvette ou associées à des marigots au sein de la cuvette.

le climat

Le climat de la région est de type sahélien (Leborgne, 1988). Une pluviosité annuelle faible (333 mm de moyenne pour la période 1931-1960 ; 215 mm, pour la période 1961-1985) se concentre essentiellement pendant les mois de juillet, août et septembre (tableau

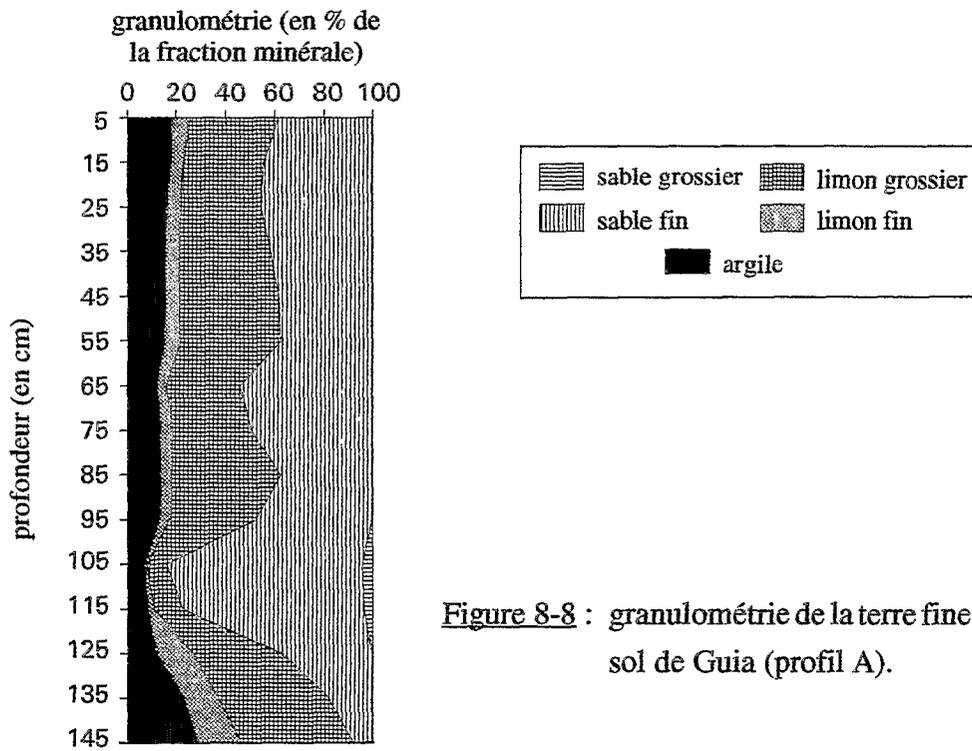


Figure 8-8 : granulométrie de la terre fine du sol de Guia (profil A).

8-1), mais avec une très forte irrégularité, caractéristique de ce type de climat. En fin de saison sèche souffle l'harmattan ("mboyo", en wolof), un vent d'Est très chaud et très sec, qui accentue de manière très importante la demande évaporative (l'hygrométrie peut diminuer jusqu'à 10 % en cette occasion). L'ETP annuelle avoisine 2300 mm en moyenne, à Rosso (cf. figure 8-1), avec une température moyenne annuelle de 27°C (Bado, 1975).

la végétation, l'anthropisation

La cuvette de Nianga a été défrichée et en partie aménagée dans les années 70-80, parallèlement à l'installation des barrages sur le fleuve Sénégal. Dans les zones non aménagées subsistent les souches d'Acacias, témoins d'une végétation arborée claire. La zone du delta de rupture où se situe notre sol, ne présente que très peu de traces de végétation (*Balanites aegyptiaca*, dans les dépressions) (photo 10-1a).

Avec le développement des aménagements hydro-agricoles, la dynamique de l'eau dans les sols a été modifiée. Avant la mise en place des aménagements, la partie basse du delta de rupture était à la limite de la portée des eaux de crue. Cette irrégularité dans la submersion pourrait être, selon Braudeau (1978), à l'origine de la compacité de ce sol. Depuis la mise en service du périmètre irrigué, au nord du Namardé, ce dernier est utilisé comme exutoire. La dynamique hydrique de notre sol est à l'heure actuelle influencée par le fonctionnement du périmètre irrigué. La mise en eau du Namardé entraîne vraisemblablement une remontée de la nappe dans ce sol.

8.2.2 Le sol

A. Le profil (photo 8-3a)

Le sol étudié appartient à une unité pédologique décrite par Braudeau (1978) comme "hydromorphe à pseudogley d'ensemble, modale". Il s'agit d'un sol alluvial très peu différencié, avec un horizon A peu marqué (peu humifère). Le profil est hydromorphe sur toute son épaisseur. La texture du sol est limono-sablo-argileuse, mais on constate une hétérogénéité dans le profil, surtout après 100 cm. Sa structure est massive, compacte ; sa consistance, très dure à l'état sec. Ce type de sol se rapproche de celui des hautes levées correspondant aux anciens bourrelets de berge du fleuve, que les toucouleurs (ethnie de la vallée du fleuve Sénégal) dénomment "fondé". Selon la classification de la F.A.O. (F.A.O., 1973), il s'agit d'un "eutric fluvisol".

Tableau 8-2 : granulométrie des horizons dont proviennent les lames minces du site de Guia.

Echantillon	A (%)	Lf (%)	Lg (%)	Sf (%)	Sg (%)
G1	18,2	4,6	16,2	61,4	0,2
G2	31,5	9,5	22,4	37,8	0,1

B. Quelques caractères analytiques

Le profil granulométrique du sol étudié est présenté à la figure 8-8. La texture du sol est relativement constante jusque vers 100 cm (limon sablo-argileux). On constate un passage plus sableux entre 100 et 120 cm. Le sol devient plus argileux à partir de 130 cm. Cette hétérogénéité est tout aussi marquée dans le plan horizontal (voir annexe 2).

La nature de la phase argileuse est très différente de celle du sol ferrallitique de Yabone. Elle est principalement constituée de smectites et d'argiles interstratifiées (annexe 2). Elle devrait donc avoir un potentiel de retrait-gonflement nettement plus grand que celle du sol de Yabone.

Le pH du sol est acide. Son complexe absorbant est saturé par Ca^{2+} et Mg^{2+} , à parts quasiment égales. Le rapport S/T (somme des bases échangeables/CEC) supérieur à 1 rend très probable la présence de sulfates dans ce sol. On trouvera des caractéristiques analytiques complémentaires dans l'annexe 2.

C. Microorganisation

La microorganisation du sol a été étudiée :

- sur des lames minces de sols voisins de celui que nous avons étudiés (sols de haute levée), en microscopie optique et au microscope électronique à balayage en mode "électrons rétrodiffusés".
- sur de petits agrégats millimétriques issus des échantillons du profil C (cf. annexe 2, figure A2-2), au microscope électronique à balayage en mode "électrons secondaires".

a. Microscopie sur lames minces

Les échantillons

Des lames minces ont été réalisées à partir d'échantillons prélevés dans deux sols de haute levée, dont les caractéristiques morphologiques et analytiques sont proches de celles du sol de notre site d'étude. Le premier échantillon, noté G1, correspondrait à la partie 0 - 120 cm de notre sol. Le second échantillon, noté G2, correspondrait à la partie plus argileuse du profil (120 - 150 cm). La texture de ces deux échantillons est cependant un peu moins limoneuse (tableau 8-2). Ceci s'explique par une évolution du squelette du sol du pôle limon grossier vers le pôle sable fin. On constate que la somme $\text{Lg} + \text{Sf}$ reste très voisine de celle de notre sol (G1 : 60,2 % ; G2 : 77,6 % ; 72 %, en moyenne, pour notre sol). Cependant, G1 provient d'un sol moins hydromorphe que le nôtre, et G2 est un peu plus sodique que la partie 120 -

suite p. 152

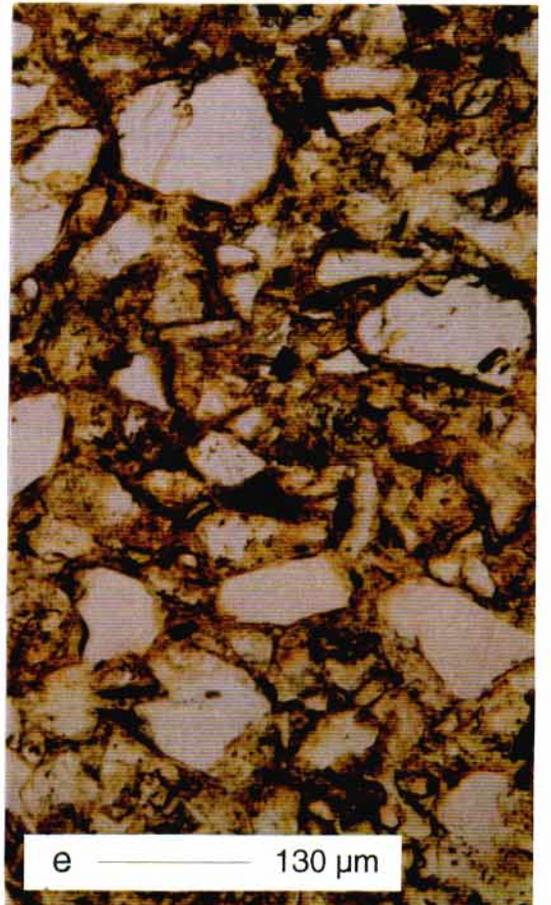
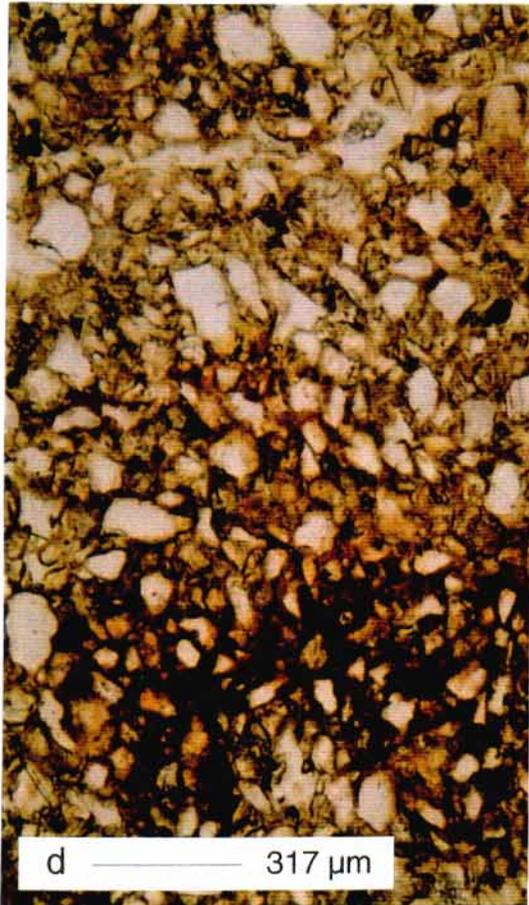
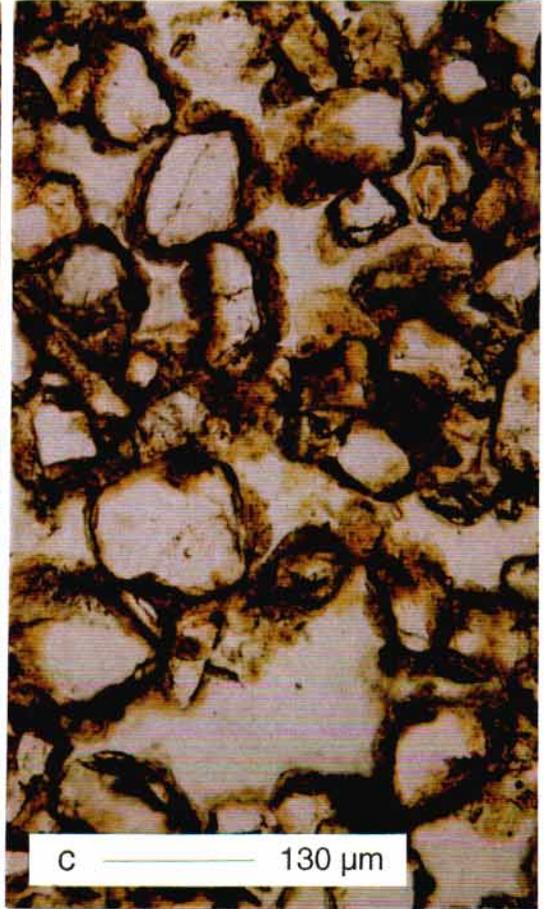
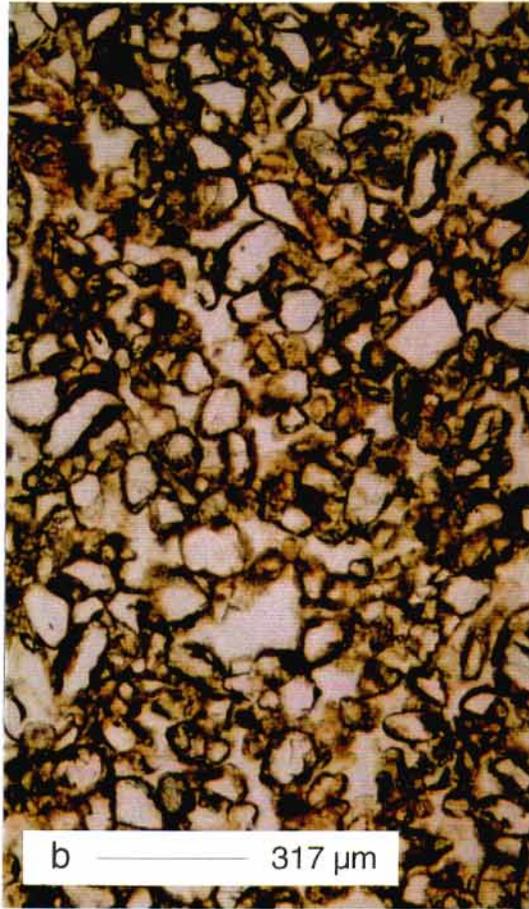
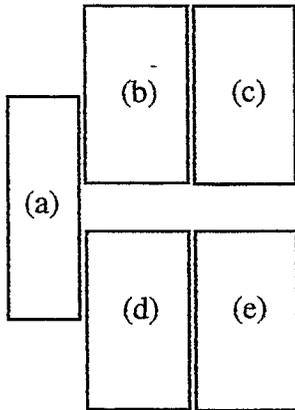


Planche 8-3



Légende de la planche 8-3 : Site de Guia (sol alluvial)

(a) : profil

Microorganisation observée sur lame mince en lumière naturelle :

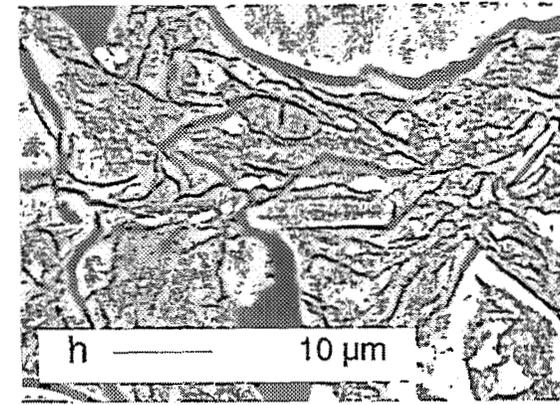
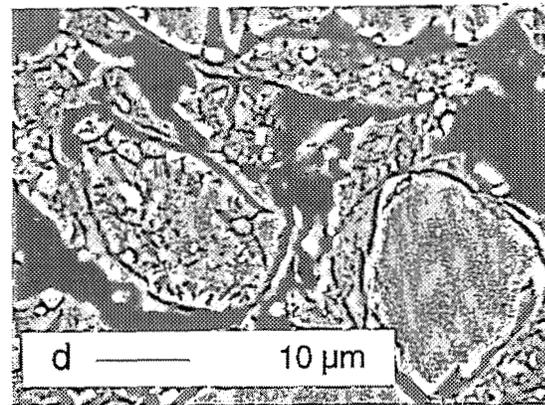
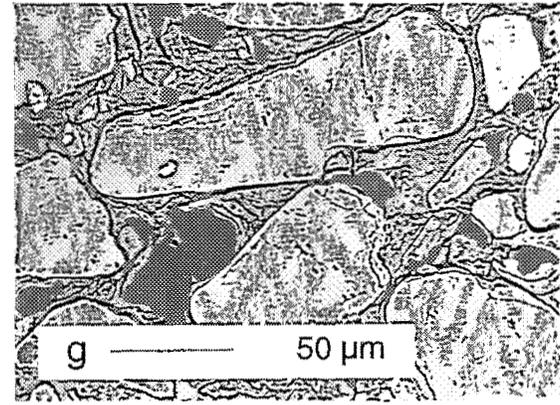
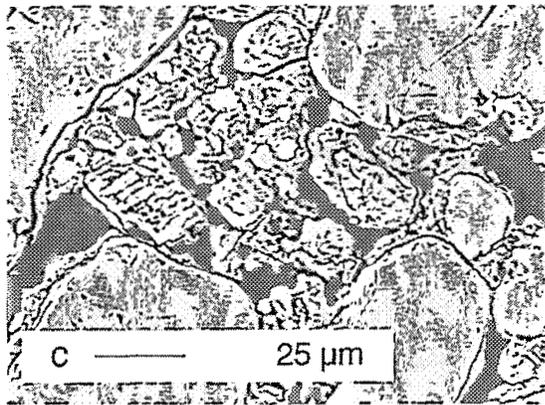
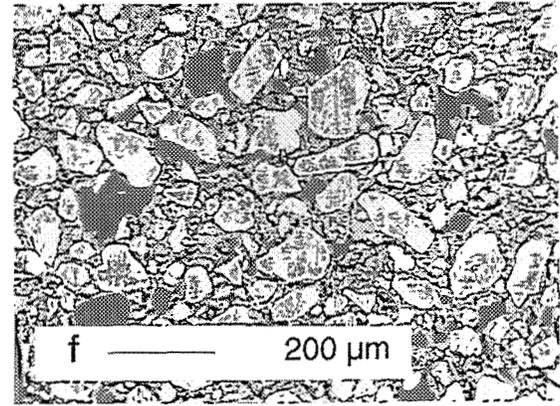
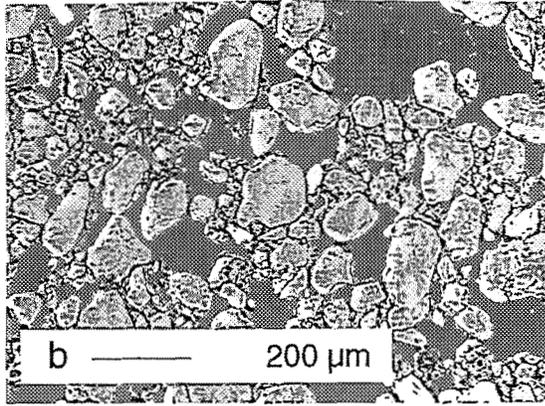
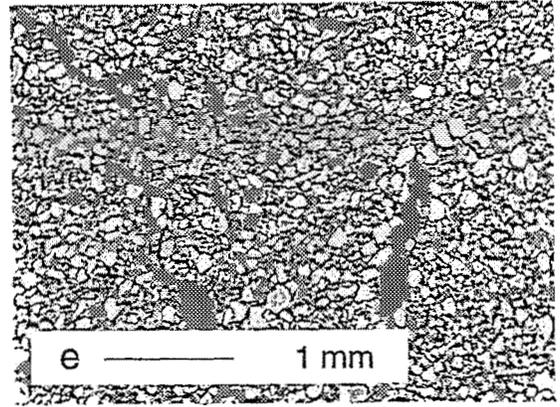
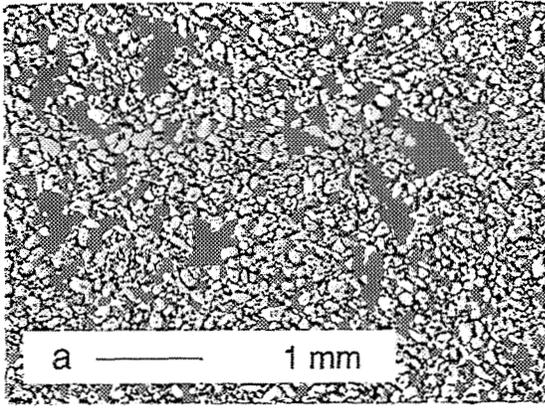
(b) & (c) : échantillon G1 (0-120 cm) :

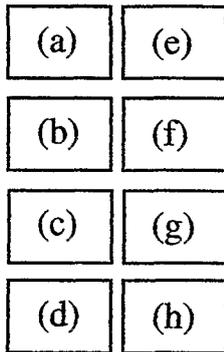
assemblage de type "grains soudés" ; présence de lacunes dans le motif de l'assemblage

(d) & (e) : échantillon G2 (120-150 cm) :

teneur en argile plus importante qu'en G1; diminution de la porosité lacunaire

(d) : imprégnations locales par des composés du fer ; présence de fissures d'extension millimétrique





Légende de la planche 8-4 : Site de Guia (sol alluvial)

Microorganisation observée sur lame mince au microscope électronique à balayage (MEB) en mode "électrons rétrodiffusés" :

échantillon G1 : (a) : lacunes dans le motif de base de l'assemblage.

(b) : assemblage de type "grains soudés"

(c) : microfissuration et décollements entre la phase argileuse et les grains du squelette

(d) : présence de limons très fins (de taille inférieure à 2 μm) au sein de la phase argileuse

échantillon G2 : (e) : fissures d'extension millimétrique

(f) : phase argileuse plus abondante que dans l'échantillon G1 (comparer avec la photo b)

(g) et (h) : microfissuration et décollements entre la phase argileuse et les grains du squelette

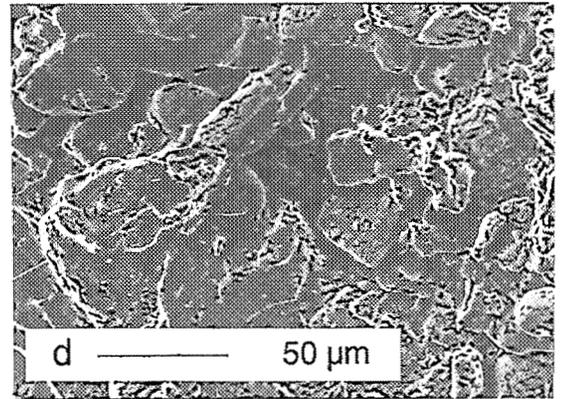
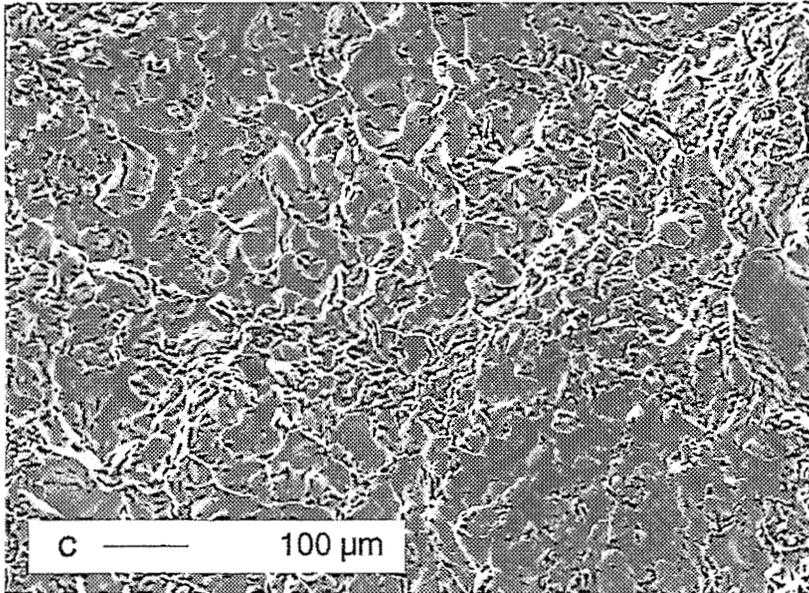
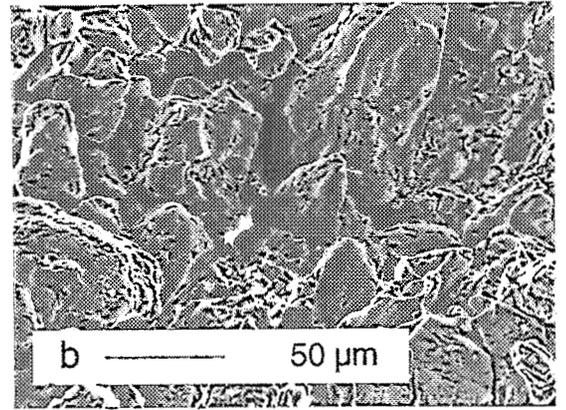
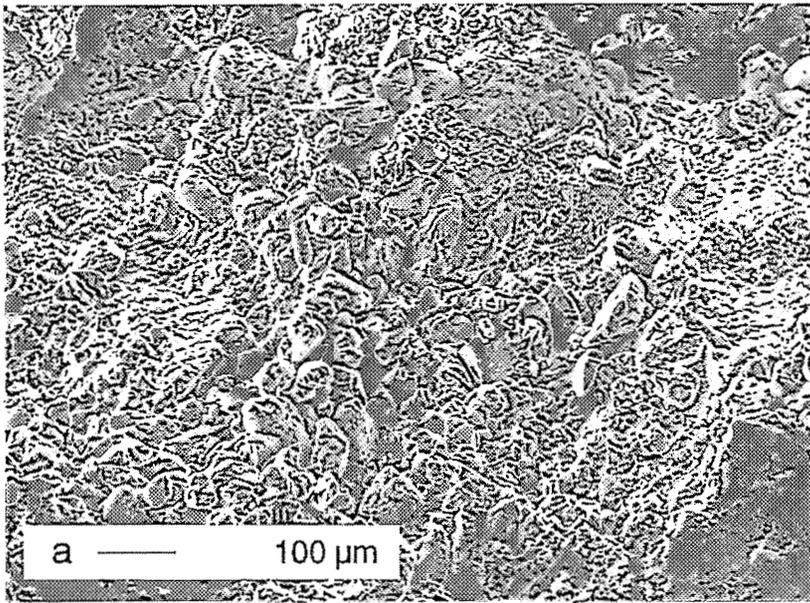
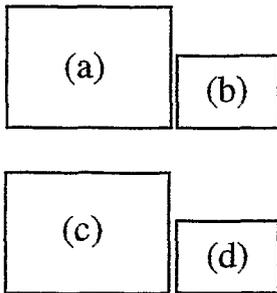


Planche 8-5



Légende de la planche 8-5 : Site de Guia (sol alluvial)

Microorganisation observée sur lame mince au microscope électronique à balayage en mode "électrons secondaires" :

(a) & (b) : échantillon prélevé à 50 cm :

la phase argileuse, continue, "emballe" les grains du squelette. Des ponts inter-grains de phase argileuse sont visibles en coupe à la surface de quelques grains de squelette

(c) & (d) : échantillon prélevé à 140 cm :

les grains de squelette apparaissent noyés dans une phase argileuse plus abondante que dans l'échantillon prélevé à 50 cm. Des ponts inter-grains de phase argileuse sont toujours visibles en coupe.

150 cm de notre sol.

Comme pour le sol ferrallitique de Yabone, on ne note aucune différence d'aspect entre les échantillons indurés à différents pF (entre 1 et 4,2).

Echantillon G1, correspondant à la partie 0 - 120 cm de notre profil

L'assemblage élémentaire de type "grains soudés" ménage des vides lacunaires de tailles et de morphologies très variées (photos 8-3b & c). Localement, ces lacunes peuvent être de taille suffisante (millimétrique) pour apparaître comme des "défauts" dans le motif élémentaire de l'assemblage (photo 8-4a).

Le squelette, essentiellement constitué de quartz arrondis (transport fluvial), est composé de limons grossiers et de sables fins, avec une proportion significative de particules de la taille des limons fins (photos 8-4b). On note aussi la présence de nombreux grains de quartz de taille inférieure à 2 μm (photo 8-4d).

La phase argileuse présente de nombreuses **microfissurations** dans la masse ainsi qu'au contact des grains du squelette (**décollements** entre la phase argileuse et les grains du squelette ; photos 8-4c & d).

Echantillon G2, correspondant à la partie 120 - 150 cm de notre profil

La proportion de phase argileuse est nettement plus grande que dans l'échantillon précédent (30 % pour l'échantillon G2 contre 18 % pour l'échantillon G1). On a le même type de squelette, mais une porosité beaucoup plus faible (photo 8-3e). Les vides lacunaires occupent une surface moindre que celle qu'ils occupent dans l'échantillon G1 (comparer la photo 8-4f à la photo 8-4b), et leur taille ne dépasse pas 200 μm . Les vides de plus grande taille ont une forme allongée, vraisemblablement due à l'origine biologique de ces pores. Ils sont généralement reliés entre eux par des fissures (photos 8-3d & 8-4e).

La phase argileuse présente de très nombreuses figures de microfissuration, dans la masse (photo 8-4g) comme autour des grains (photo 8-4h). L'épaisseur de ces microfissures ne dépasse que rarement le micromètre, et leur extension au sein de la phase argileuse est limitée.

b. Microscopie sur petits fragments de sol

Les échantillons

Nous avons aussi observé en microscopie électronique à balayage en mode "électrons secondaires", des fragments de sol prélevés dans les échantillons du profil C de notre site d'étude (figure A2-2, annexe 2). La granulométrie de ces échantillons est homogène

sur l'ensemble du profil et globalement plus argileuse que celle du sol à l'endroit où a été implanté le matériel expérimental. Mais cette granulométrie a été réalisée sur des échantillons de volume bien plus important que celui observable en microscopie. Cette apparente homogénéité de composition granulométrique cache une hétérogénéité à une échelle plus fine, que l'on peut observer en microscopie. Nous avons sélectionné deux fragments, l'un provenant de l'échantillon prélevé à 50 cm de profondeur, l'autre de l'échantillon prélevé à 140 cm de profondeur. Ce dernier a une "allure plus argileuse" que le premier.

Echantillon prélevé à 50 cm

On distingue très nettement les grains du squelette (photo 8-5a). Ceux-ci semblent enveloppés par une mince couche de phase argileuse à aspect granuleux. On distingue très nettement des "ponts" entre les grains, en continuité avec la couche d'enrobage. Ceux-ci sont visibles aussi en coupe (photo 8-5b), car certains ponts ont été cassés lors du prélèvement du fragment de sol dans la masse de l'échantillon et sont ainsi visibles, en section, à la surface du fragment.

Echantillon prélevé à 140 cm

Les grains de squelette sont nettement moins visibles que dans l'échantillon précédent. Ceux-ci semblent noyés dans une matrice beaucoup plus abondante (photo 8-5d). La porosité de l'assemblage apparaît donc nettement moins importante. On distingue toujours des sections de "ponts" intergrains formés par la phase argileuse (photo 8-5c).

8.3 Conclusion

Le sol ferrallitique présente une augmentation de la teneur en argile (kaolinite) avec la profondeur.

Dans les horizons B, la majeure partie de la phase argileuse est organisée en microagrégats noyés dans une phase argileuse non organisée. En l'absence de cette phase non organisée, les microagrégats ménagent alors entre eux des vides polyconcaves. La microfissuration de la phase argileuse est très peu développée.

Dans les horizons de surface (A et AB), cette microorganisation de la phase argileuse disparaît. Celle-ci devient moins abondante. De plus, la phase argileuse de l'horizon AB présente de plus nombreux signes de retrait (microfissures, décollements) que la phase argileuse des horizons B.

Le sol alluvial de Guia présente une hétérogénéité texturale marquée, et ce, à différentes échelles : métrique, dans le plan horizontal de la parcelle étudiée ; décimétrique, verticalement dans le profil ; millimétrique, en microscopie. La porosité de la phase argileuse est

Tableau 8-3 : Principales caractéristiques d'organisation et de constitution des sols de Yabone et de Guia.

site d'étude		Yabone		Guia	
schéma de la microorganisation de l'horizon superficiel		100 µm		100 µm	
					
horizon		A12 (6-15 cm)	B21 (60-230 cm)	G1 (0-120 cm)	G2 (120-140 cm)
minéralogie		kaolinite		interstratifiés, un peu de smectites	
teneur en argile		8,2	31,5	18,2	31,5
squelette		sableux		sable fin et limon grossier	
porosité structurale évaluée sur lame mince	porosité lacunaire	très abondante, de taille variable	assez abondante, de taille variable	très abondante, de taille très variable	assez abondante, de taille < 200 µm
	fissuration	inexistante	inexistante	inexistante	rare, entre des pores biologiques
	porosité biologique	inexistante ?	chenaux biologiques ?	inexistante	quelques pores de quelques centaines de µm
	autre type de porosité	néant	vides polyconcaves, liés à une organisation en microagrégats	néant	néant
porosité texturale évaluée sur lame mince		vides lacunaires abondants ; microfissures et décollements peu abondants	vides lacunaires peu abondants ; microfissures et décollements rares	vides lacunaires très abondants ; microfissures et décollements très abondants	vides lacunaires peu abondants ; microfissures et décollements très abondants
aspect particulier de la phase argileuse		aucun	"poussiéreux"	"plissé"	"plissé"
présence de fissures dans le profil observé à l'état sec		non	non	oui	?
schéma de la microorganisation de l'horizon B		100 µm		100 µm	
					

fortement différenciée, avec la présence de microfissures d'extension limitée, qui lui donnent un aspect "plissé". Ce caractère est accompagné de nombreux décollements entre la phase argileuse et les grains du squelette.

On remarquera que la microorganisation du sol de Guia se rapproche de celle des sols de Hardé, observés par Lamotte (1992). On retrouve un enrobage des grains du squelette par une phase argileuse ténue, mais continue. La continuité de la phase solide n'est pas affectée par la microfissuration, en raison de la faible extension des microfissures, et confère au sol une extrême dureté à l'état sec, que nous avons pu observer sur le terrain.

De manière générale, on constate que le sol alluvial de Guia contient une **phase argileuse plus réactive** vis-à-vis de l'eau que celle du sol ferrallitique de Yabone. Cette observation peut s'expliquer par les différences de nature minéralogique entre les fractions argileuses des deux sols.

D'autre part, il est assez frappant de constater, en microscopie, une convergence de microorganisation entre les parties les plus sableuses des deux profils (comparer l'horizon A_{12} du sol de Yabone avec l'échantillon G1 correspondant à la partie 0-120 cm du sol de Guia). Toutefois cette convergence se limite uniquement aux critères observables en microscopie sur échantillon figé, car la morphologie des horizons, leurs propriétés (dureté, couleur) observées sur fosse et leurs propriétés analytiques (voir annexe 2) les différencient très nettement.

Les principales caractéristiques d'organisation et de constitution des deux sols sont rassemblées dans le tableau comparatif 8-3.

CHAPITRE 9 : LES METHODES DE MESURE EMPLOYEES

Nous avons déjà évoqué au chapitre 5 les difficultés que l'on peut rencontrer lorsque l'on cherche à établir la courbe de retrait d'une couche de sol.

Comme nous avons travaillé sur des sols ne manifestant que de très faibles variations de volume lorsque leur teneur en eau varie, nous nous sommes donc attachés à obtenir des mesures qui soient les **plus précises possibles**.

Trois types de mesures ont été effectuées sur chacun des 2 sites :

- des mesures de variations d'épaisseur de couches de sol, à l'aide d'un dispositif que nous avons dénommé "rétractomètre de terrain"
- des mesures de teneur en eau, par prélèvements et par sonde à neutrons
- des mesures de masse volumique, à l'aide d'une sonde gammamétrique à rétrodiffusion.

9.1 Mesure des variations d'épaisseur de couches de sol

Des capteurs de déplacement électroniques permettent à l'heure actuelle de réaliser, de manière très précise ($\pm 1 \mu\text{m}$) et facilement automatisable, des mesures de variation de longueur. Ces outils sont utilisés par Braudeau & Boivin (à paraître) pour mesurer le retrait linéaire de petits cylindres de sols, même si ceux-ci sont considérés comme "peu gonflants".

Nous avons tenté de développer un système équivalent permettant la mesure du retrait linéaire de couches de sol en place.

Divers systèmes, plus ou moins perturbants, ont été utilisés pour mesurer les variations d'épaisseur de couches de sol (cf. chap 5).

Le "rétractomètre de terrain" que nous avons utilisé est décrit en détail dans l'annexe 3A. Il est constitué (figure 9-1 et photos 10-2a & b) :

- d'une part, d'un plateau (8)* rigide en duralumin, perforé, qui repose librement à la surface du sol.
- d'autre part, de tiges (2*) de différentes longueurs, terminées par un large pas de vis (7*) à leur extrémité inférieure. Le pas de vis est ancré dans le sol à la profondeur correspondant à l'épaisseur de la couche étudiée. Chacune des tiges passe à travers l'un des trous du plateau, de telle sorte que les variations mesurées

* Les numéros entre parenthèses font référence au plan coté A3A-1, annexe 3A.

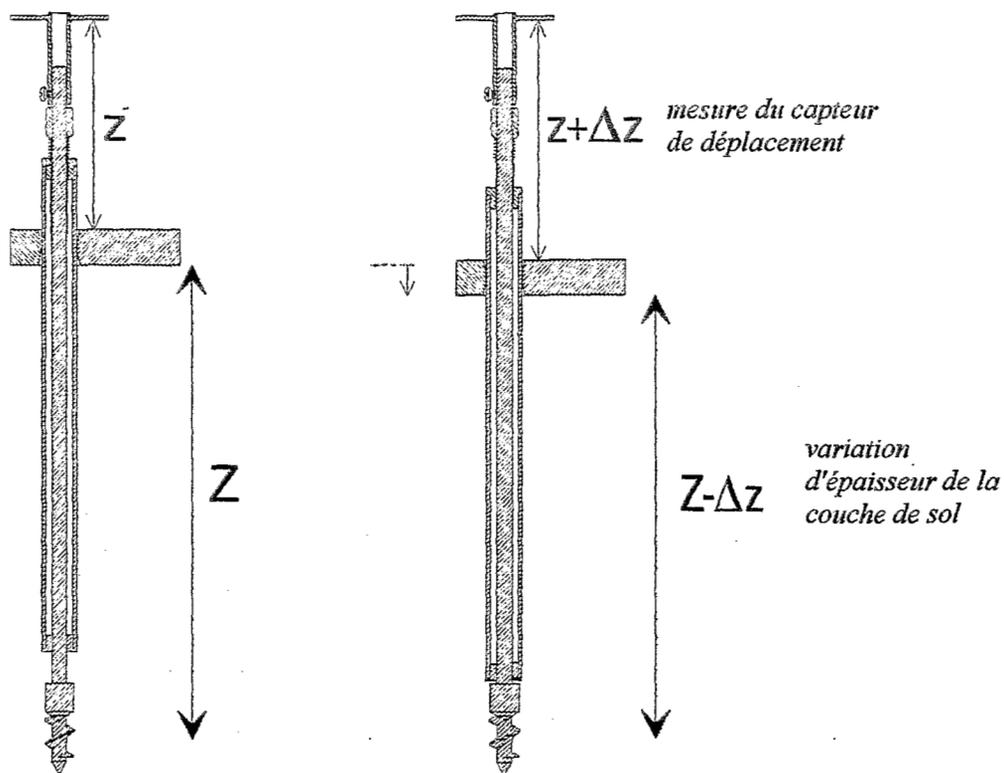


figure 9-1 : Principe de la mesure des variations d'épaisseur d'une couche de sol par le "rétractomètre de terrain".

de la distance entre l'extrémité supérieure de la tige et la surface du plateau correspondent en fait à l'opposé des variations d'épaisseur de la couche de sol (figure 9-1). Un tube (4*+5*+6*) couissant sur la tige joue un rôle de gaine protectrice en empêchant le contact entre le sol et la tige.

Le système de mesure que nous avons utilisé se rapproche de celui développé par Selig & Reinig (1982 ; voir (h) de la figure 5-6, et B. du § 5.2.2). Il en diffère cependant par le fait que, dans notre dispositif, les variations de cote de plusieurs tiges sont mesurées par rapport à un même plateau matérialisant la surface du sol, alors que, dans l'appareillage de Selig & Reinig (1982), il existe un plateau par tige. Dans notre dispositif, les tiges sont regroupées (10 cm entre les centres de 2 tiges juxtaposées), alors que dans le système de Selig & Reinig (1982), celles-ci peuvent être placées à de grandes distances les unes des autres. Un système groupé nous a semblé préférable, compte tenu des travaux de White (1962) qui observe une variabilité spatiale importante des variations d'épaisseur de couches de sol, au sein d'une même parcelle. Bien que les variations de cote de chaque canne soient mesurées par un capteur électronique placé sur le plateau, juste à côté de la tige, le système de mesure que nous avons adopté se rapproche plutôt d'un système de type 2 (voir les critères de classification au B du § 5.2.2). Dans ce système de mesure, le niveau invariant, pris comme référence, est celui de la surface du sol, alors que la plupart des autres auteurs mesurent la variation de cote de l'extrémité supérieure des tiges par rapport à une référence "absolue", matérialisée par un jalon fixé à une profondeur de plusieurs mètres. Le système que nous avons utilisé permet de mesurer les variations de l'épaisseur de couches de sol, et non pas les variations d'altitude des particules de la phase solide du sol.

On mesure des variations d'épaisseur de couches de plus en plus épaisses. Ainsi, on a généralement utilisé 7 tiges ancrées aux profondeurs 20, 40, 60, 80, 100, 120 et 140 cm, qui nous ont permis de suivre les variations d'épaisseur des couches 0-20 cm à 0-140 cm. L'accès aux variations d'épaisseur des couches successives 0-20 cm, 20-40 cm, jusqu'à 120-140 cm, se fait donc en soustrayant aux variations d'épaisseur de la couche effectivement mesurée (par exemple 0-60 cm, pour la couche 40-60 cm), les variations d'épaisseur de la couche précédente (0-40 cm, pour l'exemple choisi).

9.2 Mesure de la teneur en eau massique

Nous avons comparé deux méthodes d'estimation de la teneur en eau massique des couches de sol à l'endroit du "rétractomètre". L'une est basée sur des mesures destructives de teneur en eau massique réalisées autour du "rétractomètre", tandis que l'autre est basée sur une méthode non destructive utilisant des mesures de teneur en eau volumique à la sonde à neutrons, couplées à des mesures de masse volumique à la sonde gammamétrique.

* Les numéros entre parenthèses font référence au plan coté 3A-1, annexe A3A.

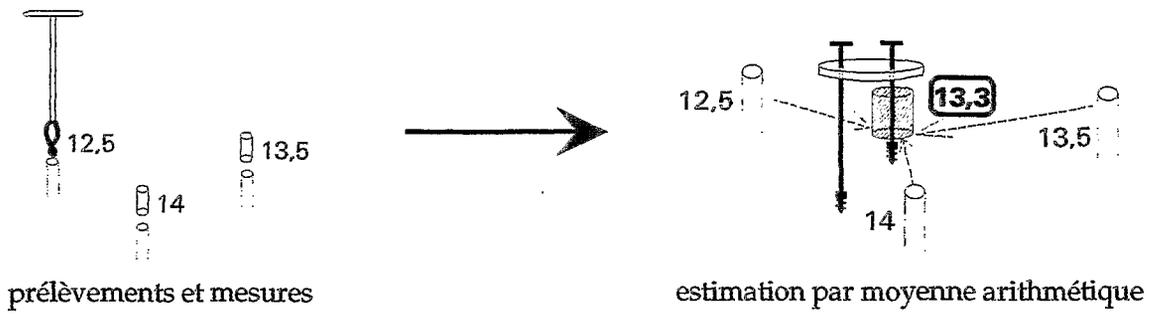


figure 9-2 : Méthode de suivi de la teneur en eau généralement utilisée lors de l'établissement de la courbe de retrait de couches de sols argileux gonflants (voir, par exemple, Hallaire (1987) et Bronswijk (1991)).

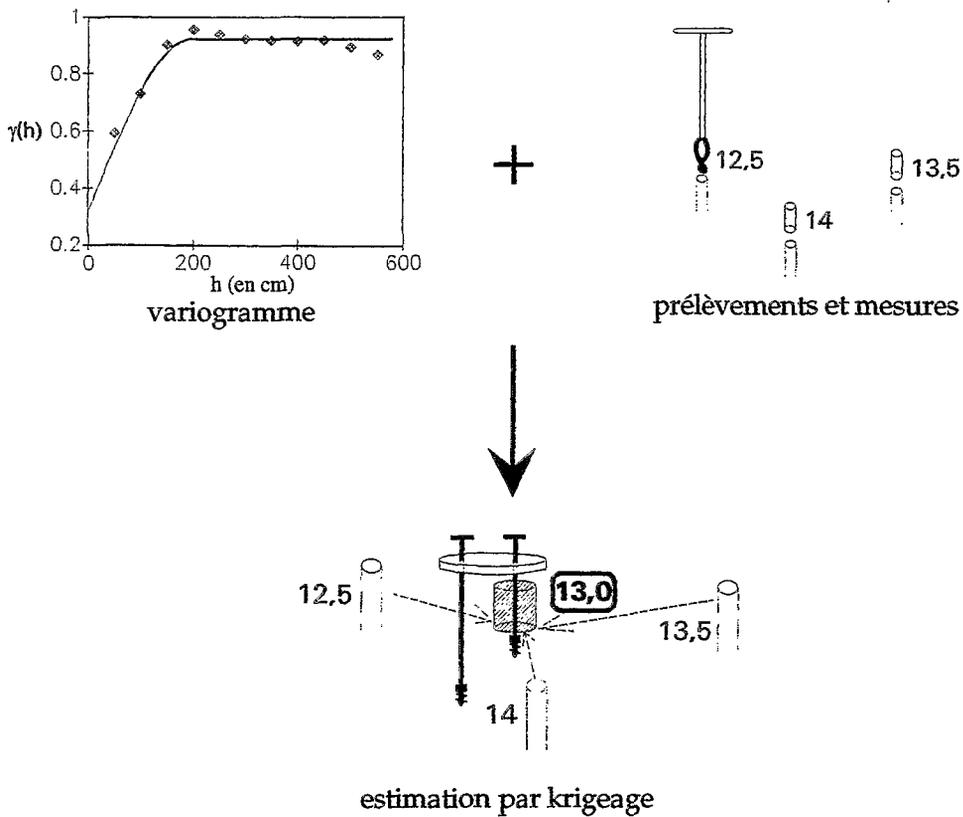


figure 9-3 : Méthode de suivi de la teneur en eau par prélèvements de sol et interpolation par krigeage.

9.2.1 Estimation de la teneur en eau de couches de sol par mesure sur prélèvements et interpolation par krigeage

Les estimations de teneur en eau massique d'un volume de sol donné se font généralement par prélèvement de ce volume de sol et mesure de la perte de poids du sol prélevé après passage à l'étuve à 105 °C (Baize, 1988). La pesée étant l'une des mesures physiques les plus précises, cette méthode de mesure de la teneur en eau du sol est aussi généralement considérée comme étant la plus précise (Daudet, 1970). Mais elle est destructive.

Il était évidemment impossible d'accéder directement à la teneur en eau de couches de sol en effectuant des prélèvements à l'endroit même du système de mesure des variations d'épaisseur.

Pour s'affranchir de cette contrainte, la plupart des auteurs réalisent un certain nombre de profils à la tarière autour de leur dispositif de mesure des variations d'épaisseur, et en déduisent une teneur en eau moyenne sur l'ensemble de leur parcelle expérimentale. Hallaire (1987) établit ses profils moyens de teneur en eau à partir de 10 prélèvements, Bronswijk (1991) à partir de 5 (figure 9-2).

De la même façon, nous avons prélevé un certain nombre d'échantillons, à une distance suffisante des appareils de mesure pour ne pas perturber les mesures réalisées par ceux-ci. Cependant la méthode d'interpolation utilisée pour estimer, à partir de ces données, la teneur en eau massique des différentes couches de sol, est différente (figure 9-3).

Plutôt que d'utiliser une démarche statistique classique (calcul de la moyenne arithmétique des différents profils), nous avons choisi de déterminer au préalable la structure spatiale de la teneur en eau sur nos parcelles expérimentales et d'utiliser cette connaissance pour l'application d'une technique d'interpolation issue de la géostatistique, dénommée "krigeage" (Delhomme, 1978 ; Delfiner, 1979 ; Burgess & Webster, 1980a,b). Cette méthode d'interpolation présente l'avantage de fournir une estimation non biaisée, avec une variance d'estimation $\hat{\sigma}_e^2$ connue et minimale.

L'utilisation de cette méthode a été motivée par la recherche d'un protocole expérimental permettant d'estimer la teneur en eau massique du sol, avec une variance d'estimation qui soit *a priori* plus petite que celle obtenue en utilisant une sonde à neutrons.

9.2.2 Estimation de la teneur en eau massique de couches de sol par humidimétrie neutronique

Cette méthode non destructive permet d'effectuer des mesures répétées de la teneur en eau volumique du sol sur une même verticale, matérialisée par le tube d'accès de la sonde. Une mesure concomitante de la masse volumique du sol permet d'obtenir les teneurs en eau massiques correspondantes.

A. L'avantage des sols "peu gonflants"

Une des raisons pour lesquelles nous avons choisi de travailler sur des sols "peu gonflants" est que l'on peut utiliser la sonde à neutrons pour le suivi de la teneur en eau, sans rencontrer les problèmes liés aux phénomènes de retrait-gonflement. En effet, le suivi de la teneur en eau par la sonde à neutrons est généralement proscrit dans les sols à fort pouvoir de retrait-gonflement, à cause du décollement du sol autour du tube de sonde, au cours du retrait, et de l'apparition d'une fissuration induite par la présence du tube (cf. B. du § 5.2.1). Le pouvoir de retrait-gonflement de nos sols étant faible, à aucun moment nous n'avons été confronté à ce genre de problème. Nous nous sommes assurés, lors de l'installation du tube d'accès de la sonde, du bon contact du sol à celui-ci, et nous avons pu vérifier au démontage que le contact s'était bien maintenu au cours de l'expérimentation.

B. Rappels sur l'utilisation de la sonde à neutrons

le principe de la mesure

Cette méthode fait appel au principe du ralentissement de neutrons rapides, émis par une source radioactive placée dans le sol, par chocs avec les atomes d'hydrogène présents dans le sol (Kirkham & Kunze, 1962 ; Daudet, 1970 ; Luc, 1978 ; Chamayou & Legros, 1989). Cette méthode non destructive permet le suivi temporel de la teneur en eau des différentes couches de sol, sur une verticale, matérialisée par le tube d'accès de la sonde dans le sol.

La sonde utilisée est une sonde Nardeux-Humisol Solo 20[®], à Américium-Béryllium d'activité 40 mCi ($1,48.10^9$ Bq). Un réflecteur en polyéthylène est utilisé afin de limiter les pertes de neutrons lors des mesures vers la surface du sol.

la nécessité d'un étalonnage de la sonde

D'autres atomes que celui de l'hydrogène ont des sections efficaces non négligeables vis-à-vis de l'interaction avec les neutrons thermiques (*i. e.* ralentis). S'ils sont présents en concentration non négligeable dans le sol, ils pourront influencer sur le nombre mesuré de neutrons lents rétrodiffusés (Wilson & Ritchie, 1986).

De plus, il existe d'autres atomes d'hydrogènes que ceux présents dans les molécules d'eau, notamment dans la matière organique du sol.

C'est ce qui explique que l'on ne puisse pas établir une relation de proportionnalité unique, valable quel que soit le type de sol, entre les comptages des neutrons lents rétrodiffusés et la quantité d'eau qu'il contient. Un étalonnage est nécessaire pour chaque sol, à chaque profondeur étudiée.

la nécessité d'utiliser des comptages "réduits"

D'autres facteurs peuvent influencer sur la quantité de neutrons rétrodiffusés mesurée, le facteur "sol" étant considéré constant :

- le "vieillissement" de la source. En effet, l'activité de la source radioactive décroît avec le temps, d'autant plus rapidement que la demi-vie de l'élément radioactif considéré est courte. Ce phénomène est totalement négligeable pour notre sonde à neutrons, vu la demi-vie de l'élément radioactif utilisé (458 ans pour l'Américium !) et vu que l'on compare des comptages proches les uns des autres dans le temps.
- les variations de température. Elles influent sur le système électronique de comptage (Sinclair & Williams, 1979 ; Poss, 1984).

On s'affranchit des ces deux phénomènes en rapportant les comptages réels effectués dans le sol à un comptage dit "standard" réalisé dans une cuve d'eau (Hodnett & Bell, 1991). On obtient alors ce que l'on appelle des comptages "réduits".

C. Les différents types d'étalonnage de la sonde à neutrons

Diverses démarches peuvent être utilisées (voir, par exemple, Luc, 1978). On peut distinguer des méthodes de laboratoire et des méthodes de terrain.

a. méthodes de laboratoire

Citons pour mémoire :

- l'étalonnage sur volumes de sol reconstitués et homogénéisés (Van Bavel *et al.*, 1961 ; Holmes, 1966 ; Greacen & Schrale, 1976)
- l'étalonnage sur milieux absorbants standards (Van Bavel *et al.*, 1961 ; Nakayama & Reginato, 1982)
- l'étalonnage par calcul des sections efficaces macroscopiques d'absorption et de diffusion des neutrons, à partir de l'analyse chimique élémentaire du sol (Couchat, 1967 ; Ølgaard & Haahr, 1968)
- l'étalonnage par mesure directe sur échantillon de ces sections efficaces macroscopiques (Couchat *et al.*, 1975).

b. méthodes de terrain

La méthode de terrain dite "volumétrique" nécessite l'apport de quantité connue d'eau à un volume connu de sol (Douglass, 1966 ; Carneiro & De Jong, 1985). Elle ne s'applique donc que dans des conditions expérimentales très particulières.

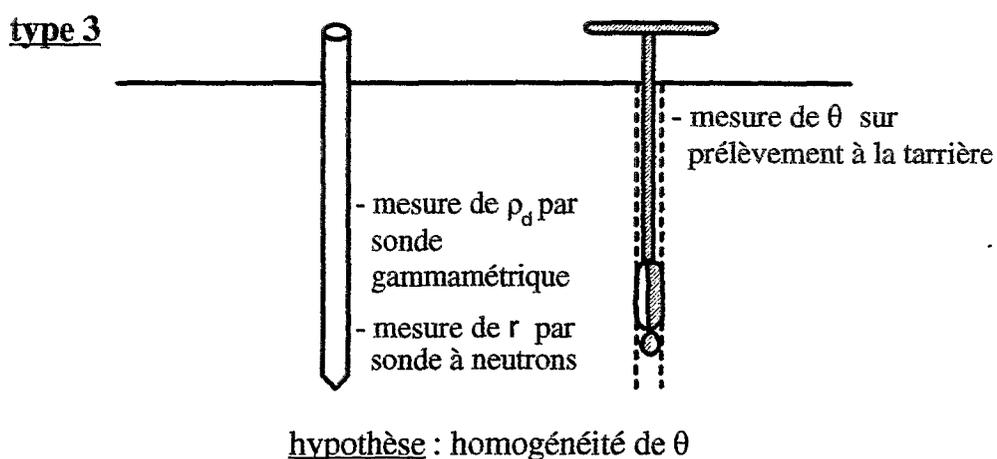
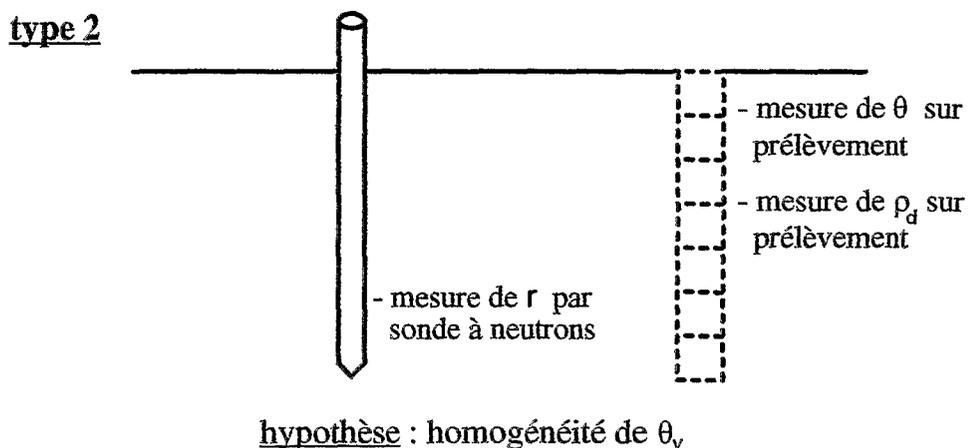
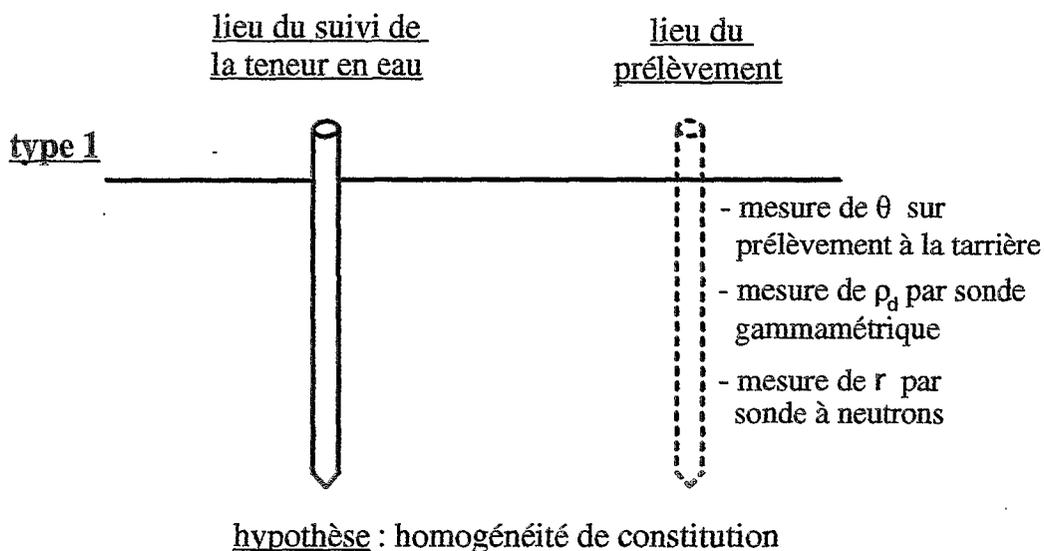


figure 9-4 : les 3 types d'étalonnage *in situ* de la sonde à neutrons, réalisables à partir de mesures de teneur en eau massique.

Plus généralement, on réalise l'étalonnage de la sonde à partir de profils de teneur en eau massique mesurés à proximité du tube d'accès de la sonde.

A chaque profil, on réalise un prélèvement de sol pour chaque profondeur de mesure de la sonde. On prélève généralement une tranche de 10 ou 20 cm d'épaisseur centrée sur la profondeur de mesure de la sonde. En effet, la mesure réalisée par la sonde à neutrons n'est pas ponctuelle. Elle «intègre» la teneur en eau volumique du sol sur une «sphère» d'environ 15 cm de rayon, en sol humide, à 25 cm de rayon, en sol sec (Daudet, 1970). Sur ce prélèvement, on mesure la teneur en eau massique θ .

L'obtention du profil de teneur en eau volumique correspondant nécessite la mesure d'un profil conjoint de masse volumique, qui peut être réalisé par des méthodes destructives, comme la méthode au cylindre (Stewart & Taylor, 1957 ; Reginato & Nakayama, 1988) ou le densitomètre à membrane (Luc, 1978), ou par mesure gammamétrique (Vachaud *et al.*, 1977 ; Haverkamp *et al.*, 1984).

On peut distinguer 3 types d'étalonnage, selon les hypothèses impliquées (figure 9-4) :

- exemple d'étalonnage de type 1 (Haverkamp *et al.*, 1984) :

on prélève le sol afin de mesurer θ , à proximité du tube de sonde mis en place définitivement, mais à une distance suffisante pour ne pas perturber les mesures réalisées ultérieurement à partir de celui-ci. On installe, temporairement, dans le trou de prélèvement, un second tube d'accès. On effectue aussitôt un profil à la sonde à neutrons, suivi d'un profil à la sonde gammamétrique. Cette opération nous permet d'avoir un point d'étalonnage (r (comptage réduit), θ) par profondeur, à un état hydrique donné. Après les mesures, ce second tube est généralement enlevé et le trou rebouché.

Cette méthode néglige les variations latérales de composition du sol (entre le lieu où est réalisé le point d'étalonnage et celui où est réalisé le suivi de teneur en eau) qui peuvent influencer sur le comptage de la sonde (concentration en atomes à section efficace non négligeable, quantité et qualité de la matière organique,... voir § B).

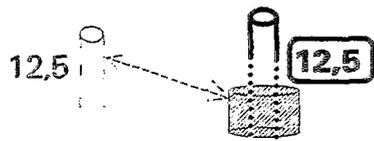
- exemple d'étalonnage de type 2 (Luc, 1978) :

à proximité du tube de sonde servant au suivi de la teneur en eau, on dégage un profil de sol que l'on échantillonne, de manière appropriée, au cylindre. Pour chaque cylindre, on obtient une mesure de masse volumique et une mesure de teneur en eau massique, donc la teneur en eau volumique. Conjointement, on réalise un profil à la sonde à neutrons dans le tube de suivi.

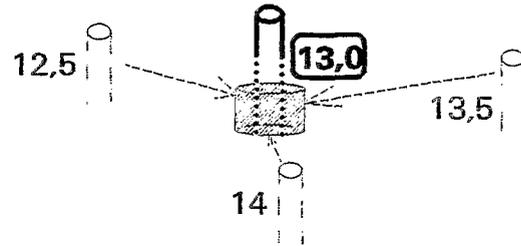
Sous réserve que le profil de teneur en eau volumique déterminé sur les prélèvements soit le même qu'à l'endroit du tube d'accès de la sonde, on obtient ainsi un point d'étalonnage de la sonde.

- exemple d'étalonnage de type 3 :

on réalise un profil de teneur en eau massique à proximité du tube d'accès permanent, après avoir effectué un profil à la sonde à neutrons et un profil à la sonde gammamétrique, au niveau du tube.



- étalonnage avec les valeurs
des prélèvements



- étalonnage avec les valeurs
krigées

figure 9-5 : Comparaison entre l'étalonnage de la sonde à neutrons "sur prélèvements" et l'étalonnage "sur valeurs krigées".

Dans cette méthode, on néglige cette fois-ci les variations latérales de la teneur en eau massique, dans une zone incluant le tube de sonde et les prélèvements réalisés pour l'étalonnage.

Ces 2 dernières méthodes sont généralement moins précises que la première. Ceci tient au fait que la variabilité spatiale de la teneur en eau, dans l'aire incluant le tube de sonde et les points de prélèvements réalisés pour l'étalonnage, est généralement plus grande que la variabilité spatiale des paramètres de constitution du sol pouvant avoir une influence sur l'étalonnage de la sonde.

Dans 2 cas particuliers, on peut obtenir des points d'étalonnage idéaux, c'est-à-dire sans avoir recours à aucune hypothèse d'homogénéité du sol. Il s'agit des points d'étalonnage obtenus :

- à la mise en place du tube d'accès définitif de la sonde. Le profil de teneur en eau massique est établi à l'endroit où la sonde effectuera toutes ses mesures au cours de l'expérimentation. Pour obtenir le profil de masse volumique, soit on réalise les prélèvements précédents à volume connu (Stewart & Taylor, 1957), soit on utilise une sonde gammamétrique.
- au démontage du dispositif expérimental. On peut alors se permettre de prélever dans la sphère d'influence de la sonde à neutrons.

Comme d'autres points d'étalonnage sont nécessaires, à différentes teneurs en eau, afin d'obtenir un étalonnage fiable de la sonde à neutrons, on a généralement recours à l'un des trois types d'étalonnage présentés ci-dessus.

D. Utilisation d'un nouveau type d'étalonnage

L'investissement réalisé en termes de connaissance de la variabilité spatiale de la teneur en eau massique sur nos parcelles expérimentales, nous a amené à envisager l'utilisation d'un protocole d'estimation de la teneur en eau à l'endroit du tube de sonde, du même type que celui utilisé pour l'estimation de la teneur en eau à l'endroit du rétractomètre (interpolation par krigeage), afin d'obtenir un étalonnage de la sonde.

Cette méthode se rapproche du troisième type d'étalonnage présenté au paragraphe précédent, par le fait que l'on ne mesure que la teneur en eau massique à l'endroit des prélèvements (figure 9-4). Mais elle tient compte de la structure spatiale de la teneur en eau massique sur le site instrumenté, en fournissant une estimation sans biais de la teneur en eau massique à l'endroit du tube de sonde.

Cette nouvelle méthode d'étalonnage, que nous appellerons "étalonnage sur valeurs krigées" sera comparée à un étalonnage de type 3, déduit des mesures de teneur en eau massique de la manière suivante :

chaque point d'étalonnage "sur valeurs krigées" est obtenu à partir d'un certain nombre de prélèvements réalisés autour du site instrumenté. Parmi ces prélèvements, nous avons

retenu celui qui se trouvait le plus proche du tube de sonde. Nous avons alors considéré la mesure de teneur en eau massique obtenue en ce point comme représentative de la teneur en eau à l'endroit du tube de sonde. Nous avons appelé cette méthode "étalonnage sur prélèvements" (figure 9-5).

E. Estimation de la teneur en eau massique des couches suivies au rétractomètre, à partir des mesures neutroniques

Pour chaque profil de teneur en eau volumique mesuré par la sonde à neutrons, on a le profil de teneur en eau massique en utilisant la relation :

$$\theta = \frac{\rho_w}{\rho_d} \cdot \theta_v.$$

On estime alors la teneur en eau des différentes couches suivies au rétractomètre, en supposant que la valeur de teneur en eau mesurée par la sonde à neutrons à une profondeur donnée est représentative de la teneur en eau à cette profondeur à l'endroit du rétractomètre. Cette procédure est moins rigoureuse que celle basée sur l'interpolation par krigeage directement à l'endroit du rétractomètre. En effet, même si l'on tient compte de la variabilité spatiale de θ lors de l'étalonnage sur valeurs krigées, on est amené quand même à considérer le sol comme homogène lors de la déduction des valeurs de teneur en eau à l'endroit du rétractomètre, à partir des données de la sonde à neutrons. Ceci peut résulter en l'introduction d'un **biais** dans les estimations de la teneur en eau des couches suivies au rétractomètre, à partir de la sonde à neutrons, notamment dans le cas où une dérive spatiale de la teneur en eau existe. On vérifiera si ce biais est négligeable ou non, en comparant les données obtenues par krigeage direct et celles obtenues aux mêmes dates par la sonde à neutrons (§ 11.2.4). On peut suite à cette considération se demander quel est l'intérêt d'un suivi à la sonde à neutrons. Il réside dans le fait que cet outil permet d'obtenir des profils de teneur en eau à **des intervalles de temps courts, y compris lors de la phase de réhumectation du sol**, ce que la méthode d'estimation par prélèvements et krigeage utilisée seule n'aurait pas permis.

F. Le suivi de la masse volumique du sol

Si nous avons eu affaire à un sol non gonflant, un seul profil de masse volumique sèche du sol aurait suffi. Mais en sols gonflants, ce n'est pas le cas. Une détermination de masse volumique est nécessaire :

- à chaque fois que l'on veut passer de θ à θ_v , lors de la réalisation d'un point d'étalonnage.
- à chaque fois que l'on veut estimer θ à partir de la valeur de θ_v mesurée à la sonde à neutrons.

Cependant, là encore, le fait que nous travaillions sur des sols "peu gonflants" nous a conduit à négliger l'influence des variations de masse volumique sur la teneur en eau volumique du sol, de telle sorte que nous pouvions nous ramener au cas des sols non gonflants.

Cette approximation est justifiée par les résultats des mesures de variation d'épaisseur de sol, ainsi que par ceux de masse volumique, obtenus par gammamétrie (§C du 11.1.3 et § 11.3).

9.3 Mesure de la masse volumique du sol par gammamétrie de rétrodiffusion

Pour avoir accès à ρ_d , sans perturber le sol autour du tube d'accès de la sonde à neutrons, on a utilisé une autre sonde radioactive, appelée «sonde gammamétrique», basée sur l'atténuation d'un rayonnement γ lors de son passage à travers un milieu de densité donnée. On trouvera plus de détails sur le principe de la mesure dans Kirkham & Kunze (1962), Luc (1978), Chamayou & Legros (1989).

La sonde utilisée est une sonde Campbell CPN 501B[®] à Césium 137 (demi-vie : 30 ans) d'activité 10 mCi ($3,7 \cdot 10^8$ Bq).

Comme pour la sonde à neutrons, on ramène les comptages effectués dans le sol à un comptage standard, réalisé cette fois-ci dans le boîtier même de l'appareil.

Le comptage de rayons γ rétrodiffusés ne dépendant que de la densité du milieu, on obtient directement, à l'aide de l'abaque fournie par le constructeur, la valeur de la masse volumique humide ρ_h du sol en place. La masse volumique sèche ρ_d s'exprime en fonction de ρ_h et de θ par :

$$\rho_d = \frac{\rho_h}{1 + \theta}$$

On peut aussi exprimer directement θ_v en fonction de ρ_h et θ :

$$\theta_v = \frac{\rho_h}{\rho_w} \cdot \frac{1}{1 + \frac{1}{\theta}}$$

Compte-tenu des hypothèses qui viennent d'être faite pour l'utilisation de la sonde à neutrons dans nos sols (F du § 9.2.2), un seul profil gammamétrique était suffisant. On a toutefois réalisé plusieurs profils à la sonde gammamétrique, pour différents profils de teneur en eau, afin de :

- 1° / vérifier s'il était possible de mesurer les variations de masse volumique du sol en fonction de la teneur en eau, à l'aide de cet appareil
- 2° / utiliser ces mesures pour les conversions entre teneurs en eau massique et volumique lors de l'utilisation de la sonde à neutrons :

- si l'on peut établir une courbe de retrait à l'aide de cet instrument, on utilisera cette courbe pour les conversions
- si l'on ne peut pas mesurer de courbe de retrait, compte-tenu de la précision de l'appareil, c'est-à-dire si les variations de masse volumique mesurées sont aléatoires, on utilisera un profil moyen de masse volumique pour les conversions.

Nous allons maintenant montrer de quelle façon les différentes méthodes de mesure que nous venons de présenter, ont été utilisées afin de caractériser le comportement *in situ* de retrait-gonflement du sol.

CHAPITRE 10 : LE PROTOCOLE EXPERIMENTAL

L'utilisation de la méthode d'interpolation de la teneur en eau par krigeage implique la détermination préalable de la structure spatiale de la teneur en eau, sur chacun des sites étudiés. Cette détermination a été réalisée avant la mesure de la courbe de retrait *in situ*.

La courbe de retrait de couches de chacun des deux sols a été obtenue *in situ* par le suivi simultané de l'épaisseur, de la teneur en eau et de la masse volumique de ces couches de sol, au cours de cycles humectation-dessiccation, à l'aide des méthodes de mesure présentées dans le chapitre précédent.

Nous présenterons dans ce chapitre le détail du protocole expérimental que nous venons d'évoquer.

10.1 Analyse préalable de la variabilité spatiale de la teneur en eau massique

La structure spatiale de la teneur en eau est la première des caractéristiques nécessaires au krigeage. C'est une donnée naturelle du lieu, dont on devra posséder une estimation.

Cette structure spatiale est évaluée à partir d'une série de prélèvements réalisée en dehors de la zone comprenant les instruments de mesure et les "futurs" points de prélèvement destinés à l'évaluation de la teneur en eau par krigeage, au cours des cycles humectation-dessiccation (voir "parcelle échantillonnée", figure 10-1). Sur ces prélèvements, réalisés autour de cette zone selon un maillage régulier de mailles carrées, on détermine les teneurs en eau massiques. Connaissant les distances séparant les différents points de prélèvement, on estime le variogramme de la teneur en eau massique du sol sur la parcelle.

On supposera que le variogramme obtenu est aussi **représentatif du volume de sol situé au centre de la parcelle**, où seront implantés les instruments de mesure, et qui ne fait pas partie de la zone échantillonnée pour la détermination du variogramme.

Enfin, la détermination de variogramme de la teneur en eau n'a été effectuée que pour un état hydrique particulier de la parcelle. **On supposera que la structure spatiale de la teneur en eau est la même quelle que soit l'état hydrique de la parcelle.**

Nous présenterons successivement le plan d'échantillonnage retenu pour la détermination du variogramme, les critères du choix de l'état hydrique du sol au moment de l'échantillonnage et enfin la réalisation pratique des prélèvements, pour chacun des sites expérimentaux.

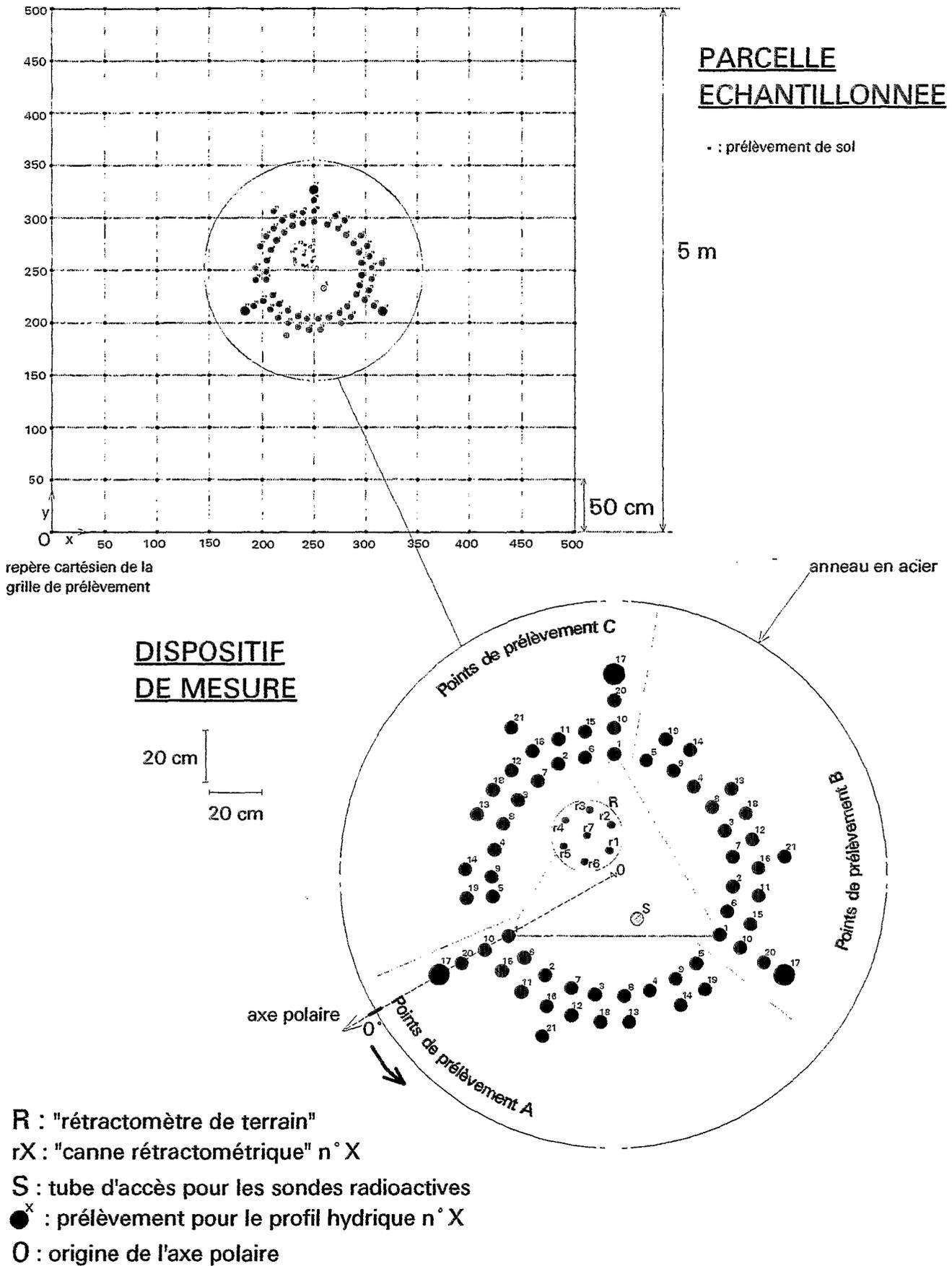


figure 10-1 : Le dispositif expérimental : exemple du site de Guia.

10.1.1 Le plan d'échantillonnage

Afin de connaître la structure spatiale de la teneur en eau massique du sol, tout en préservant le sol au niveau du site d'implantation de notre matériel d'expérimentation, nous avons délimité une parcelle de 5 m sur 5 m, dans laquelle nous avons appliqué un maillage régulier de maille carrée de 50 cm de côté. Au milieu de cette parcelle, nous avons mis en défens une surface circulaire, sur laquelle ont été implantés ultérieurement les différents appareils de mesure utilisés, et où ont été effectués les prélèvements nécessaires au suivi de la teneur en eau au cours du temps (voir figure 10-1). Nous avons ainsi localisé 113 points de prélèvements. Le nombre de points de prélèvements devait être suffisamment important pour obtenir un variogramme suffisamment fiable sans que le temps nécessaire pour effectuer l'ensemble des prélèvements d'une même profondeur ne soit trop long, afin de respecter l'hypothèse selon laquelle les prélèvements ont été effectués au même temps t_0 . Cette dernière contrainte est d'autant plus importante que la teneur en eau du sol peut varier rapidement dans le temps.

A chaque point de prélèvement, seulement 3 couches de sol (correspondant à des couches suivies au "rétractomètre") ont été prélevées. Il était difficile de multiplier le nombre de couches prélevées à cause du nombre limité de contenants disponibles pour les prélèvements (339 prélèvements à réaliser, pour la configuration choisie)

Un compromis était donc nécessaire entre le nombre de points de prélèvements, qui conditionne la qualité de la connaissance de la structure de la teneur en eau dans le plan horizontal, et le nombre d'horizons prélevés, qui conditionne la qualité de la connaissance de cette structure dans la direction verticale. Le compromis choisi favorise la connaissance de la structure de la variable, dans le plan horizontal. La pertinence de ce choix sera discutée plus loin (A du § 11.2.1).

10.1.2 Le choix de l'état hydrique du sol au moment du prélèvement

Nous avons choisi d'effectuer les prélèvements pour l'étude de la structure spatiale de la teneur en eau du sol à un état hydrique de la parcelle voisin de la capacité au champ. En effet, d'après les données rassemblées par Vauclin (1983), la variance de la teneur en eau massique, estimée par un échantillon de mesures, est plus importante pour un potentiel de l'eau voisin de la capacité au champ ($\Psi' = - 0,3$ bar (- $3 \cdot 10^4$ Pa)), que pour un potentiel au point de flétrissement permanent ($\Psi' = - 15$ bars (- $1,5 \cdot 10^6$ Pa)). Comme nous voulions un **majorant** de l'erreur commise sur l'estimation des teneurs en eau, on a choisi d'effectuer l'étude dans le cas pour lequel la variance de la teneur en eau est la plus grande (donc à la capacité au champ).

Il aurait été préférable de mener cette étude de variabilité de la teneur en eau massique du sol à au moins un ou deux autres états hydriques différents, afin de tester la permanence de la



(a)



(b)



(c)

Planche 10-1 : (a) : environnement de la parcelle expérimentale du site de Guia.

(b) : le "Namardé".

(c) : site de Guia : travail superficiel du sol avant la mise en place du dispositif de mesure.

structure spatiale de la teneur en eau dans le temps et dans le domaine naturel de variation des teneurs en eau sur la parcelle. Cela n'a pas été fait dans les deux sites pour des raisons différentes :

- dans le cas de Guia, la cohérence du sol à l'état hydrique naturel (état sec) était très élevée : il était quasiment impossible de le prélever à cet état hydrique, à l'aide du matériel dont on disposait.
- dans le cas de Yabone, l'étude n'a pas été réalisée pour des raisons de calendrier lié aux contraintes climatiques.

On ne dispose donc que d'une seule étude de la variabilité spatiale de la teneur en eau, pour chaque site, réalisée en sol humide.

On supposera que la structure spatiale de la teneur en eau du sol ainsi déterminée est constante, quel que soit l'état hydrique du sol.

10.1.3 La réalisation des prélèvements

Site de Guia

L'étude a été menée début décembre 91, après réhumectation de la parcelle.

Pour la réhumectation, on a endigué (photo 10-1a) et légèrement aplani la parcelle, avant d'apporter l'eau à l'aide de réservoirs.

La quantité d'eau à apporter pour amener le sol à sa capacité au champ sur une profondeur de 1 m, a été estimée à l'aide des paramètres pédo-hydriques issus du modèle d'analyse des courbes de retrait proposé par Braudeau (voir § 3.1.4 ; Braudeau, 1988c), appliqué à des échantillons de sol prélevés à proximité de la parcelle (à 10, 20 et 80 cm de profondeur).

Environ 7000 litres d'eau ont été apportés par fractions de 1000 litres environ sur la parcelle endiguée, au cours d'une journée et demie (9 & 10/12/91). Cependant, le front d'humectation n'avait pas atteint 1 m de profondeur. Il se situait globalement, sur la parcelle, entre 80 et 85 cm de profondeur.

La quantité d'eau apportée n'était donc pas suffisante pour atteindre la capacité au champ sur un mètre de profondeur.

On a effectué les 339 prélèvements les 11 et 12/12/91, après un délai de ressuyage d'une nuit. Vu les conditions climatiques régnant dans les régions de travail (températures élevées pour les deux sites, hygrométrie faible et vent important pour le site de Guia), il était nécessaire d'avoir des contenants bien hermétiques à l'humidité, les prélèvements pouvant attendre une journée avant d'être pesés. Divers contenants ont été testés (voir annexe 4A). Le type de contenant retenu est la boîte à prélèvement en aluminium (vol. 125 cm³), dont le couvercle est fixé sur la boîte par un ruban adhésif.

Les profondeurs des 3 couches prélevées sont :

- 5 - 20 cm; on n'a pas prélevé les 5 premiers cm de sol, afin de s'affranchir d'un éventuel effet de gradient, lié au dessèchement de la surface du sol au cours du



(a)



(b)

Planche 10-2 : (a) : dispositif de mesure

(b) : ancrage du pas de vis d'une canne rétractométrique dans le sol (site de Guia)

prélèvement ; de plus, on a pris soin, avant le prélèvement de cette première couche de sol, de placer sur la parcelle une bâche en plastique opaque de couleur claire, que l'on roule au fur et à mesure des prélèvements, afin de limiter d'éventuelles pertes par évaporation qui pourraient affecter la teneur en eau de la couche de sol prélevée.

- 40-60 cm.
- 60 - 80 cm; au lieu de 80 - 100 cm initialement prévu, à cause du niveau atteint par le front d'humectation; pour cette couche, seuls 102 prélèvements ont été réalisés, la première ligne de prélèvement ($x = 0$, figure 10-1) ayant été supprimée.

Site de Yabone

L'étude de la variabilité spatiale de la teneur en eau massique a été menée en fin de saison des pluies (22-23/10/91). C'est à cette période de l'année que la parcelle avait le plus de chance d'être à une teneur en eau voisine de la capacité au champ. Le sol étant humecté sur une assez grande profondeur, on a pu prélever les 3 couches de sol aux profondeurs suivantes :

- 5-20 cm (voir site de Guia, ci-dessus).
- 40-60 cm.
- 80-100 cm.

113 prélèvements ont été réalisés à chaque niveau.

Sur les 2 sites, les trous de prélèvements ont été aussitôt rebouchés par un matériau identique prélevé à proximité des parcelles.

10.2 Mise en place du matériel expérimental

La zone précédemment mise en défens a été instrumentée et soumise à un ou plusieurs cycles humectation-dessiccation. Pour chaque site d'étude, on a réalisé successivement les opérations suivantes :

Aplanissement de la surface

La réhumectation du sol se faisant par apport d'une lame d'eau, nous nous sommes assurés de la planéité de la surface du sol, avant la mise en place des instruments de mesure. La planéité a été vérifiée selon la technique bien connue des carreleurs (règle + niveau), et éventuellement corrigée en "grattant" le sol à l'endroit approprié.

Le site de Guia a subi un traitement particulier, préalable à la réalisation des infiltrations : la surface du sol a été remaniée à la pioche, sur une profondeur d'une dizaine de cm, afin d'éliminer une zone durcie (photo 10-1c), et de promouvoir ainsi une meilleure

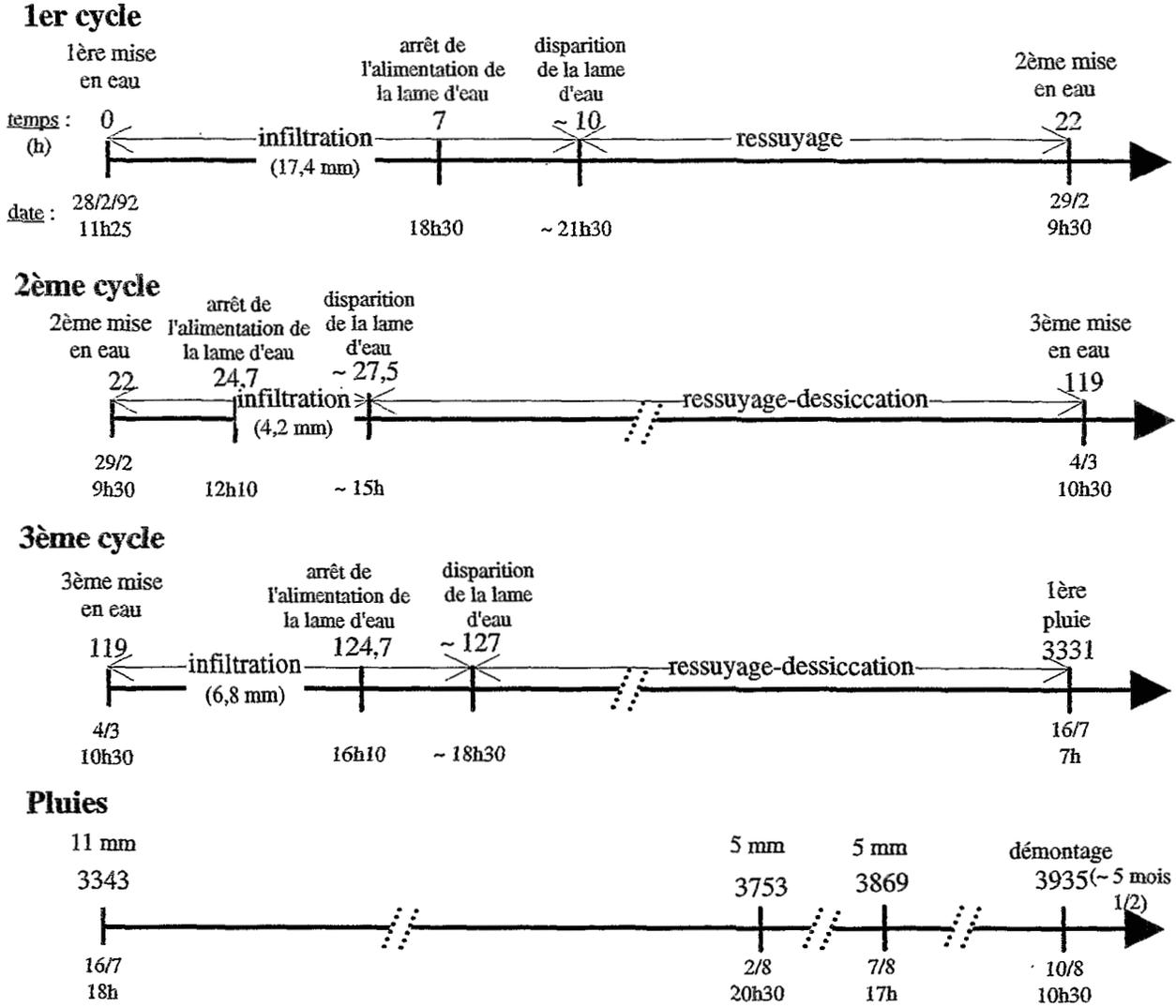


figure 10-2 : Apports d'eau sur le site de Guia : 3 cycles humectation - dessiccation, avant les pluies.

infiltration de l'eau dans le sol. Lors de la réhumectation préalable à l'étude géostatistique de la teneur en eau, on avait effectivement pu constater la lenteur de cette infiltration.

Mise en place du dispositif de réhumectation

Un anneau métallique de diamètre 210 cm et de hauteur 30 cm, est enfoncé au centre de la parcelle (figure 10-1), sur une profondeur de 10 cm environ. La réhumectation s'effectue en établissant une lame d'eau, d'environ 2 cm, à l'intérieur de l'anneau. Cette lame d'eau est alimentée par 3 réservoirs de 200 litres (soit une lame d'eau d'environ 6 cm par réservoir), eux-même approvisionnés par une tonne à eau de 1200 l (photo 10-1c).

Mise en place du tube d'accès des sondes radioactives

L'installation du tube d'accès était l'occasion d'obtenir un premier point d'étalonnage de la sonde à neutrons. Le tube est mis en place à l'endroit prévu (figure 10-1), où vient d'être effectué un profil de prélèvements, à l'aide d'une tarière de diamètre adapté. Un profil à la sonde à neutrons et un profil à la sonde gammamétrique sont réalisés juste après la mise en place du tube. La teneur en eau massique des échantillons prélevés est ensuite déterminée au laboratoire.

Mise en place du "rétractomètre"

Le rétractomètre est implanté au lieu indiqué à la figure 10-1. Il permet de suivre les variations d'épaisseur de 7 couches de sol (0-20 cm à 0-140 cm ; photos 10-2a & b).

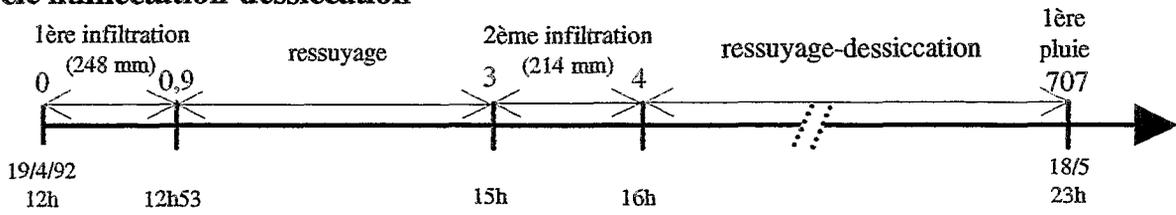
10.3 Les cycles humectation-dessiccation

Un seul cycle contrôlé d'humectation-dessiccation a été réalisé pour le site de Yabone, alors que 3 l'ont été pour le site de Guia.

Site de Guia

La lenteur de l'infiltration dans ce sol nous a conduit à réaliser 2 humectations successives à 1 nuit d'intervalle (figure 10-2). Une 3ème infiltration a été réalisée 4 jours après, dans le but d'obtenir au moins partiellement un cycle humectation-dessiccation.

Cycle humectation-dessiccation



Pluies

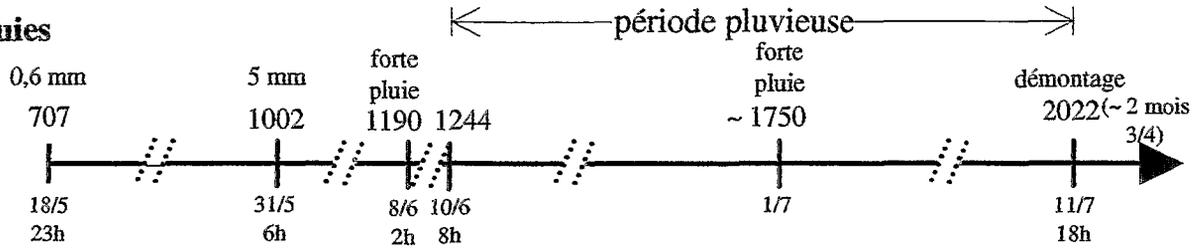


figure 10-3 : Apports d'eau sur le site de Yabone : 1 seul cycle humectation - dessiccation, avant les pluies.

Site de Yabone

Contrairement au site de Guia, le sol ferrallitique de Yabone présente une grande capacité d'infiltration. A tel point que le dispositif expérimental ne suffisait pas à maintenir la lame d'eau pendant plus d'une heure (transfert citerne → réservoirs trop lent). Ceci nous a conduit à effectuer 2 infiltrations successives (figure 10-3).

10.4 Suivi des variations d'épaisseur des couches de sol

L'acquisition des données s'effectue automatiquement, à l'aide de capteurs électroniques reliés à une centrale de mesure (annexe 3A). Le pas de temps varie de 5 minutes à 1 heure. Le pas de temps de 5 min est utilisé lors des réhumectations et lors des phases de ressuyage.

Pour le site de Guia, le système d'acquisition automatique des données a été remplacé au cours de la 3^{ème} période de dessiccation, à $t = 886$ h (le 5/4), par un système manuel (voir annexe 3A), la centrale étant transférée sur le site de Yabone. Ce changement a entraîné la suppression des 2 tiges les plus profondément implantées (0-120 et 0-140 cm). L'utilisation de ce système manuel correspond à des dates de mesures beaucoup plus espacées dans le temps.

10.5 Suivi des variations de teneur en eau

10.5.1 Suivi par prélèvements et interpolation par krigeage

La variance d'estimation $\hat{\sigma}_e^2$ d'une valeur de teneur en eau obtenue par krigeage est entièrement déterminée par la position respective du point krigé par rapport aux points de prélèvement, et par la fonction de structure (variogramme) de la variable (Gascuel-Oudou, 1987). Si l'on connaît ces deux caractéristiques (variogramme ; géométrie des points prélevés et des points krigés), on peut donc calculer, avant même d'effectuer les prélèvements, la variance d'estimation des valeurs krigées (Journel, 1977, p. 395). Celle-ci est fonction du nombre de points du voisinage de krigeage (c'est-à-dire du nombre de prélèvements effectués pour chaque interpolation) et de leur disposition.

A. Localisation possible des prélèvements nécessaires au krigeage (voir figure 10-1)

Ces prélèvements doivent se situer dans la zone de sol dont on fait varier la teneur en eau, c'est-à-dire, à l'intérieur de l'anneau délimitant la surface humectée. D'autre part, ces

tableau 10-1 : nombre de "profils de teneur en eau" réalisables selon la taille du voisinage de krigeage.

nombre de points de prélèvement		2	3	4	5
nombre de "profils de teneur en eau" réalisables sur le cercle de prélèvement de rayon r (en cm)	46,5	13	9	6	5
	56,5	16	10	8	6
	66,5	20	13	10	8
	76,5	22	15	11	9
	86,5	25	17	12	10
96,5	30	20	15	12	
nombre total de "profils de teneur en eau" possible		126	84	62	50

prélèvements ne doivent pas perturber les appareils de mesure rassemblés au centre de la parcelle.

Les prélèvements sont disposés selon une forme géométrique régulière centrée sur le centre de la parcelle : un segment de droite, un triangle équilatéral, un carré ou un pentagone régulier, selon que l'on choisisse une taille du voisinage de krigeage de 2, 3, 4 ou 5 points, c'est-à-dire de réaliser 2, 3, 4 ou 5 prélèvements pour chaque évaluation par krigeage.

Les sommets de ces figures géométriques, repérés en coordonnées polaires, vont donc décrire, au cours des profils de prélèvement, un cercle (figure 10-1). Le cercle de prélèvement sera d'autant plus vite "saturé" que le nombre de points de prélèvement nécessaires au krigeage sera élevé.

La valeur la plus faible possible pour le rayon du cercle de prélèvement est déterminée par la distance à partir de laquelle on considère qu'un prélèvement de sol ne perturbe pas les instruments de mesure. Cette valeur minimum est choisie à 46,5 cm pour la configuration du dispositif de mesure retenu : le prélèvement est au minimum à 22,5 cm du tube de sonde et 13,5 cm d'une tige du rétractomètre.

On a utilisé, pour les prélèvements de sol, la tarière conçue pour l'implantation du tube d'accès à la sonde à neutrons ($\varnothing \approx 5$ cm, sauf pour le profil 17 du site de Guia). Les sols étant suffisamment cohérents quelle que soit leur teneur en eau, on a considéré qu'un espacement de 10 cm entre les centres de 2 prélèvements successifs (5 cm entre les bords) était suffisant. Cette valeur correspond donc à l'espacement entre 2 cercles concentriques, et détermine le nombre de prélèvements que l'on peut faire sur un même cercle.

La valeur maximale du rayon du cercle de prélèvement est déterminée par la taille de l'anneau d'humectation ($r = 105$ cm), soit 96,5 cm.

Ainsi, 6 cercles de prélèvement peuvent être utilisés.

Le tableau 10-1 indique le nombre de profils de teneur en eau réalisables, par cercle de prélèvement, vu la disposition du matériel adoptée, en fonction du nombre de points de prélèvement nécessaires au krigeage.

B. Caractéristiques du krigeage utilisé

Nous présenterons la manière dont est obtenue chaque estimation, ainsi qu'un intervalle de confiance pour chacune des valeurs estimées. Nous expliquerons aussi la façon dont les variogrammes obtenus pour les différentes tranches de sol prélevées pour l'étude de la variabilité spatiale de la teneur en eau (§ 10.1) ont été étendus à l'ensemble des profondeurs de sol instrumentées.

a. l'estimation par krigeage

Chaque estimation de la teneur en eau massique en un point à une profondeur donnée est obtenue par krigeage "par bloc" (Burgess & Webster, 1980b). C'est-à-dire que

chaque valeur krigée est la valeur moyenne de la variable estimée sur une surface (un "bloc") de 100 cm² autour de ce point. Cette valeur est la moyenne arithmétique de 25 estimations krigées ponctuelles réalisées sur une grille carrée de 10 cm de côté, de maille 2,5 cm de côté, centrée sur le point à estimer.

Les prélèvements sont effectués par tranches de 20 cm (0-20 à 120-140 cm).

Lorsqu'il s'agit d'estimer la teneur en eau d'une couche de sol suivie par le rétractomètre, la valeur krigée est localisée à l'emplacement exacte de la canne rétractométrique correspondante.

Dans le cadre de l'utilisation du krigeage pour l'étalonnage de la sonde à neutrons, on doit aussi obtenir des estimations par krigeage à des profondeurs qui sont celles des plans de contact entre 2 couches successives de prélèvement (profondeurs multiples de 20 cm), puisque les mesures réalisées à la sonde sont espacées de 10 cm, de 10 à 140 cm de profondeur. Pour toute profondeur multiple de 20 cm, chaque valeur de teneur en eau utilisée pour le krigeage est la moyenne arithmétique des teneurs en eau dans les deux couches prélevées qui encadrent cette profondeur. Pour appliquer cette procédure à la profondeur 140 cm, nous avons donc été conduit à prélever la couche 140-150 cm.

Nous avons établi 21 profils hydriques (figure 10-1) pour le site de Guia et 17, pour le site de Yabone. Chaque profil n'est pas forcément entier (*i. e.* de 0 à 140 cm) : nous nous sommes basés sur les variations des comptages neutroniques pour déterminer jusqu'à quelle profondeur la teneur en eau avait varié.

b. construction des intervalles de confiance des estimations de teneur en eau massique

A chaque estimation de la teneur en eau massique en un point donné de la parcelle est associée une variance d'estimation $\hat{\sigma}_e^2$. On peut en déduire un intervalle de confiance, au niveau $\eta=1-\alpha$. η est le coefficient de confiance de l'intervalle de confiance. α est le risque de première espèce du test :

$$\ll H_0 : \hat{\theta} = \theta \gg \text{ contre } \ll A : \hat{\theta} \neq \theta \gg,$$

où $\hat{\theta}$ est l'estimation de la teneur en eau au point choisi, et θ , la vraie teneur en eau en ce point. On peut dire que la vraie valeur θ se trouve dans l'intervalle de confiance, avec la probabilité α de se tromper. Ou encore que la vraie valeur θ a $\eta \times 100$ chances sur 100 de se situer dans l'intervalle défini.

Soit $\hat{\sigma}_e^2$ la variance d'estimation d'une valeur krigée donnée.

On peut assimiler $(\hat{\theta} - \theta) / \hat{\sigma}_e$ à une variable de Student à $n_0 - 1$ degrés de liberté (Muñoz - Pardo, 1987), avec n_0 , le nombre de prélèvements réalisés pour l'estimation du variogramme.

D'où l'intervalle de confiance sur θ :

$$\hat{\theta} - t_{n_0-1} \cdot \hat{\sigma}_e < \theta < \hat{\theta} + t_{n_0-1} \cdot \hat{\sigma}_e$$

c. extension des variogrammes à l'ensemble du profil instrumenté

La structure spatiale de la teneur en eau massique n'a été estimée que pour 3 couches de sol, incluses dans le profil instrumenté (0 à 140 cm). Pour pouvoir interpoler par krigeage les valeurs de teneur en eau au niveau de chaque élément du dispositif de mesure, qui n'est pas forcément inclus dans l'une de ces 3 couches, il était nécessaire d'étendre cette structure à toutes les profondeurs instrumentées. Pour la procédure d'estimation par krigeage, les variogrammes obtenus ont été étendus à l'ensemble du profil instrumenté de la manière suivante :

- pour le site de Guia :

- de la surface à 30 cm inclus : variogramme de la couche 5-20 cm;
- de 30 cm exclus à 60 cm inclus : variogramme de la couche 40-60 cm;
- à partir de 60 cm exclus : variogramme de la couche 60-80 cm.

- pour le site de Yabone :

- de la surface à 30 cm inclus : variogramme de la couche 5-20 cm;
- de 30 cm exclus à 70 cm inclus : variogramme de la couche 40-60 cm;
- à partir de 70 cm exclus : variogramme de la couche 80-100 cm.

C. Nombre de points d'appui retenus

3 points d'appui sont utilisés pour le krigeage. La justification de ce choix sera exposée plus loin au C du § 11.2.1., après la présentation des résultats des études géostatistiques de la teneur en eau.

Les 3 prélèvements sont placés aux sommets d'un triangle équilatéral, centré sur le centre O du dispositif (figure 10-1). Ce triangle est déplacé par rotation à chaque série de prélèvements. Les trous sont aussitôt rebouchés avec un matériau similaire prélevé à côté de la parcelle. Sur ces échantillons, on mesure la teneur en eau massique.

10.5.2 Suivi de la teneur en eau par humidimétrie neutronique

L'utilisation de la sonde à neutrons nous a permis de suivre l'évolution de la teneur en eau, principalement pendant les phases d'humectation et de ressuyage, avec des intervalles de temps plus courts que la méthode par prélèvements.

Plus d'une centaine de profils plus ou moins complets ont été réalisés pour chacun des sites.

Tableau 10-2 : Position des différents profils de masse volumique réalisés par gammamétrie, par rapport au régime hydrique du sol au cours de l'expérimentation. **Site de Guia.**

n° profil	temps (h)	date		position par rapport à la dynamique hydrique du sol
		jour	heure	
1	-1	28/2	10h	état initial
2	54	1/3	17h15	dessiccation 2ème cycle
3	95	3/3	10h	dessiccation 2ème cycle
4	142	5/3	9h30	dessiccation 3ème cycle
5	167	6/3	10h15	dessiccation 3ème cycle
6	870	4/4	17h30	dessiccation 3ème cycle
7	2279	2/6	10h	dessiccation 3ème cycle
8	3935	10/8	10h	état final (démontage)

Tableau 10-3 : Position des différents profils de masse volumique réalisés par gammamétrie, par rapport au régime hydrique du sol au cours de l'expérimentation. **Site de Yabone.**

n° profil	temps (h)	date		position par rapport à la dynamique hydrique du sol
		jour	heure	
1	-26	18/4	10h30	état initial
2	6	19/4	18h	ressuyage
3	24	20/4	12h	dessiccation
4	654	16/5	18h	dessiccation
5	2023	12/7	18h30	état final (démontage)

10.6 Suivi de la masse volumique par gammamétrie

8 profils, de 10 à 140 cm, ont été réalisés, par intervalles de 10 cm, sur le site de Guia, au cours de l'expérimentation. Leur répartition en fonction des cycles humectation-dessiccation est indiquée dans le tableau 10-2.

5 profils ont été mesurés pour le site de Yabone (tableau 10-3).

Nous allons maintenant présenter, pour clore cette deuxième partie, les différents résultats intermédiaires que nous avons obtenus au cours de nos expérimentations.

CHAPITRE 11 : PRECISION DES MESURES ET AUTRES RESULTATS INTERMEDIAIRES

Divers résultats intermédiaires, c'est-à-dire ne concernant pas directement les propriétés de retrait des sols, ont été obtenus lors de la mise au point du protocole expérimental. Ces résultats concernent principalement la précision des mesures d'épaisseur des couches de sol, de teneur en eau (par krigeage et par humidimétrie neutronique) et de masse volumique (par gammamétrie de rétrodiffusion).

11.1 Les variations d'épaisseur des couches de sol : effet de la température et précision des mesures

11.1.1 Dépouillement des signaux des capteurs de déplacement

A. Les problèmes rencontrés

Les enregistrements des signaux bruts délivrés par les capteurs de déplacement n'ont pas pu être utilisés directement pour le calcul des variations d'épaisseur des couches de sol, à cause d'un certain nombre de facteurs de perturbation responsables d'un "bruitage" des signaux. Dans le but d'atteindre un niveau maximum de précision, nous avons cherché dans la mesure du possible à éliminer ce "bruit".

Pour cela, nous avons tout d'abord identifié, parmi les différents facteurs susceptibles d'être à l'origine de ce bruit, ceux dont l'influence était prépondérante. Trois facteurs principaux peuvent être considérés :

- les "accidents" de mesure, liés à la manipulation ou à un choc malencontreux avec un élément du retractomètre. Ils correspondent à de brusques variations du signal des capteurs. Ces accidents sont facilement rectifiables, *a posteriori* (cf. annexe 3B). On retiendra cependant le caractère "délicat" du matériel expérimental utilisé, nécessitant une manipulation précautionneuse.
- la température.
- la linéarité des capteurs de déplacement.

Le lecteur pourra se reporter à l'annexe 3B pour un traitement plus complet des problèmes de dépouillement des enregistrements des capteurs de déplacement. Nous ne présenterons ici que quelques résultats relatifs à l'influence de la température sur les signaux enregistrés.

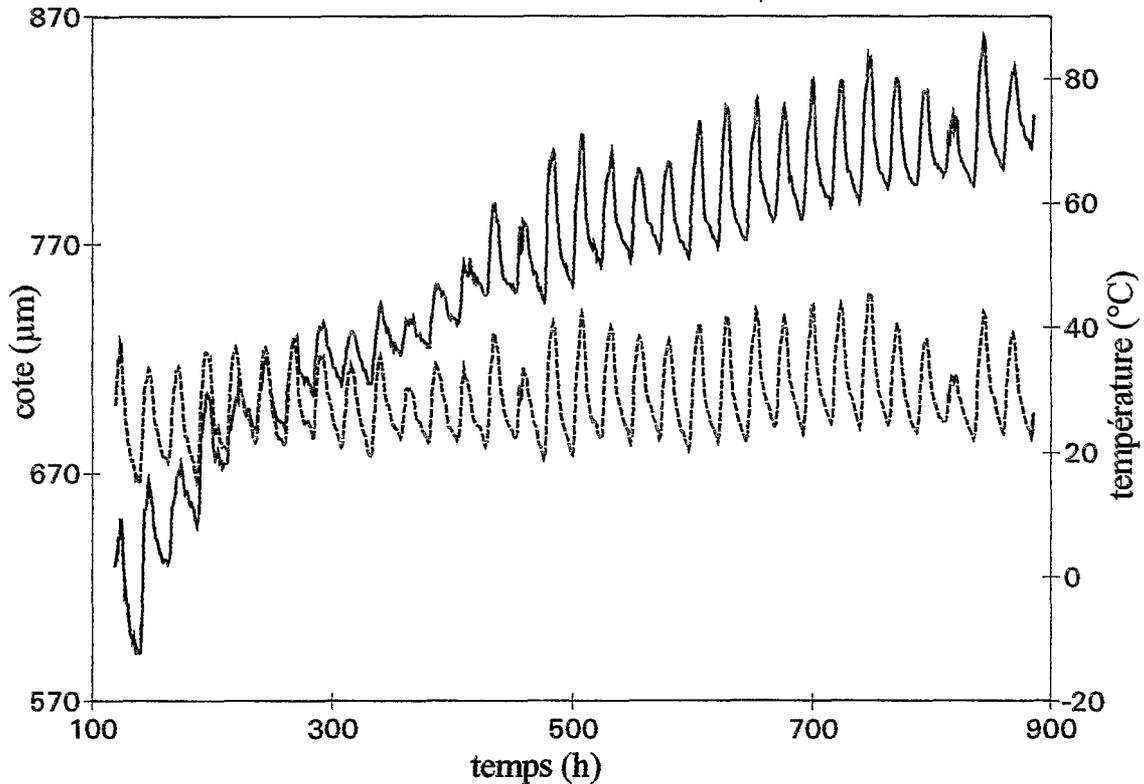


Figure 11-1 : Signal délivré par le capteur de déplacement de la couche 0-20 cm (—), et enregistrement de la température par le thermocouple n°2 (-----). Site de Guia.

Tableau 11-1 : Coefficients de sensibilité thermique des capteurs de déplacement

site	Guia		Yabone	
couche de sol	type de capteur	coefficient de sensibilité thermique ($\mu\text{m}/^\circ\text{C}$)	type de capteur	coefficient de sensibilité thermique ($\mu\text{m}/^\circ\text{C}$)
0-20 cm	inductif	2,67	potentiométrique	-1,14
0-40 cm	inductif	2,60	potentiométrique	-0,36
0-60 cm	inductif	1,05	potentiométrique	-
0-80 cm	inductif	1,70	potentiométrique	-
0-100 cm	inductif	4,11	potentiométrique	-0,84
0-120 cm	potentiométrique	0,43	potentiométrique	-
0-140 cm	potentiométrique	-	inductif	2,64

B. L'effet de la température

Cet effet est illustré par la figure 11-1. On constate qu'un signal périodique, de forme très proche de celle du signal du thermocouple, se surajoute à une tendance croissante du signal du capteur de déplacement.

Un tel comportement avait déjà été mis en évidence par Yaalon & Kalmar (1972), à partir d'un dispositif mécanique d'enregistrement des variations d'épaisseur du sol, type limnigraphe. A l'aide de cet appareil, d'une précision de l'ordre de 30 μm , ces auteurs mesurent, sur un sol verticale, une variation journalière de l'épaisseur de sol (sur 3 m) de 0,03 à 0,47 mm d'amplitude, et constatent que ce mouvement est bien corrélé avec les variations de température. Ils attribuent cet effet à une variation du volume de l'air contenu dans le sol.

Dans le cas de notre étude, 3 explications de cet effet de température sont possibles :

- l'influence directe de la température sur les capteurs de déplacement
- la dilatation ou la rétraction des matériaux de construction du rétractomètre (cf. annexe 3A)
- un mouvement nyctéméral du sol (hypothèse retenue par Yaalon & Kalmar, 1972).

Dans le traitement du signal que nous avons appliqué aux capteurs de déplacement, notre souci était plus d'éliminer ce signal périodique que de tenter d'identifier son origine.

Cependant, l'étude des coefficients de sensibilité thermique ($\xi = \Delta L / \Delta T$) mesurés sur les signaux des capteurs de déplacement (tableau 11-1) nous permet de formuler certaines hypothèses.

Ces coefficients varient d'un capteur à l'autre, de 0,4 à 4,1 $\mu\text{m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$, pour le site de Guia. Compte-tenu des coefficients de dilatation linéaire des matériaux utilisés par le rétractomètre, qui sont de :

5,8.10⁻⁶ m.m⁻¹.°C⁻¹, pour le laiton

25.10⁻⁶ m.m⁻¹.°C⁻¹, pour l'aluminium (Handbook of Chemistry & Physics, 1985),

les coefficients ξ observés pourraient s'expliquer par la dilatation thermique des métaux employés dans la fabrication du rétractomètre. Il suffit d'une longueur de 7 à 71 cm de laiton ou de 2 à 16 cm de duralumin, pour expliquer les coefficients ξ observés.

Yaalon & Kalmar (1972) négligent les effets de la dilatation thermique de l'acier, dont est composé leur appareil, en alléguant le fait que les variations journalières de la température sont pratiquement nulles en dessous de 30 cm (van Wijk, 1963, *in* Chamayou & Legros, 1989 ; Bruckler & Gaudu, 1984). Cette justification est à reconsidérer, car les tiges d'acier qui ancrent leur appareil en profondeur ne sont pas au contact du sol (voir leur schéma fig. 1, p 232). Il existe un espace rempli d'air (isolant) entre ces tiges et leur "gaine" censée les protéger du contact avec le sol. Comme les métaux sont de bons conducteurs de la chaleur, il est vraisemblable que les variations thermiques des tiges s'étendent bien en dessous de 30 cm. Des mesures par thermocouples le long d'une des tiges aurait permis de trancher. Par contre, 2 faits expérimentaux peuvent justifier l'alléguation de Yaalon & Kalmar (1972) :

- le fait que le coefficient de sensibilité thermique de leur appareil n'est pas constant dans le temps. Il varie de 3 à 29 $\mu\text{m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$.
- le fait que la dilatation des tiges d'ancrage ne saurait expliquer les valeurs maximales de ce coefficient. En effet, ces tiges ont une longueur de 3 m. Leur dilatation est donc au maximum de l'ordre de 11 $\mu\text{m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ (coeff. de dilatation linéaire de l'acier : $3,7 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$). Elle ne peut donc expliquer les valeurs maximales du coefficient de sensibilité thermique observées (17 à 29 $\mu\text{m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$; cf. tableau 2 p 237, de Yaalon & Kalmar (1972)).

En ce qui concerne nos résultats, 4 raisons nous conduisent à rejeter les hypothèses de dilatation des matériaux et de variation volumique du sol, au profit de l'hypothèse d'un effet direct de la température sur les capteurs :

1° / s'il existait un effet dû à la dilatation des matériaux, on devrait avoir un coefficient de sensibilité thermique croissant au fur et à mesure que la couche suivie au rétractomètre devient plus épaisse (de 0-20 à 0-140 cm), puisque la longueur de la tige est proportionnelle à l'épaisseur de la couche de sol, au bas de laquelle elle est ancrée (figure 9-1 ; annexe 3A). Or ce n'est pas ce que nous observons (tableau 11-1).

2° / Le fait que, pour certaines couches du sol de Yabone, suivies par capteurs potentiométriques, le coefficient de sensibilité thermique soit négatif (tableau 11-1), nous conduit à éliminer les hypothèses de dilatation thermique des matériaux et de variations volumiques du sol.

3° / L'utilisation du même capteur inductif de déplacement pour la couche 0-20 cm du sol de Guia et pour la couche 0-140 cm de Yabone (tableau 11-1), conduit à un coefficient de sensibilité quasiment identique : 2,67 $\mu\text{m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$, à Guia ; 2,64 $\mu\text{m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$, à Yabone.

4° / Enfin, le fait que les coefficients de sensibilité thermique soient d'un ordre de grandeur compatible avec les données du constructeur sur les effets de la température sur la réponse des capteurs de déplacement (cf. annexe 3B).

11.1.2 Précision des mesures

A. Le système de mesure automatique

Globalement, on peut dire que le système automatique de mesure par capteurs électroniques de déplacement nous permet, après avoir éliminé les "accidents" de mesure et l'effet de la température, d'estimer les variations d'épaisseur de sol avec une **précision de $\pm 5 \mu\text{m}$** (cf. annexe 3B). Pour les couches de sol autres que la couche de surface (c'est-à-dire les couches 20-40 à 120-140 cm), dont les variations d'épaisseur sont obtenues par différence entre les signaux de deux capteurs, cette précision est de **$\pm 10 \mu\text{m}$** .

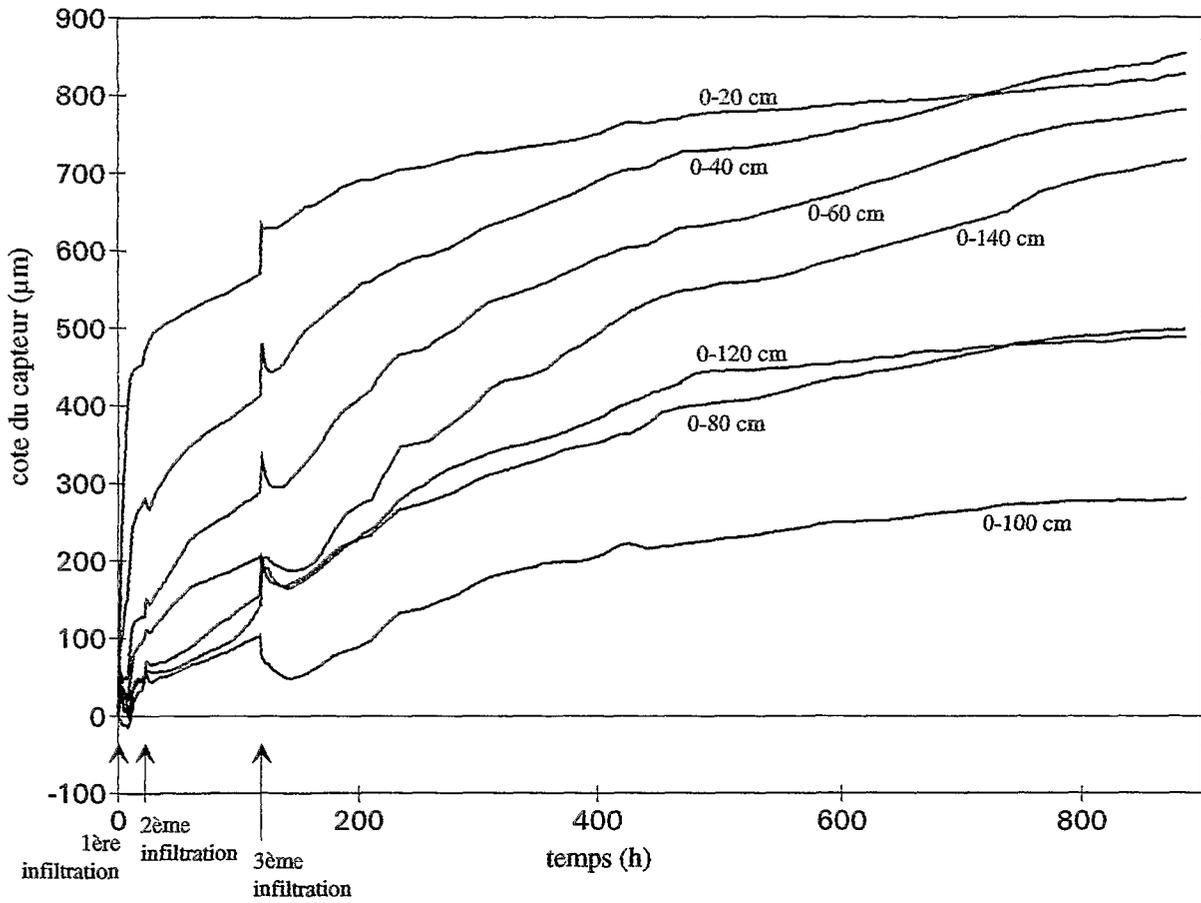


Figure 11-2 : Variations de cote des capteurs de déplacement. Site de Guia.

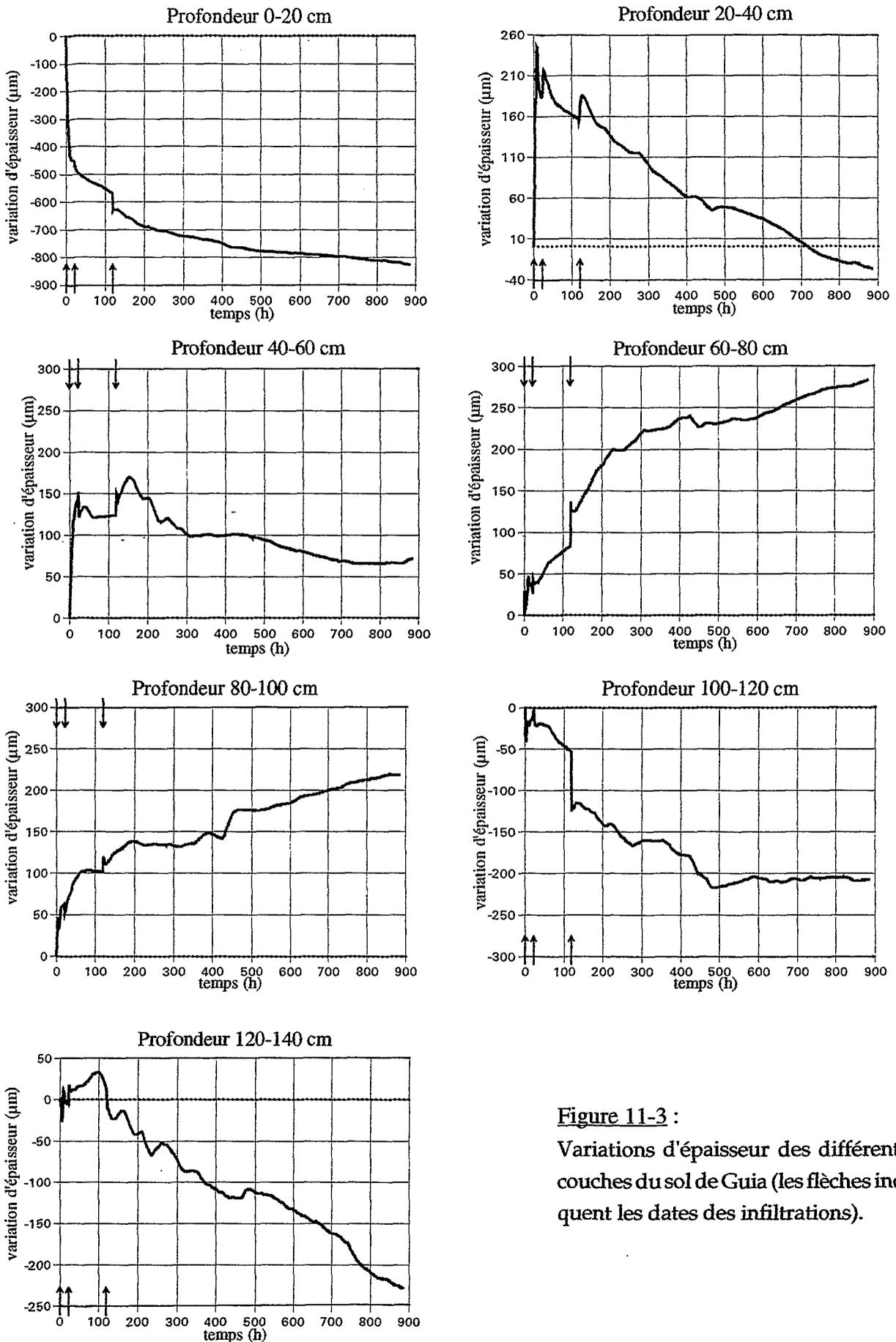


Figure 11-3 :
Variations d'épaisseur des différentes couches du sol de Guia (les flèches indiquent les dates des infiltrations).

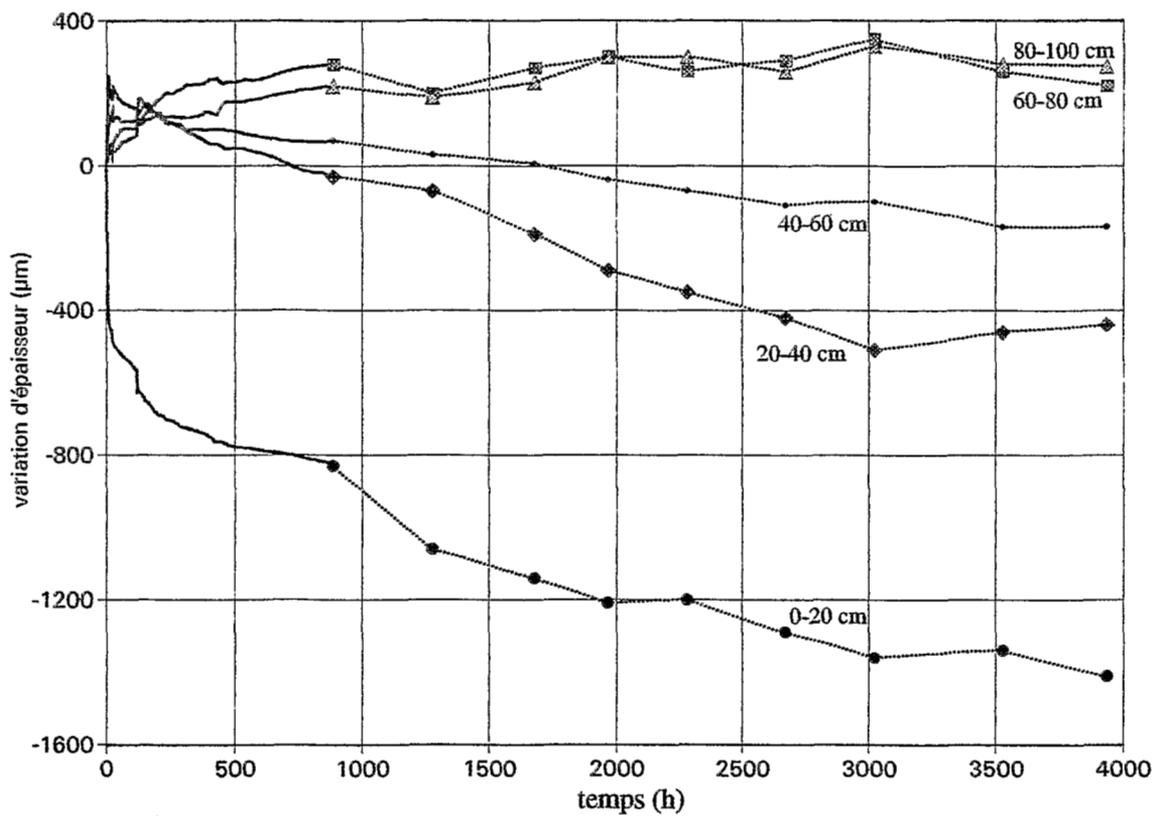


Figure 11-4 : Variations d'épaisseur des couches du sol de Guia, mesurées à l'aide du système manuel.

B. Le système de mesure manuel

En ce qui concerne le système manuel, on ne dispose pas d'information sur la linéarité du comparateur, ni sur sa sensibilité à la température.

On a effectué des séries-tests de mesures, au laboratoire, en utilisant le repère de calage vissé sur le plateau (figure A3A-4, annexe 3A).

Pour des séries d'une dizaine de mesures successives, on obtient un intervalle de confiance à 95 % de $\pm 5 \mu\text{m}$, mais une étendue de $40 \mu\text{m}$

Comme, sur le terrain, on n'effectue qu'une mesure (quelquefois 2, rarement 3), par canne, on estimera donc la précision d'une mesure à $\pm 20 \mu\text{m}$, pour ce système de mesure, en conditions isothermes ($\pm 40 \mu\text{m}$, pour les couches 20-40 à 120-140 cm).

Lorsque plus d'une mesure ont été faites sur une même couche, on constate que l'étendue des mesures ne dépasse que très rarement cette valeur.

Ce système de mesure manuel n'a été utilisé que pour le site de Guya (de 863 à 3265 h, 8 points de mesure).

11.1.3 Résultats

A. Site de Guia

La figure 11-2 présente les variations de cote de capteurs de déplacement, après suppression des «accidents de mesure» et de l'effet de température, pour la première période d'enregistrement (0-886 h) réalisée à l'aide du système automatique. Les dates auxquelles ont été réalisées les infiltrations sont repérées par des flèches. De ces valeurs, on déduit les variations d'épaisseur pour chaque couche de sol (figure 11-3).

La figure 11-4 présente, à la suite des variations enregistrées pendant la première période, celles de la deuxième période (887- 3526 h), obtenues par le système manuel d'acquisition. Le pas d'acquisition était alors beaucoup plus grand, et l'on a figuré sur le graphique les points de mesure correspondants. Ces mesures ont une dispersion importante. La précision du système manuel de mesure ($\pm 40 \mu\text{m}$) a été déterminée en conditions isothermes. Il est fort probable qu'*in situ* les variations de température aient eu un effet important sur les mesures, entraînant une dégradation de la précision des mesures. Nous n'avons pas pu corriger *a posteriori* cet effet.

La variation d'épaisseur enregistrée la plus forte est celle de l'horizon de surface (0-20 cm) : $\Delta H \sim -1,4 \text{ mm}$. Ce retrait relativement important s'explique par le «travail du sol» qui a été réalisé sur la parcelle, avant l'implantation du dispositif de mesure (voir § 10.2). La couche de surface a été remaniée sur ses 10 premiers cm, environ, en agrégats d'une taille moyenne de l'ordre du centimètre. Ce «travail du sol» a abouti à la création d'une forte

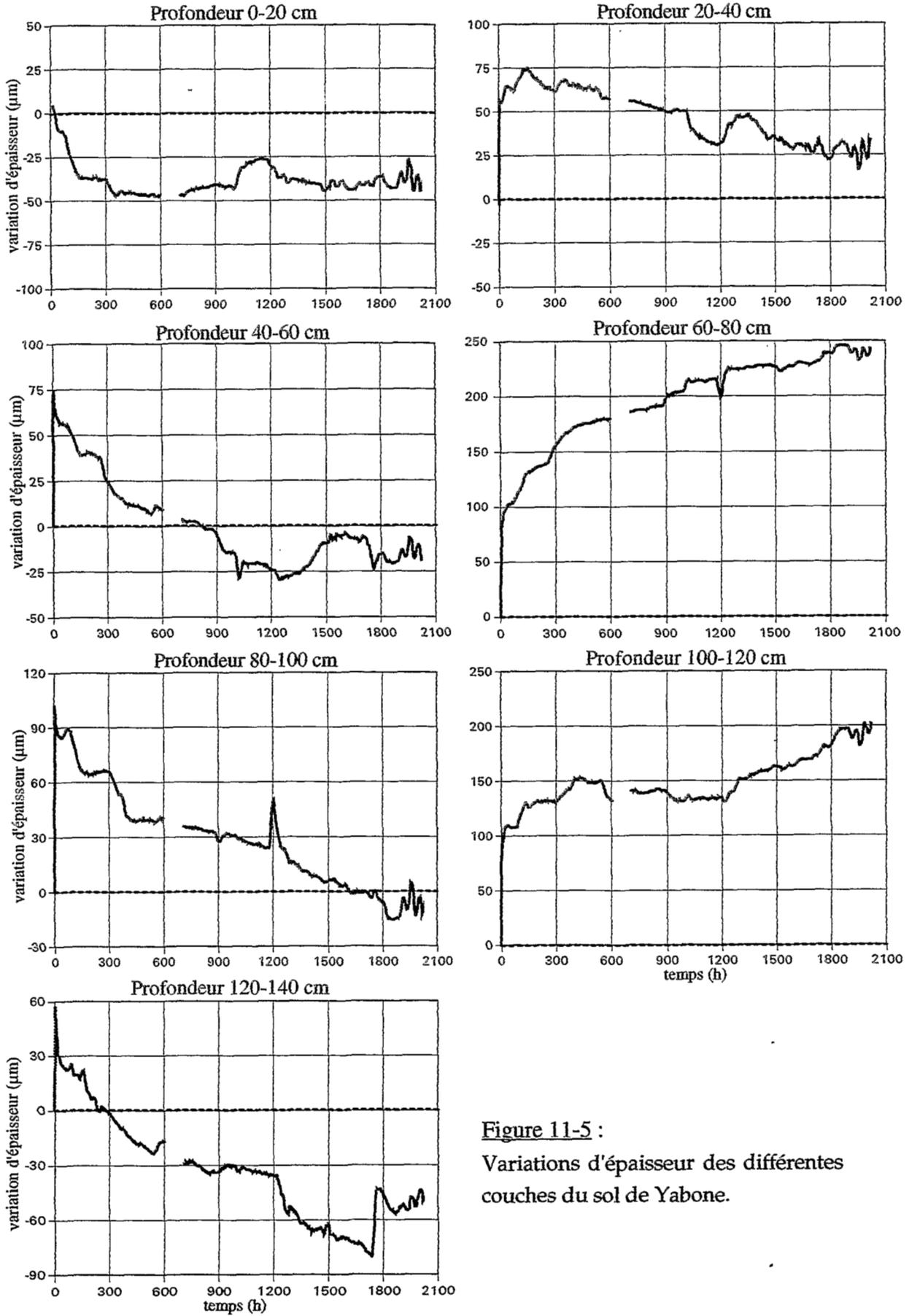


Figure 11-5 :
Variations d'épaisseur des différentes
couches du sol de Yabone.

macroporosité pour cette couche de sol. Lors de l'humectation du sol par apport d'une lame d'eau, on a assisté à la fermeture de cette porosité, en quelque sorte à une prise en masse de l'horizon remanié. C'est ce qui explique cet «affaissement» de la couche 0-20 cm.

Les deux couches suivantes (20-40 et 40-60 cm) présentent un gonflement suivi d'un retrait, après la série d'infiltrations. Ces infiltrations sont bien visibles pour la couche 20-40 cm, avec un gonflement survenant pendant la phase d'humectation, immédiatement suivi d'un retrait lors du ressuyage. Le phénomène est plus amorti pour la couche 40-60 cm. Ces deux couches retrouvent leurs épaisseurs initiales (figure 11-4), aux temps 718 h (~ 30j) et 1710 h (~ 71j), mais continuent à se rétracter après ce stade. En fin d'expérimentation, seule la couche 20-40 cm semble stabilisée à un niveau de retrait de -450 µm environ.

Les horizons suivants présentent des comportements inattendus : les couches 60-80 cm et 80-100 cm "gonflent" en permanence au cours du temps. La couche 80-100 cm présente un gonflement pratiquement ininterrompu tout au cours de l'expérimentation, qui tend cependant à se stabiliser à partir de 2300 h, à un niveau de gonflement de + 300 µm environ. L'épaisseur de la couche 60-80 cm, quant à elle, croît jusque vers 3000 h, date à partir de laquelle un retrait semble s'amorcer. Les couches 100-120 cm et 120-140 cm n'ont été suivies que pendant la première période (jusqu'à 886 h). La couche 100-120 cm s'affaisse pratiquement tout au cours de l'expérimentation pour se stabiliser à un niveau de retrait d'environ -200 µm. La couche 120-140 cm, si elle présente un faible gonflement entre la seconde et la troisième infiltration, se rétracte de manière quasi constante pendant tout le reste de l'expérimentation.

B. Site de Yabone

Les variations d'épaisseur des différentes couches de sol sont illustrées à la figure 11-5. On constate un iatus dans les courbes obtenues. Ceci est dû à un problème de fonctionnement de la centrale, qui a entraîné la perte des enregistrements entre 605 et 706 h.

La première constatation que l'on peut faire, est que l'amplitude des variations d'épaisseur est beaucoup plus faible que pour le site de Guia. La période de dessiccation est réduite par l'arrivée des pluies dès le temps $t = 707$ h.

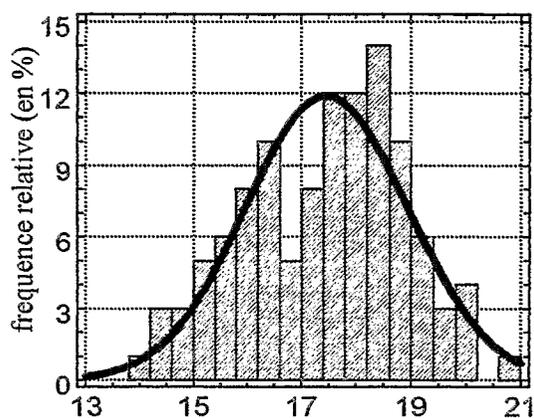
La première couche présente là-encore un affaissement, mais de manière beaucoup moins marquée que pour le site de Guia.

Deux couches ont là aussi un comportement atypique : les couches 60-80 et 100-120 cm, qui gonflent tout au long de l'expérimentation.

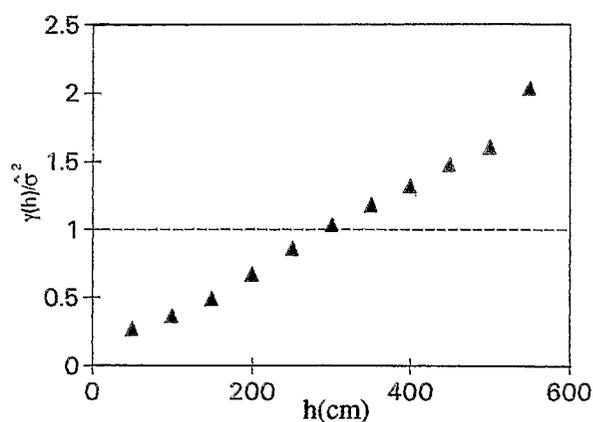
C. Conclusion

On notera les variations extrêmement faibles de l'épaisseur des couches de sol. Elles sont de l'ordre du ‰ (0,3 ‰ pour la couche 0-20 cm de Yabone ; 7 ‰ pour la couche 0-20 cm de Guia).

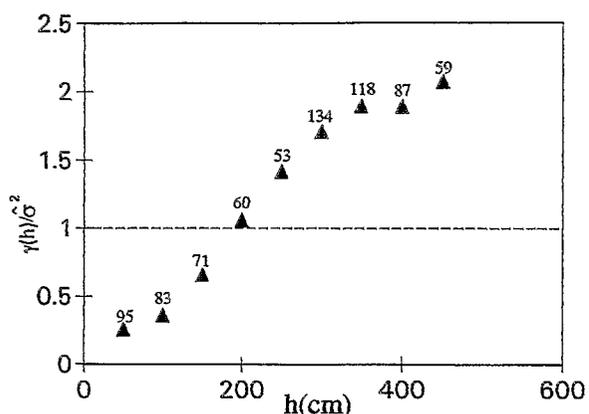
suite p. 203



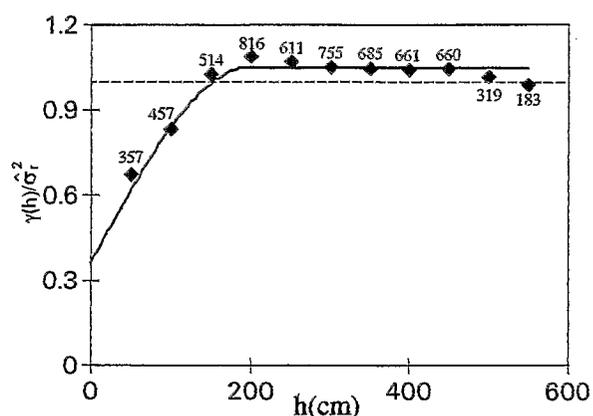
distribution observée de la teneur en eau massique de la couche 5-20 cm (en g/100 g de sol sec) et loi normale ajustée



variogramme brut de la teneur en eau massique



variogramme directionnel de la teneur en eau massique, selon l'axe des x (cf. figure 10-1)



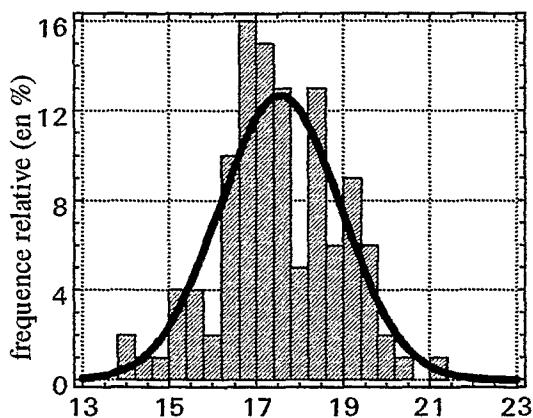
modèle sphérique ajusté au variogramme résiduel de la teneur en eau massique, après suppression de la dérive (palier : 1,05 ; portée : 200 cm ; pépite : 0,36)

nombre de points de mesure *	111	dérive ajustée D	$D = 19,246 - 7,096 \cdot 10^{-3} \cdot x$
moyenne arithmétique	17,45		
variance d'échantillonnage $\hat{\sigma}^2$	2,3612	variance résiduelle $\hat{\sigma}_r^2$ (en % de $\hat{\sigma}^2$)	0,8765 (37 %)
coefficient de variation CV	8,5 %	modèle ajusté au variogramme	$\left\{ \begin{array}{l} \gamma(h) = 0,69 \cdot \left(\frac{3}{2} \frac{h}{200} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{200} \right)^3 \right) + 0,36, \quad h \leq 200 \text{ cm} \\ \gamma(h) = 1,05, \quad 200 < h \leq 548 \text{ cm} \end{array} \right.$
niveau du test de normalité **	0,25-0,5		

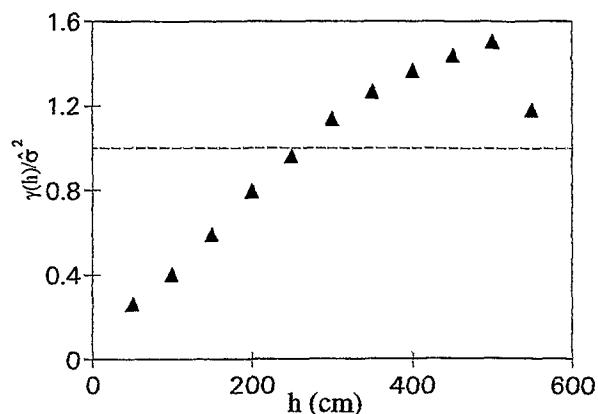
* : après suppression des valeurs aberrantes

** : voir annexe 5A

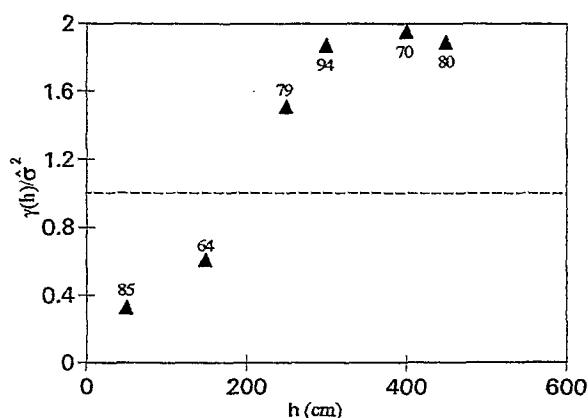
figure 11-6 : Résultats de l'analyse statistique de la teneur en eau massique de la couche 5-20 cm, pour le site de Guia (le chiffre éventuellement indiqué à côté d'un point d'un variogramme est le nombre de couples de mesures utilisés pour le calcul de la valeur du variogramme en ce point).



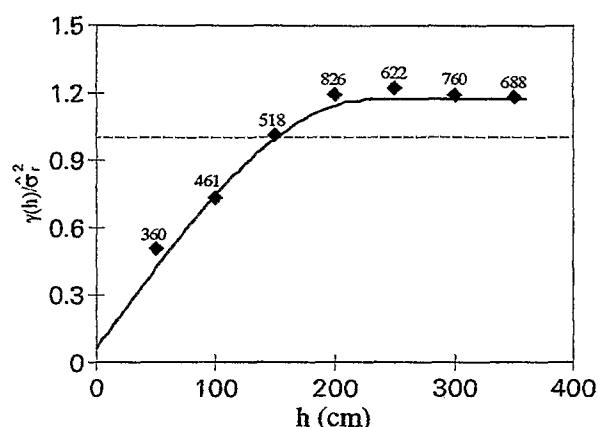
distribution observée de la teneur en eau massique de la couche 40-60 cm (en g/100 g de sol sec) et loi normale ajustée



variogramme brut de la teneur en eau massique



variogramme directionnel de la teneur en eau massique, selon la diagonale $x=500-y$ (cf. figure 10-1)



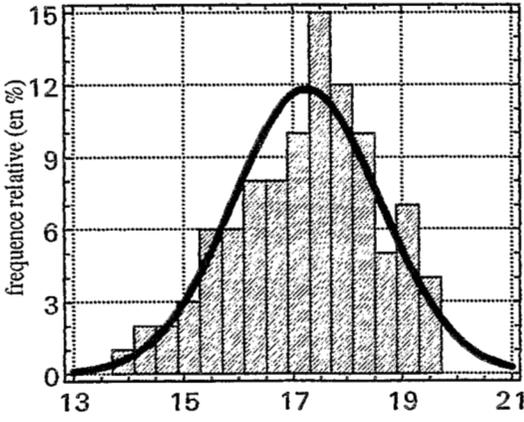
modèle sphérique ajusté au variogramme résiduel de la teneur en eau massique, après suppression de la dérive (palier : 1,17 ; portée : 228 cm ; pépite : 0,06)

nombre de points de mesure *	111	dérive ajustée D	D = 16,306 $-2,03 \cdot 10^{-4} \cdot (x-y)$ $+8,816 \cdot 10^{-6} \cdot (x-y)^2$
moyenne arithmétique	17,56		
variance d'échantillonnage $\hat{\sigma}^2$	1,9554	variance résiduelle $\hat{\sigma}_r^2$ (en % de $\hat{\sigma}^2$)	0,9645 (49 %)
coefficient de variation CV	8,0 %	modèle ajusté au variogramme	$\left\{ \begin{array}{l} \gamma(h) = 1,11 \cdot \left(\frac{3}{2} \frac{h}{228} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{228} \right)^3 \right) + 0,06, \quad h \leq 228 \text{ cm} \\ \gamma(h) = 1,17, \quad 228 < h \leq 353 \text{ cm} \end{array} \right.$
niveau du test de normalité **	0,8-0,85		

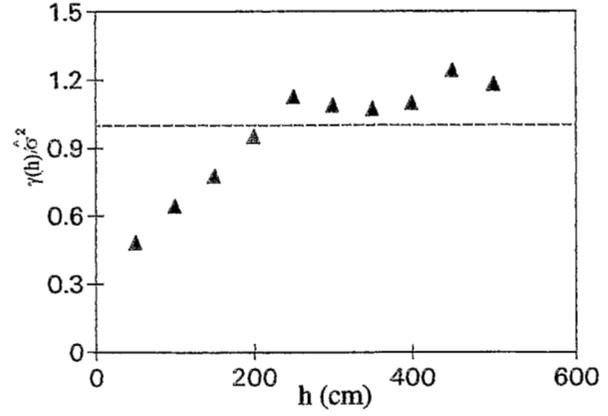
* : après suppression des valeurs aberrantes

** : voir annexe 5A

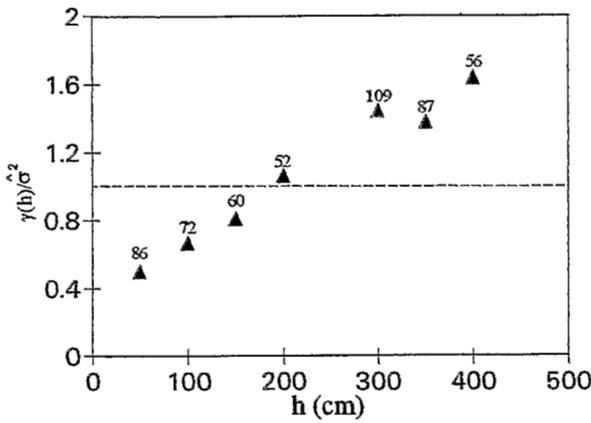
figure 11-7 : Résultats de l'analyse statistique de la teneur en eau massique de la couche 40-60 cm, pour le site de Guia (le chiffre éventuellement indiqué à côté d'un point d'un variogramme est le nombre de couples de mesures utilisés pour le calcul de la valeur du variogramme en ce point).



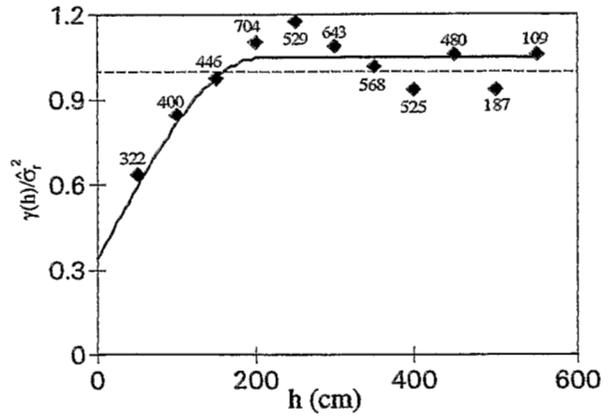
distribution observée de la teneur en eau massique de la couche 60-80 cm (en g/100 g de sol sec) et loi normale ajustée



variogramme brut de la teneur en eau massique



variogramme directionnel de la teneur en eau massique, selon l'axe des x (cf. figure 10-1)



modèle sphérique ajusté au variogramme résiduel de la teneur en eau massique, après suppression de la dérive (palier : 1,05 ; portée : 204 cm ; pépite : 0,34)

nombre de points de mesure *	100	dérive ajustée D	$D = 17,778 + 2,964 \cdot 10^{-3} \cdot x - 1,6129 \cdot 10^{-5} \cdot x^2$
moyenne arithmétique	17,25		
variance d'échantillonnage $\hat{\sigma}^2$	1,8203	variance résiduelle $\hat{\sigma}_r^2$ (en % de $\hat{\sigma}^2$)	1,3529 (74 %)
coefficient de variation CV	7,8 %	modèle ajusté au variogramme	$\left\{ \begin{array}{l} \gamma(h) = 0,71 \cdot \left(\frac{3}{2} \frac{h}{204} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{204} \right)^3 \right) + 0,34, \quad h \leq 204 \text{ cm} \\ \gamma(h) = 1,05, \quad 204 < h \leq 547 \text{ cm} \end{array} \right.$
niveau du test de normalité **	0,5-0,75		

* : après suppression des valeurs aberrantes

** : voir annexe 5A

figure 11-8 : Résultats de l'analyse statistique de la teneur en eau massique de la couche 60-80 cm, pour le site de Guia (le chiffre éventuellement indiqué à côté d'un point d'un variogramme est le nombre de couples de mesures utilisés pour le calcul de la valeur du variogramme en ce point).

11.2 Suivi de la teneur en eau massique

11.2.1 Suivi de la teneur en eau massique par prélèvements et krigage

A. Etablissement des variogrammes

Site de Guia

Les figures 11-6, 11-7 et 11-8 présentent les résultats de l'analyse statistique classique et de l'analyse géostatistique réalisées sur la variable «teneur en eau massique à la capacité au champ», pour les couches 5-20, 40-60 et 60-80 cm du site de Guia.

On constate que le profil de teneur en eau en fonction de la profondeur est assez homogène. Par contre, la variance de la teneur en eau diminue avec la profondeur.

La teneur en eau du sol présente un gradient spatial sur la parcelle, que l'on appelle en géostatistique une "dérive", pour les 3 couches étudiées. Cette dérive est de moins en moins marquée avec la profondeur (elle a une part de plus en plus faible dans la variance d'échantillonnage $\hat{\sigma}^2$). Elle est orientée dans le même sens, selon l'axe des x (voir figure 10-1), pour les couches 5-20 cm et 60-80 cm, tandis qu'elle est orientée selon la seconde bissectrice de la parcelle, pour la couche 40-60 cm.

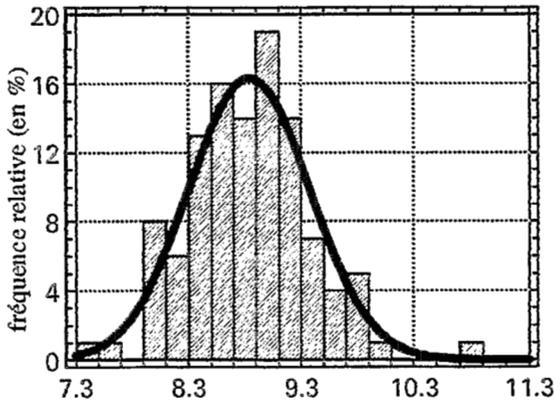
Pour les 3 couches, le variogramme des résidus obtenus après suppression de la dérive de la variable, est modélisable par une fonction sphérique. Les paramètres de ces modèles sont assez comparables (portée, pépite), sauf pour la couche médiane 40-60 cm, pour lequel l'effet de pépite est beaucoup plus faible que pour les deux autres. Cette différence n'a pas pu être expliquée, au regard des données brutes.

Site de Yabone

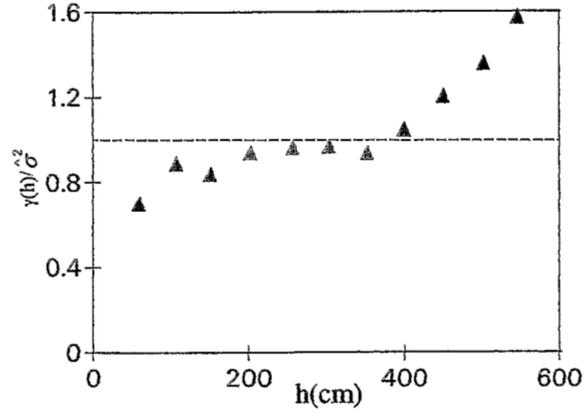
Les figures 11-9, 11-10 et 11-11 présentent les résultats obtenus pour les couches 5-20, 40-60 et 80-100 cm du site de Yabone.

Contrairement à ce que l'on a pour Guia, la teneur en eau massique augmente avec la profondeur. Le profil était de type évaporatif, avec les couches supérieures vraisemblablement en deçà de la capacité au champ, au moment du prélèvement.

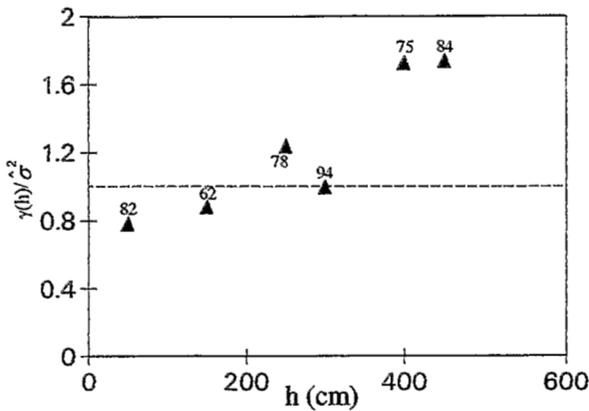
La variance d'échantillonnage augmente avec la profondeur, en même temps de θ , alors qu'elle diminuait avec la profondeur pour le site de Guia. Mais ce qui est le plus frappant, c'est le fait que la variance d'échantillonnage est nettement plus faible pour Yabone, que pour Guia. Seule la première couche présente une légère dérive. Par contre, l'effet de pépite est plus marqué que pour le site de Guia.



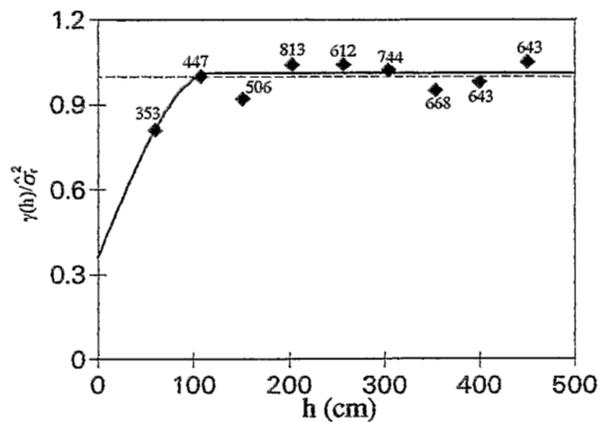
distribution observée de la teneur en eau massique de la couche 5-20 cm (en g/100 g de sol sec) et loi normale ajustée



variogramme brut de la teneur en eau massique



variogramme directionnel de la teneur en eau massique, selon la diagonale x=y (cf. figure 10-1)



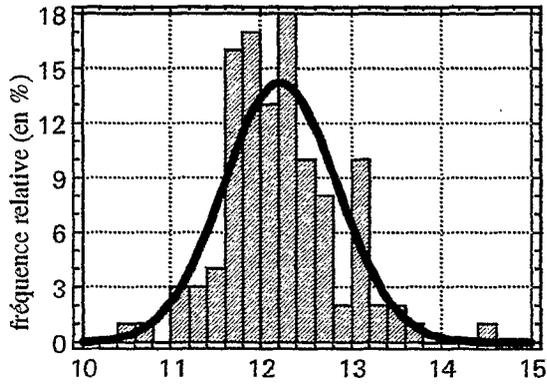
modèle sphérique ajusté au variogramme résiduel de la teneur en eau massique, après suppression de la dérive (palier : 1,01 ; portée : 120 cm ; pépite : 0,36)

nombre de points de mesure *	110	dérive ajustée D	$D = 9,277$ $-1,230 \cdot 10^{-3} \cdot (x - y)$
moyenne arithmétique	8,84		
variance d'échantillonnage $\hat{\sigma}^2$	0,2863	variance résiduelle $\hat{\sigma}_r^2$ (en % de $\hat{\sigma}^2$)	0,2438 (85 %)
coefficient de variation CV	6,1 %	modèle ajusté au variogramme	$\begin{cases} \gamma(h) = 0,65 \cdot \left(\frac{3}{2} \frac{h}{120} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{120} \right)^3 \right) + 0,36, & h \leq 120 \text{ cm} \\ \gamma(h) = 1,01 & , 120 < h \leq 451 \text{ cm} \end{cases}$
niveau du test de normalité **	0,85-0,9		

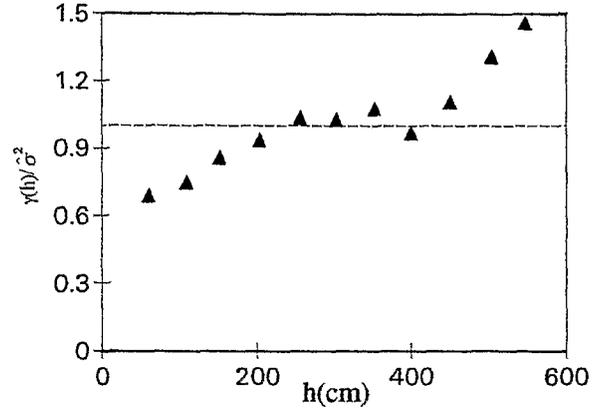
* : après suppression des valeurs aberrantes

** : voir annexe 5A

figure 11-9 : Résultats de l'analyse statistique de la teneur en eau massique de la couche 5-20 cm, pour le site de Yabone (le chiffre éventuellement indiqué à côté d'un point d'un variogramme est le nombre de couples de mesures utilisés pour le calcul de la valeur du variogramme en ce point).

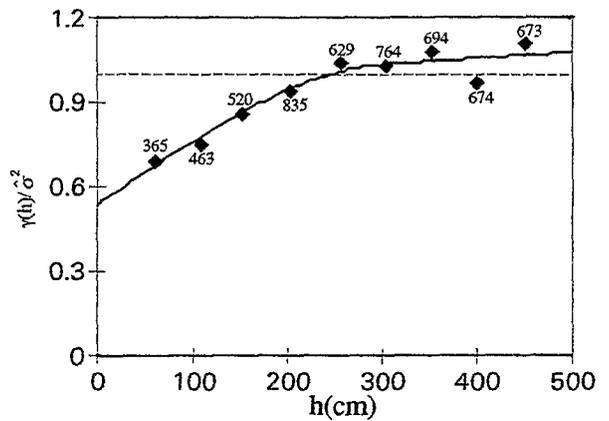


distribution observée de la teneur en eau massique de la couche 40-60 cm (en g/100 g de sol sec) et loi normale ajustée



variogramme brut de la teneur en eau massique

modèle combiné linéaire+sphérique ajusté au variogramme brut de la teneur en eau massique (pente : $2,25 \cdot 10^{-4}$; palier : 0,97 ; portée : 306 cm ; pépite : 0,53)

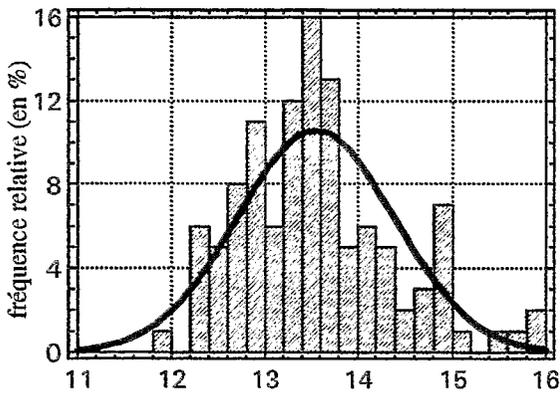


nombre de points de mesure *	112	dérive ajustée D	- sans objet -
moyenne arithmétique	12,22		
variance d'échantillonnage $\hat{\sigma}^2$	0,3923	variance résiduelle $\hat{\sigma}_r^2$ (en % de $\hat{\sigma}^2$)	-
coefficient de variation CV	5,1 %	modèle ajusté au variogramme	$\gamma(h) = 2,25 \cdot 10^{-4} \cdot h + 0,43 \cdot \left(\frac{3}{2} \frac{h}{306} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{306} \right)^3 \right) + 0,53$, $h \leq 306$ cm $\gamma(h) = 2,25 \cdot 10^{-4} \cdot h + 0,97$, $306 < h \leq 451$ cm
niveau du test de normalité **	0,25-0,5		

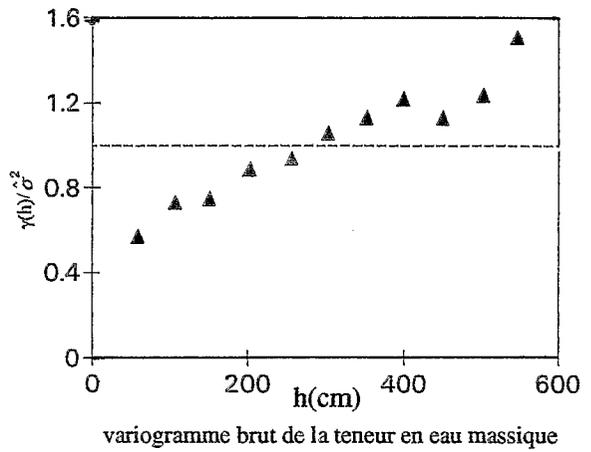
* : après suppression des valeurs aberrantes

** : voir annexe 5A

figure 11-10 : Résultats de l'analyse statistique de la teneur en eau massique de la couche 40-60 cm, pour le site de Yabone (le chiffre éventuellement indiqué à côté d'un point d'un variogramme est le nombre de couples de mesures utilisés pour le calcul de la valeur du variogramme en ce point).

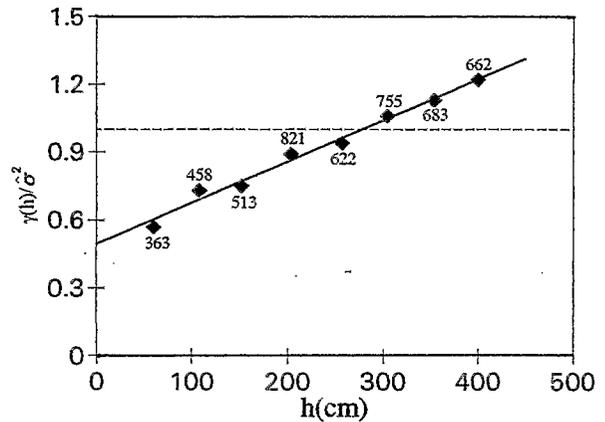


distribution observée de la teneur en eau massique de la couche 80-100 cm (en g/100 g de sol sec) et loi normale ajustée



variogramme brut de la teneur en eau massique

modèle linéaire ajusté au variogramme brut de la teneur en eau massique (pente : $1,839 \cdot 10^{-3}$; pépité : 0,487)



nombre de points de mesure *	111	dérive ajustée D	- sans objet -
moyenne arithmétique	13,56		
variance d'échantillonnage $\hat{\sigma}^2$	0,6842	variance résiduelle $\hat{\sigma}_r^2$ (en % de $\hat{\sigma}^2$)	-
coefficient de variation CV	6,1 %	modèle ajusté au variogramme	$\gamma(h) = 1,839 \cdot 10^{-3} \cdot h + 0,487$, $h \leq 400$ cm
niveau du test de normalité **	0,25-0,5		

* : après suppression des valeurs aberrantes

** : voir annexe 5A

figure 11-11 : Résultats de l'analyse statistique de la teneur en eau massique de la couche 80-100 cm, pour le site de Yabone (le chiffre éventuellement indiqué à côté d'un point d'un variogramme est le nombre de couples de mesures utilisés pour le calcul de la valeur du variogramme en ce point).

On voit donc que l'on a affaire à 2 sols nettement différents :

- à Guia, on a une teneur en eau bien structurée dans l'espace, avec une dérive importante, et un effet de pépite assez réduit.
- à Yabone, par contre, la composante aléatoire dans la répartition spatiale de la teneur en eau s'avère être plus importante qu'elle ne l'est pour Guia, tandis que la variance d'échantillonnage est plus faible.

Dans la mise en place de la stratégie d'échantillonnage, présentée au § 10.1, nous avons privilégié le plan horizontal, au détriment de la profondeur, dans le but d'obtenir des variogrammes suffisamment fiables. Il aurait été finalement préférable de réduire la grille horizontale et d'augmenter le nombre de profondeurs échantillonnées. Une grille de 3 X 3 m aurait été suffisante : 41 échantillons par couche auraient permis d'obtenir plus de 100 couples de mesures pour chacun des points du variogramme entre 0,6 et 3m, avec un total de 287 prélèvements pour l'ensemble des 7 couches instrumentées (au lieu de 339 prélèvements pour 3 couches dans la configuration actuelle).

B. Validité du variogramme dans le temps

Pour chacun des sites, il n'a été effectué qu'une seule estimation de la structure spatiale de la teneur en eau. On considèrera que **cette variabilité ne change pas au cours des variations de teneur en eau, ni au cours du temps.**

Ruelle *et al.* (1986) montrent que, même si la teneur en eau moyenne d'une parcelle varie de manière importante, sa variabilité spatiale conserve sensiblement la même structure. Cette stabilité est liée, selon ces auteurs, au rôle que joue la constitution granulométrique du sol dans le déterminisme de la rétention de l'eau. Conformément à ce principe, la dérive observée sur le site de Guia serait donc l'expression d'une variabilité spatiale de la texture, variabilité qui a effectivement pu être mise en évidence en prélevant différents profils granulométriques aux extrémités de la parcelle (voir annexe 2, § A2.2.3).

C. Choix du nombre de points de prélèvement nécessaires au krigeage

Nous connaissons donc maintenant la structure de la teneur en eau massique du sol pour chacun des sites (Guia et Yabone). Nous allons maintenant présenter le raisonnement que nous avons suivi afin de déterminer le nombre de points de prélèvement nécessaires pour obtenir une précision des estimations par krigeage suffisante (au moins aussi grande que celle généralement obtenue par la sonde à neutrons).

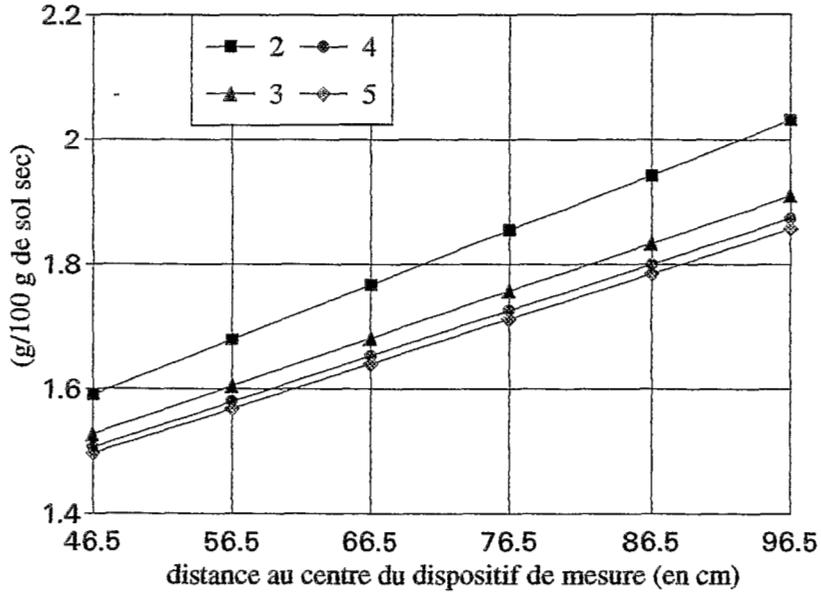


Figure 11-12 : Evolution de la moyenne des demi- IC_{95} des teneurs en eau estimées au centre O de la parcelle, en fonction du nombre de prélèvements utilisés pour le krigeage et de la distance de ces points au centre O. Site de Guia.

Compte-tenu de la structure spatiale de la teneur en eau et des dispositions possibles des points de prélèvements (cf. A du § 10.5.1), on peut calculer, pour un nombre de points de prélèvement donné, la variance d'une estimation qui serait faite au centre O de la parcelle (figure 10-1). On en déduit un intervalle de confiance pour cette estimation.

Cet intervalle de confiance ne dépend pas des coordonnées angulaires des points de prélèvement (dans le repère polaire, voir figure 10-1), puisque ces points sont équidistants du centre O. Par contre, il varie selon la distance des points d'appui au point à estimer (le centre O de la parcelle), c'est-à-dire en fonction du rayon du cercle de prélèvement. Il varie aussi selon la profondeur, en même temps que change la structure spatiale de la teneur en eau (quand on passe d'un variogramme à un autre).

Considérons la taille moyenne des demi- IC_{95} (intervalles de confiance à 95 %) d'estimations réalisées au centre O et réparties verticalement sur l'ensemble du profil (de 10 à 140 cm, tous les 10 cm). Cette valeur moyenne, pour un nombre de points donné, est uniquement fonction de la distance des points de prélèvement au centre O (figure 11-12, pour le site de Guia).

On constate que la précision* de l'estimation par krigeage des teneurs en eau augmente avec le nombre de points de prélèvement. Toutefois, à partir de 3 points de prélèvement, on peut considérer que le gain de précision associé à l'ajout d'un point de prélèvement supplémentaire devient négligeable.

On voit aussi que la précision du krigeage décroît nettement lorsque les points de prélèvement s'éloignent du point krigé. Ce résultat trivial est lié à l'allure de la fonction de structure spatiale de la variable. En effet, le variogramme est généralement une fonction croissante, au moins jusqu'à une certaine portée. C'est-à-dire que 2 points seront d'autant moins corrélés que la distance qui les sépare sera grande. Ce résultat illustre classiquement la manière dont l'information acquise en un point se détériore lorsque l'on s'éloigne de ce point (Gascuel-Odoux, 1987).

Le facteur qui limitera le nombre de points de prélèvement est lié à l'**encombrement géométrique** des ceux-ci : plus le nombre de prélèvements à réaliser pour un profil est élevé, plus le nombre de profils que l'on pourra réaliser au plus près du matériel de mesure sera limité (tableau 10-1). Or ce sont ces profils qui donnent les estimations les plus précises. Ce problème d'encombrement géométrique est inhérent à la méthode utilisée.

De plus, l'augmentation du nombre d'échantillons à prélever pour la détermination d'un profil de teneur en eau entraîne un temps nécessaire au prélèvement plus important.

On a supposé pour notre étude que le nombre de 3 points de prélèvement constituait le compromis le plus intéressant entre ces deux tendances (gain de précision lié à l'ajout d'un point de prélèvement supplémentaire, d'une part ; augmentation de l'encombrement géométrique et du temps de prélèvement, d'autre part).

* : à propos de la notion de "précision" d'une estimation, voir l'annexe 6A

Tableau 11-2 : Gammes de variation de l'écart-type d'estimation de la teneur en eau volumique, mesurée par la sonde à neutrons, chez divers auteurs.

auteurs		$\hat{\sigma}(\hat{\theta}_v^*)$ en $\text{cm}^3 / 100 \text{ cm}^3$	
		avec biais **	sans biais **
Sinclair & Williams,*** 1979	site 2	2,0 à 7,9	-
	site 3	6,2 à 12,3	-
Haverkamp & al, 1984	sonde A	2,4 à 4,2	1,9 à 3,6
	sonde B	1,6 à 2,4	1,0 à 1,5
Bertuzzi & al, 1987		2,7 à 3,1	2,0 à 2,5
moyenne		2,7	2,1

* : θ_v , teneur en eau volumique

** : le biais d'un étalonnage de sonde à neutrons consiste à supposer que l'on connaît les valeurs réelles (θ_v , r) des points d'étalonnage, c'est-à-dire à négliger les erreurs expérimentales sur les mesures des points d'étalonnage.

*** : données non prises en compte dans le calcul des moyennes.

Tableau 11-3 : Ecart-types et demi-intervalles de confiance à 95 % moyens d'estimation de la teneur en eau massique, pour la sonde à neutrons, calculés à partir de données de la littérature (tableau 11-2).

	étalonnage avec biais		étalonnage sans biais	
	valeur moyenne	valeur minimale	valeur moyenne	valeur minimale
$\hat{\sigma}(\hat{\theta})$ (g/100g de sol sec)	2,0	1,0	1,5	0,6
demi-intervalle de confiance à 95 % (g/100g de sol sec)	3,8	2,0	2,9	1,2

D. Comparaison de la précision *a priori* de la méthode par prélèvement et krigeage avec quelques résultats issus de la littérature concernant la précision de la sonde à neutrons

Comparons les résultats obtenus pour le site de Guia avec quelques données sur la précision de la sonde à neutrons trouvées dans la littérature, présentées dans le tableau 11-2.

Supposons que le sol de Guia corresponde au cas moyen illustré par les données de ce tableau. La teneur en eau massique θ est calculée à partir de la teneur en eau volumique θ_v par :

$$\hat{\theta} = \frac{\rho_w}{\hat{\rho}_d} \cdot \hat{\theta}_v \quad (11.1),$$

avec ρ_w , masse volumique de l'eau, considérée comme constante : $\rho_w = 1 \text{ kg.dm}^{-3}$.

On peut négliger les variations de ρ_d avec la teneur en eau (voir plus loin § 11.3).

Si l'on suppose que le profil réel de masse volumique sèche ρ_d est connu, on a alors :

$$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}) = \frac{\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_v)}{\rho_d^2}.$$

On en déduit donc facilement les équivalents en terme de teneurs massiques (tableau 11-3) des résultats du tableau 11-2 exprimés en teneurs volumiques.

Si l'on suppose que la courbe d'étalonnage de la sonde à neutrons a été réalisée à l'aide d'un grand nombre de points, on peut alors construire l'intervalle de confiance à 95 % de θ :

$$\hat{\theta} - z_{0,05} \cdot \hat{\sigma}(\hat{\theta}) < \theta < \hat{\theta} + z_{0,05} \cdot \hat{\sigma}(\hat{\theta}),$$

où $z_{0,05}$ est l'écart gaussien de niveau $\alpha = 5\%$ (test bilatéral). $z_{0,05} = 1,96$.

Ainsi, pour un étalonnage classique (avec biais) de la sonde à neutrons, l'écart-type moyen d'estimation de θ_v est de l'ordre de $3 \text{ cm}^3 / 100 \text{ cm}^3$ de sol sec. Si l'on utilise la valeur moyenne de la masse volumique sèche sur l'ensemble du profil de Guia ($\rho_d = 1,4 \text{ kg.dm}^{-3}$; cf. ci-après § 11.3), on obtient comme écart-type moyen d'estimation de θ : $\hat{\sigma}(\hat{\theta}) \approx 2,0 \text{ g}/100 \text{ g}$ de sol sec, d'où un demi-intervalle de confiance à 95 % de $3,8 \text{ g}/100 \text{ g}$ de sol sec. On procède de même, pour les données correspondant à un étalonnage sans biais de la sonde à neutrons (tableau 11-3). On peut de la même manière calculer une valeur minimale pour l'écart-type d'estimation de θ par la sonde à neutrons, en utilisant la valeur minimale du tableau 11-2, et la valeur maximale le long du profil moyen de masse volumique sèche du site de Guia ($\rho_d = 1,6 \text{ kg.dm}^{-3}$, voir ci-après § 11.3).

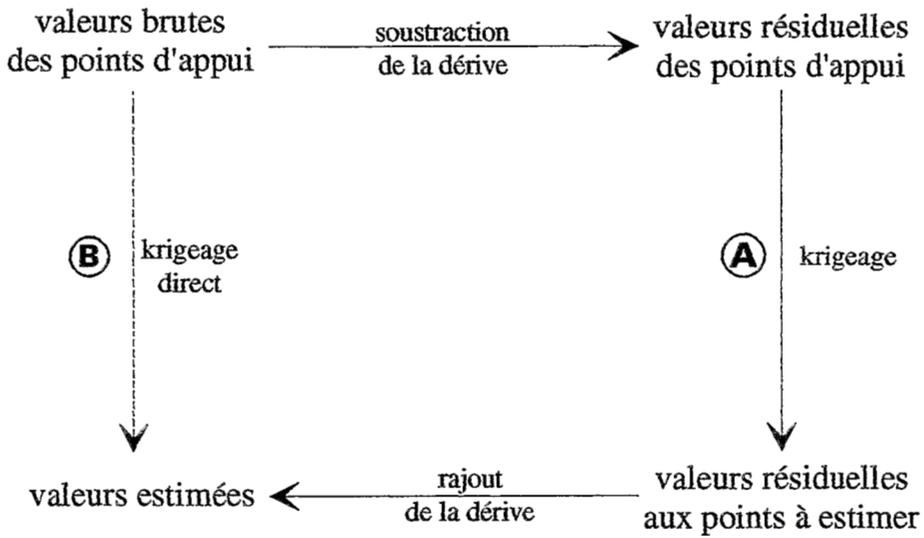


Figure 11-13 : Les deux démarches d'estimation par krigeage : l'une (B), directement appliquée aux valeurs des points de prélèvement sans tenir compte de la dérive, mais théoriquement incorrecte ; l'autre (A), tenant compte de la dérive.

Si l'on compare les valeurs moyennes du tableau 11-3, aux valeurs du graphe de la figure 11-12, on constate que le niveau de précision de la méthode d'estimation par prélèvements et krigeage, appliquée au sol de Guia, est supérieur à celui obtenu par la sonde à neutrons, tel qu'on le rencontre couramment dans la littérature.

Ce résultat est logique : la méthode par prélèvements et interpolation ne fait intervenir qu'une seule grandeur, la teneur en eau massique, dont elle prend en compte la variabilité spatiale. Par contre, la méthode de la sonde à neutrons fait intervenir un étalonnage impliquant plusieurs grandeurs (comptage réduit, ρ_d , θ), et quel que soit le type d'étalonnage utilisé, il existe toujours une source de variabilité non prise en compte (voir b. du C. du §9.2.2.). A cela s'ajoute le fait que le volume de sol sur lequel s'effectue la mesure de θ n'est généralement pas identique à celui sur lequel s'effectue la mesure de θ_v (leur rapport est le plus souvent de l'ordre de 10^2 à 10^3). Ceci constitue une limite à la qualité de l'étalonnage de la sonde à neutrons. Il apparaît donc logique que la méthode de la sonde à neutrons soit moins précise que celle présentée ici.

Cependant, dans le cas d'un étalonnage sans biais, c'est-à-dire lorsque l'on tient compte des erreurs de mesure réalisées sur les grandeurs mesurées (Haverkamp *et al.*, 1984), de type 1 (cf. figure 9-4), on peut obtenir un niveau de précision par la méthode de la sonde à neutrons plus grand que celui obtenu par la méthode originale présentée ici sur le site de Guia. Ce résultat peut s'expliquer de 2 manières :

- la qualité des estimations de teneur en eau par krigeage est dépendante des caractéristiques de variabilité spatiale de cette grandeur (allure du variogramme, valeur de l'effet de pépité). L'étalonnage de type 1 est, quant à lui, sous la dépendance de la variabilité spatiale des paramètres constitutifs du sol pouvant intervenir sur l'étalonnage. On peut alors supposer que les caractéristiques de variabilité spatiale de la teneur en eau sur le site de Guia sont plus défavorables (variance élevée, fort effet de pépité, croissance de $\gamma(h)$ plus rapide) que celles des paramètres de constitution du sol étudié par Haverkamp *et al.* (1984).
- d'autre part, les hypothèses que nous venons de faire lors du passage de θ_v à θ tendent à minimiser les valeurs des demi- IC_{95} déduites des données de la littérature :
 - on ne tient pas compte d'une éventuelle incertitude sur ρ_d
 - on suppose que l'étalonnage a été réalisé à partir d'un grand nombre de points (condition de l'approximation d'une loi \mathcal{T} par une loi \mathcal{N}).

Vu le gain de précision obtenus par les auteurs cités dans le tableau 11-2, nous vérifierons s'il est possible d'améliorer la précision de nos estimations par la **prise en compte des erreurs expérimentales** sur nos mesures (étalonnage sans biais).

De manière générale, le type de comparaisons que nous venons de faire, reste très approximatif, car les résultats ont été obtenus pour différents sols, et de grandes précautions doivent être prises avant toute extrapolation. Ainsi, on ne pourra trancher sur la qualité des

Tableau 11-4 : Différences entre profils estimés par krigeage direct (voie B) ou krigeage indirect (voie A), pour 3 profils du site de Guia

Profil n°	1			17			21		
temps(h)	28			2280			3936		
	voie A	voie B	différence (en valeur absolue)	voie A	voie B	différence (en valeur absolue)	voie A	voie B	différence (en valeur absolue)
	(g/100 g)	(g/100 g)	(g/100 g)	(g/100 g)	(g/100 g)	(g/100 g)	(g/100 g)	(g/100 g)	(g/100 g)
sonde									
10 cm	20.81	20.81	0.00	7.30	7.30	0.00	6.07	6.08	0.01
20 cm	20.74	20.74	0.00	9.15	9.16	0.01	8.13	8.14	0.01
30 cm	20.67	20.67	0.00	11.01	11.03	0.02	10.19	10.21	0.01
40 cm	20.11	20.14	0.03	11.55	11.60	0.05	10.13	10.19	0.06
50 cm	19.58	19.61	0.02	12.12	12.16	0.04	10.11	10.17	0.06
60 cm	19.88	19.91	0.03	12.81	12.84	0.03	11.08	11.13	0.05
70 cm	20.23	20.21	0.02	13.56	13.52	0.04	12.11	12.08	0.03
80 cm	20.06	20.04	0.02	13.33	13.29	0.04	11.98	11.95	0.03
90 cm	19.88	19.86	0.02	13.10	13.06	0.04	11.84	11.82	0.03
100 cm	19.02	19.00	0.02	-	-	-	10.82	10.80	0.03
110 cm	18.15	18.13	0.02	-	-	-	9.80	9.78	0.03
120 cm	17.82	17.80	0.02	-	-	-	12.22	12.19	0.03
130 cm	17.49	17.47	0.02	-	-	-	14.63	14.60	0.03
140 cm	17.49	17.47	0.02	-	-	-	16.58	16.55	0.03
rétractomètre									
10 cm	20.43	20.43	0.00	7.42	7.42	0.00	6.46	6.47	0.00
30 cm	20.16	20.16	0.00	10.39	10.46	0.07	10.46	10.47	0.01
50 cm	20.05	20.03	0.01	12.35	12.38	0.02	10.83	10.84	0.01
70 cm	20.62	20.59	0.04	13.84	13.80	0.04	12.56	12.55	0.02
90 cm	20.03	19.99	0.04	12.54	12.50	0.05	12.06	12.03	0.03
110 cm	17.20	17.17	0.03	-	-	-	8.86	8.83	0.03
130 cm	18.14	18.12	0.03	-	-	-	15.41	15.39	0.03
demi-intervalle de confiance à 95 %			1.51			1.65			1.67
valeurs absolues (g/100g de sol sec)	différence moyenne		0.02			0.03			0.03
	différence maximum		0.04			0.07			0.06
	différence minimum		0.00			0.00			0.00
en % du demi-I.C. à 95 %	différence moyenne		1.2			2.0			1.6
	différence maximum		2.6			4.4			3.7
	différence minimum		0.0			0.1			0.1

méthodes d'estimation de la teneur en eau qu'au regard de résultats obtenus par les deux méthodes, **pour un même sol**, ce que nous ferons plus loin, au § 11.2.3, et ces résultats ne seront là aussi extrapolables que pour un type de sol proche, dans des conditions expérimentales voisines.

E. Effet d'une dérive spatiale de la teneur en eau sur les valeurs estimées par krigeage

L'ensemble des estimations de teneur en eau massique, obtenues par krigeage, l'ont été en appliquant le protocole d'interpolation directement aux teneurs en eau mesurées sur les prélèvements. Dans le cas où la teneur en eau présente une dérive spatiale sur la parcelle, cette démarche n'est pas correcte, puisque la fonction de structure utilisée dans le krigeage a été déterminée sur les valeurs résiduelles de teneur en eau (*i.e.* après suppression de la dérive). Cette démarche ne devrait donc s'appliquer qu'à des valeurs résiduelles (figure 11-13).

Nous avons calculé les différences observées pour un même profil, estimé par la méthode directe (B) et estimé par la méthode indirecte tenant compte de la dérive (A). Le tableau 11-4 regroupe les résultats obtenus pour 3 profils de teneur en eau du site de Guia, site pour lequel les effets de dérive sont les plus marqués. Parmi tous les profils réalisés, le profil 17 est celui qui présente l'effet dû à la dérive le plus marqué : c'est celui pour lequel les points de prélèvements sont les plus écartés les uns des autres (voir figure 10-1).

On constate que la différence entre les deux estimations (A et B) est au maximum de 0,07 g/100 g de sol sec, ce qui représente, au maximum, 4,4 % du demi- IC_{95} moyen des valeurs krigées. **On peut donc négliger cette différence.** Toutefois cette approximation introduit un léger biais dans les valeurs estimées par krigeage.

L'idéal aurait été d'utiliser la technique du krigeage universel (Webster & Burgess, 1980c), qui permet de kriger directement à partir des mesures de teneur en eau, même lorsque celle-ci présente une dérive. Nous n'avons pas pu utiliser cette méthode, car nous ne disposons pas d'outil informatique permettant son application courante.

11.2.2 L'étalonnage de la sonde à neutrons

A. Principe

L'étalonnage permet d'établir une relation empirique entre la teneur en eau volumique θ_v , grandeur à estimer, et le comptage réduit r , grandeur mesurée à la sonde à neutrons. On utilise pour cela une régression linéaire simple du type :

$$\theta_{vi} = \beta \cdot r_i + \alpha + e_i,$$

où α et β sont les paramètres de la régression (respectivement l'ordonnée à l'origine et la pente de la droite d'étalonnage), et e_i , un terme aléatoire de loi $\mathcal{N}(0, \sigma^2)$. Les méthodes statistiques classiques permettent de déterminer facilement les paramètres de cette droite d'étalonnage, ainsi que la variance de toute valeur de θ_v estimée à partir d'une nouvelle mesure de r à l'aide de cette droite (annexe 5C).

B. Comparaison de 2 types d'étalonnage

Pour chaque profondeur de mesure (de 10 à 140 cm, tous les 10 cm, soit 14 horizons), on a réalisé un étalonnage de la sonde à neutrons :

- d'une part, en utilisant comme valeurs de θ des points d'étalonnage, les estimations obtenues par krigeage au niveau du tube de sonde. Cet étalonnage est appelé "étalonnage sur valeurs krigées" (cf D. du § 9.2.2 & figure 9-5).
- d'autre part, en utilisant comme valeurs de θ des points d'étalonnage, les valeurs mesurées par prélèvement au point situé le plus près du tube de sonde, parmi les 3 points prélevés à chaque détermination de la teneur en eau massique. Cet étalonnage est appelé "étalonnage sur prélèvements".

Pour la conversion en teneurs en eau volumiques, on utilise le profil moyen de masse volumique sèche obtenue à partir des données gammamétriques (cf. ci-après § 11.3) et des valeurs de teneur en eau massique correspondant au type d'étalonnage utilisé (cf. A du § A5C.3.2).

a. Site de Guia

Les résultats de chacune des 14 régressions linéaires, effectuées pour chacun des 2 étalonnages, sont présentés dans les tableaux A4B-1 & A4B-2 de l'annexe 4B.

Pour chaque niveau de profondeur, on a comparé les droites de régression obtenues par les 2 types d'étalonnage. Cette comparaison est basée sur l'utilisation de tests statistiques vérifiant successivement l'homogénéité des variances résiduelles (*i.e.* après application de la régression), des pentes, puis des ordonnées à l'origine des droites de régression, entre les 2 étalonnages. Le principe de ces tests est décrit dans l'annexe 5B. Les résultats de ces comparaisons sont regroupés dans le tableau A4B-3 de l'annexe 4B.

Globalement, les deux étalonnages conduisent aux mêmes droites de régression. Le test d'homogénéité des pentes ne différencie les droites d'étalonnage que pour la profondeur 140 cm, au seuil de 5%.

Pour chaque étalonnage, on a procédé au regroupement des niveaux de profondeur, sur la base de mêmes tests que précédemment. On aboutit aux groupes de profondeurs suivants :

étalonnage sur valeurs krigées	étalonnage sur prélèvements
10 cm	10 cm
20-30 cm	20-60 cm
40-90 cm	70-90 cm
100-110 cm	100 cm
120 cm	110 cm
130 cm	120-130 cm
140 cm	140 cm

L'ensemble de la démarche suivie pour l'obtention de ces regroupements est présentée en détail, pour l'étalonnage "sur valeurs krigées" du site de Guia, dans l'annexe 4B.

On constate que les 2 étalonnages utilisés conduisent à des groupes de profondeurs légèrement différents : dans le cas de l'étalonnage sur prélèvements, les profondeurs 40 à 60 cm sont associées aux profondeurs 20-30 cm et non plus aux profondeurs 70-90 cm comme dans le cas de l'étalonnage sur valeurs krigées, et les profondeurs 100 et 110 cm ne sont plus associées, tandis que les profondeurs 120 et 130 cm le sont. -

Ces différences indiquent qu'il existe vraisemblablement un léger biais dans la méthode par prélèvement, par rapport à la méthode par krigeage, qui, elle, n'en présente pas.

b. Site de Yabone

Nous avons réalisé la même démarche d'étalonnage de la sonde à neutrons que celle que nous venons de décrire pour le site de Guia (§ A4B.2 de l'annexe 4B).

Comme pour Guia, les différences observées entre les droites de régression obtenues par les deux types d'étalonnage, pour une même profondeur, sont faibles. Par contre, quel que soit la méthode d'étalonnage utilisée, on obtient les mêmes groupes de profondeur, à savoir :

10 cm
20-60 cm
70-100 cm
110-140 cm

Du point de vue des groupes de profondeurs obtenus et de leurs droites de régression, les 2 méthodes d'étalonnage semblent donc strictement équivalentes.

c. Conclusion

Comme c'était déjà le cas au vu des résultats de l'analyse de la variabilité spatiale de la teneur en eau, les deux sols étudiés se différencient, là encore, l'un de l'autre.

Pour le site de Guia, l'utilisation de l'étalonnage sur prélèvements ou de l'étalonnage sur valeurs krigées n'est pas indifférente. Elle conduit à des regroupements de niveaux de profondeur différents, dont les droites d'étalonnage peuvent être significativement différentes les unes des autres (voir tableau A4B-12, annexe 4B).

Pour le site de Yabone, on ne constate aucune différence entre les deux types d'étalonnage.

Pour terminer l'analyse comparée des deux types d'étalonnages testés, il nous reste à étudier leur précision respective, et à comparer celles-ci à celle obtenue par la méthode utilisant le krigeage direct au niveau du rétractomètre.

11.2.3 Résultats sur la précision des estimations de teneur en eau

Nous présenterons quelques résultats de synthèse sur la précision des estimations de teneur en eau, par la méthode par prélèvements et krigeage, puis par la méthode de la sonde à neutrons, pour les 2 sites d'étude.

A. Précision des estimations de teneur en eau par prélèvements et krigeage

Si l'on veut un critère synthétique concernant la précision des estimations obtenues à l'aide d'une méthode donnée, on peut considérer la **taille moyenne des intervalles de confiance de toutes les estimations** réalisées par cette méthode. C'est ce que nous avons fait pour les estimations de teneur en eau obtenues par krigeage (annexe 6B).

Pour le site de Guia, la **taille moyenne** du demi-intervalle de confiance à 95 % des valeurs estimées par krigeage est de 1,55 g/100 g se sol sec, avec une étendue de 1,02 à 1,92 g/100 g de sol sec.

Pour le site de Yabone, la **taille moyenne** du demi-intervalle de confiance à 95 % des valeurs estimées par krigeage est de 1,04 g/100 g se sol sec, avec une étendue de 0,76 à 1,26 g/100 g de sol sec.

La précision plus grande obtenue pour le site de Yabone s'explique par une variance d'échantillonnage de la teneur en eau plus faible que pour le site de Guia.

On constate une gamme de variation de la précision autour d'une valeur moyenne. L'origine de ces variations est analysée dans l'annexe 6B.

B. Précision des mesures de teneur en eau à la sonde à neutrons

Pour juger de la précision de la sonde à neutrons, nous utiliserons un critère un peu différent de celui utilisé pour la méthode par prélèvements et krigeage. On calcule la **taille moyenne de l'IC₉₅** des estimations de teneur en eau massique $\hat{\theta}_0$, obtenues, à toutes les profondeurs de mesure, en faisant varier \hat{r}_0 sur une gamme correspondant à celle des points d'étalonnage. Le principe de ce calcul est précisé dans l'annexe 6C.

Nous avons comparé, pour chaque site d'étude, les 2 types d'étalonnage de la sonde réalisés : étalonnage "sur prélèvements" et étalonnage "sur valeurs krigées" (cf. D. du §9.2.2.). De plus, vu les résultats obtenus par certains auteurs (tableau 11-3) et toujours dans l'optique d'améliorer la précision des estimations, nous avons tenté d'appliquer une régression "sans biais" (voir annexe 5C) à nos données. Nous allons présenter les résultats finaux de cette étude, celle-ci étant détaillée dans l'annexe 6C.

Tableau 11-5 : Précision de la sonde à neutrons (exprimée par la valeur moyenne du demi-intervalle de confiance à 95 % de la teneur en eau massique), pour les différents types d'étalonnage de la sonde (voir aussi tableaux A6C-1 & A6C-2).

		Site de Guia	Site de Yabone
1/2 IC ₉₅ (en g/100 g) - étalonnage sur prélèvements - régression "avec biais"		2,6* 1,7-5,2 **	1,4 1,1-2,2
1/2 IC ₉₅ (en g/100 g) - étalonnage sur prélèvements - régression "sans biais"		2,6 1,5-5,2	1,4 1,0-2,1
gain de précision par rapport à l'étalonnage "avec biais" sur prélèvements	absolu (en g/100g)	0,03	0,03
	relatif (en %)	1	2
1/2 IC ₉₅ (en g/100 g) - étalonnage sur valeurs krigées - régression "avec biais"		1,9 1,1-3,6	1,4 1,0-2,0
gain de précision par rapport à l'étalonnage "avec biais" sur prélèvements	absolu (en g/100g)	0,7	0,06
	relatif (en %)	26	4

* : moyenne ** : gamme de variation

a. Influence du type d'étalonnage sur la précision des mesures (tableau 11-5)

Pour le site de Guia, l'apport de la nouvelle méthode d'étalonnage, décrite précédemment (étalonnage "sur valeurs krigées"), par rapport à un étalonnage plus classique, par prélèvement à côté du tube d'accès de la sonde (étalonnage "sur prélèvements"), est intéressant, puisqu'elle permet de gagner, en moyenne, **1,4 points de teneur en eau massique**, au niveau de la précision des estimations : on passe d'un **demi- IC_{95} de 2,6 g/100 g de sol sec pour la méthode sur prélèvements** (avec une étendue de 1,7 à 5,2 g/100 g de sol sec), à un **demi- IC_{95} de 1,9 g/100 g de sol sec pour la méthode sur valeurs krigées** (avec une étendue de 1,1 à 3,6 g/100 g de sol sec). Soit un **gain relatif en précision de 26 %**. Le tableau A6C-1 de l'annexe 6C, indique les résultats obtenus pour chaque profondeur de mesure.

Pour le site de Yabone, cette nouvelle méthode n'apporte qu'un gain de précision très faible : **0,1 point de teneur en eau**, en moyenne (tableau A6C-2, annexe 6C). Pour le groupe de profondeur 110-140 cm, on obtient même un étalonnage moins bon si l'on utilise les valeurs krigées. Mais même si l'on exclut ce groupe, la gain de précision reste toujours faible (0,2 point). Ceci s'explique par la variance d'échantillonnage beaucoup plus faible pour ce site, et la part importante de cette variance liée à l'effet de pépite, qui correspond à une composante aléatoire dont le krigeage ne peut pas éliminer l'effet.

b. Influence de la prise en compte des erreurs expérimentales lors de la régression

Nous avons ensuite calculé le gain de précision que peut apporter l'utilisation d'un étalonnage "sans biais", c'est-à-dire en tenant compte des erreurs de mesure, pour chacun des 2 étalonnages réalisés précédemment. Les résultats obtenus, exprimés en termes de teneur en eau volumique, sont présentés dans les tableaux A6C-3 à A6C-6 situés dans l'annexe 6C.

On constate que l'utilisation de cette méthode d'étalonnage "sans biais", décrite dans l'annexe 5C, n'est pas applicable à l'étalonnage utilisant les valeurs krigées : elle conduit, pour plusieurs horizons, à des variances résiduelles négatives (tableaux A6C-4 & A6C-6, annexe 6C). Les raisons de cette inapplicabilité sont exposées dans l'annexe 6C (§ 6C.3.1). En revanche, la méthode d'étalonnage "sans biais" est applicable à l'étalonnage utilisant les valeurs mesurées en un point d'appui, mais le **gain de précision lié à l'utilisation de cette méthode reste très limité**.

Pour le site de Guia, si l'on considère les résultats exprimés en terme de teneurs en eau massique (tableaux 11-5 & A6C-1), on constate que le gain de précision obtenu en appliquant

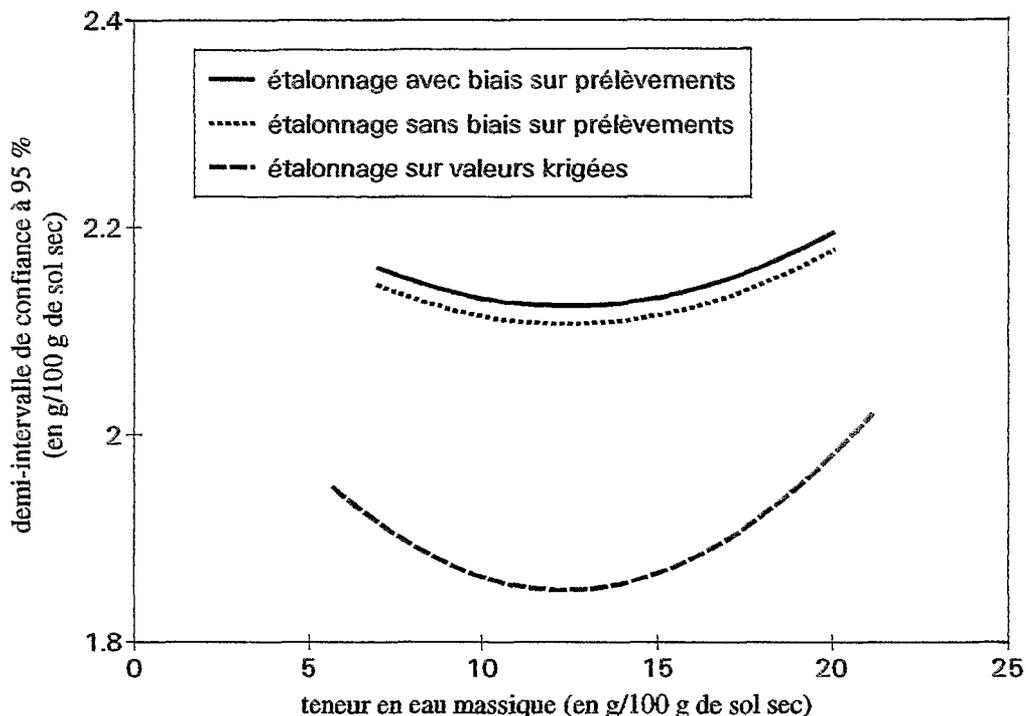


Figure 11-14 : Evolution du demi-intervalle de confiance à 95 % de l'estimation de la teneur en eau massique par la sonde à neutrons, à la profondeur 20 cm, pour différents types d'étalonnage. Site de Guia.

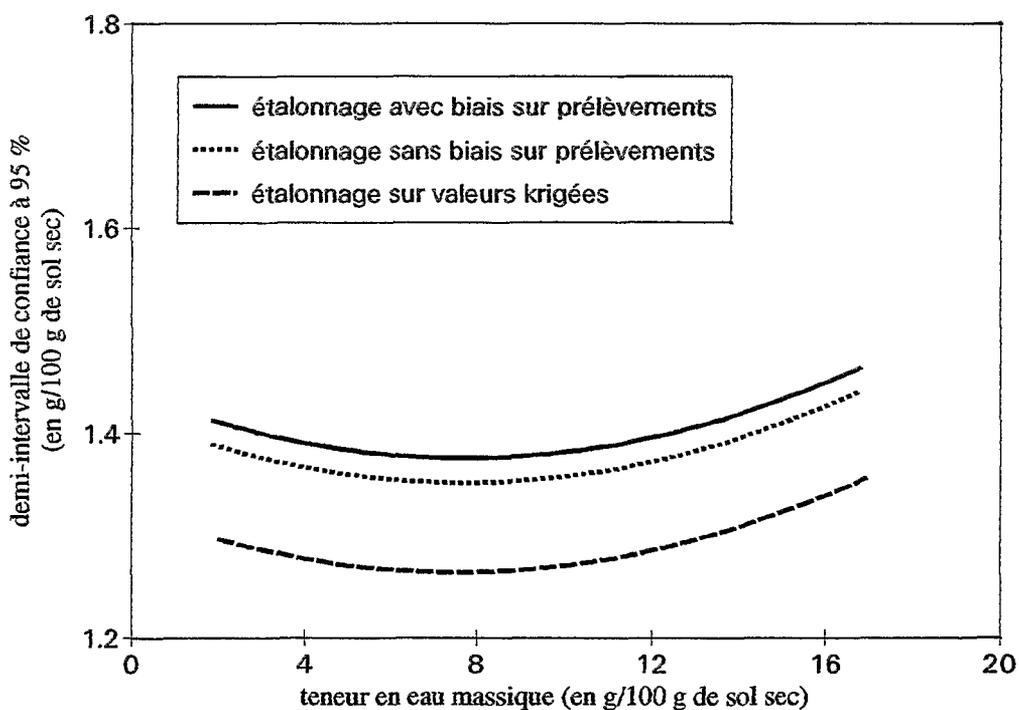


Figure 11-15 : Evolution du demi-intervalle de confiance à 95 % de l'estimation de la teneur en eau massique par la sonde à neutrons, à la profondeur 50 cm, pour différents types d'étalonnage. Site de Yabone.

la procédure d'étalonnage "sans biais" (0,06 point de teneur en eau) reste très inférieur à celui obtenu en passant de l'étalonnage sur les valeurs mesurées en un point d'appui, à celui sur les valeurs krigées (1,4 points). Ce résultat est illustré par l'exemple de la profondeur 20 cm (figure 11-14).

De même, **pour le site de Yabone**, le gain moyen de précision apporté (tableaux 11-5 & A6C-2) est très faible (0,06 g/100 g de sol en valeur absolue, 2 % en valeur relative). La figure 11-15 en donne un exemple (profondeur 50 cm).

c. Conclusion

Pour les deux sites étudiés, on peut **négliger les erreurs de mesure lors de l'étalonnage**, et appliquer les méthodes statistiques classiques (telle que la méthode des moindres carrés) pour estimer la droite d'étalonnage de la sonde à neutrons. En effet, le gain de précision obtenu sur les estimations de teneur en eau, en utilisant un étalonnage "sans biais" est négligeable. Ce résultat est dû à la grande précision des pesées effectuées (utilisation de balances au dixième ou au centième de gramme).

Pour le site de Guia, l'utilisation des valeurs de teneur en eau estimées par krigeage au niveau du tube de sonde entraîne un gain de précision non négligeable (26 %), par rapport à la méthode d'étalonnage faisant intervenir les valeurs de teneur en eau mesurées sur des prélèvements, réalisés à distance du tube de sonde.

Pour le site de Yabone, l'utilisation de l'étalonnage sur valeurs krigées n'apporte qu'une amélioration beaucoup plus limitée (4 %).

Pour l'établissement des courbes de retrait *in situ*, nous avons retenu pour les deux sites la méthode d'étalonnage la plus précise, à savoir l'étalonnage sur valeurs krigées.

C. Comparaison de la précision des deux méthodes de mesure de la teneur en eau massique (par prélèvements et krigeage, par humidimétrie neutronique)

Pour le site de Guia, si l'on compare la précision de la sonde à neutrons à celle de la méthode par prélèvements et krigeage, on constate que cette dernière est la plus précise. Les tailles moyennes des demi-intervalles de confiance à 95 % sont de :

- 1,5 g/100 g de sol sec, pour les estimations par **prélèvements et krigeage**, avec une gamme de variation de 1,0 à 1,9 g/100 g.
- 1,9 g/100 g de sol sec, pour les estimations par la sonde à neutrons, étalonnée sur les valeurs krigées, avec une gamme de variation de 1,1 à 3,6 g/100 g.
- 2,6 g/100 g de sol sec, pour les estimations par la sonde à neutrons, étalonnée sur les valeurs mesurées sur prélèvements, avec une gamme de variation de 1,5 à 5,2 g/100 g

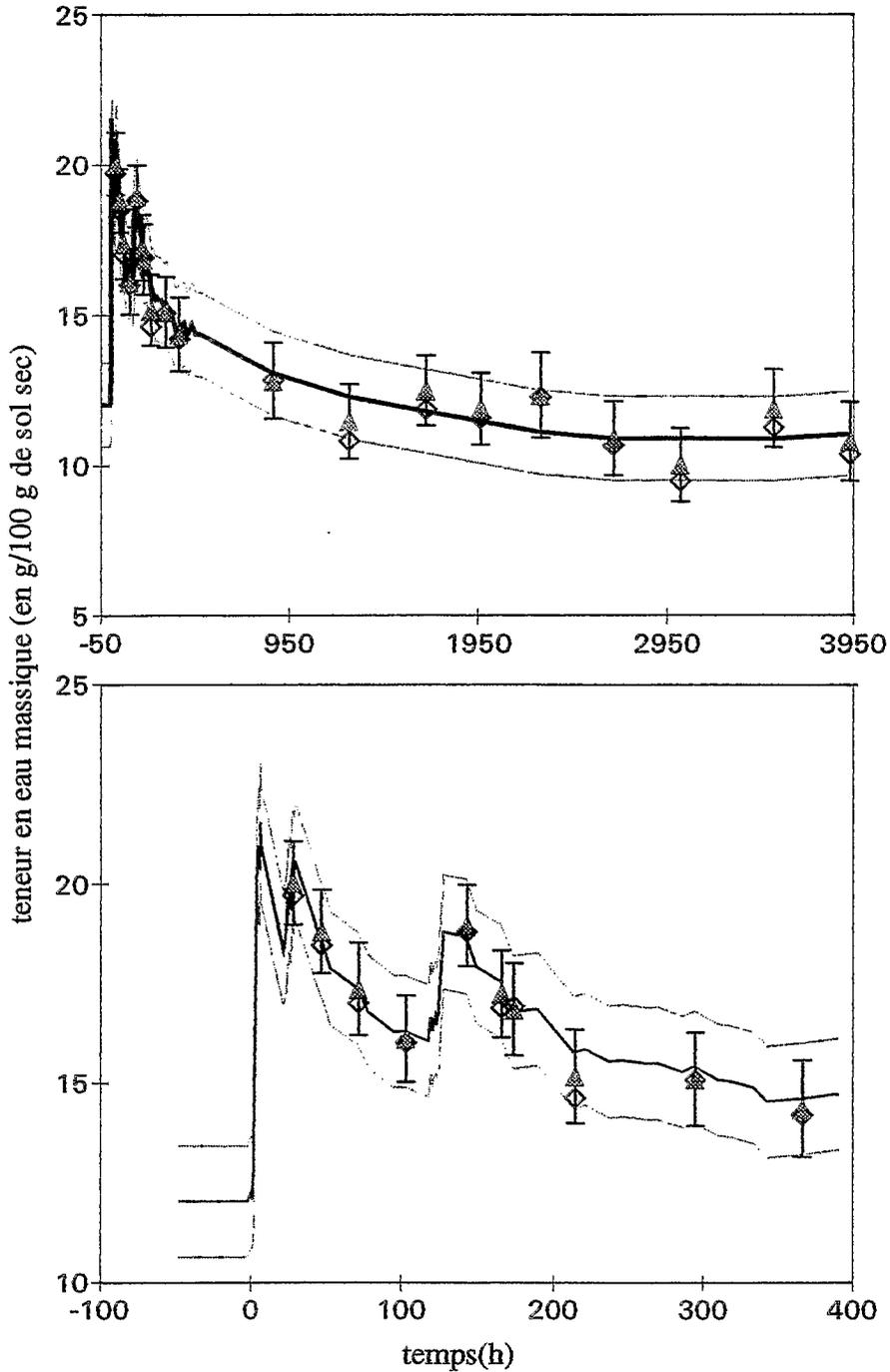


Figure 11-16 : Comparaison des différentes méthodes de suivi de la teneur en eau. **Site de Guia, couche 40-60 cm.** Trait continu : sonde à neutrons (traits pointillés : IC₉₅). Triangles grisés : krigeage direct (avec IC₉₅). Losanges ouverts : moyenne arithmétique.

Pour le site de Yabone, les tailles moyennes des demi-intervalles de confiance à 95 % sont de :

- 1,0 g/100 g de sol sec, pour les estimations par **prélèvements et krigeage**, avec une gamme de variation de 0,8 à 1,3 g/100 g
- 1,4 g/100 g de sol sec, pour les estimations par la **sonde à neutrons**, quel que soit le type d'étalonnage, avec une gamme de variation de 1,0 à 2,0 g/100 g pour l'étalonnage sur valeurs krigées et de 1,1 à 2,2 g/100 g pour l'étalonnage sur prélèvements.

Le mode de calcul du critère de précision n'est pas identique entre la méthode par prélèvements et krigeage direct au niveau du rétractomètre, et la méthode de la sonde à neutrons. Toutefois, cette différence ne remet pas en cause la **supériorité de la méthode par krigeage direct**, par rapport à celle de la sonde à neutrons, **en ce qui concerne la précision des déterminations de teneur en eau**.

La méthode par krigeage direct a cependant d'**autres limitations** : impossibilité de prélever pendant l'humectation du sol, intervalle de temps minimum entre 2 mesures successives important (au moins 3/4 d'heure, pour la configuration des points de prélèvements retenue dans cette étude).

C'est la raison pour laquelle nous avons utilisé conjointement les valeurs de teneur en eau déterminées par ces 2 méthodes, lors de l'établissement des courbes de retrait des couches de sol, que nous présenterons dans la partie suivante.

11.2.4 Comparaison des suivis de teneur en eau réalisés à l'aide des différentes méthodes (prélèvements et krigeage, sonde à neutrons, prélèvements et moyenne arithmétique)

Les figures 11-16 et 11-17 rassemblent les résultats des différentes méthodes de suivi de la teneur en eau pour les couches 40-60 cm du site de Guia et 100-120 cm du site de Yabone. En plus du suivi par sonde à neutrons (trait continu) et des estimations par krigeage direct à l'endroit du rétractomètre (triangles), on a figuré sur ces graphes les estimations de teneur en eau réalisées selon le protocole utilisé par Hallaire (1987) et Bronswijk (1991 ; cf. § 9.2.1), par moyenne arithmétique des prélèvements réalisés à chaque date de mesure (losanges ouverts).

On observe que ces différentes méthodes d'estimation de la teneur en eau ne conduisent pas à des valeurs significativement différentes les unes des autres. Les intervalles de confiance à 95 % des estimations par krigeage et par sonde à neutrons se recoupent largement. Les intervalles de confiance des estimations par moyenne arithmétique ne sont pas indiqués sur ces graphes. On peut considérer deux façons de les calculer :

- on estime la variance de la teneur en eau à chaque date à partir des valeurs obtenues sur les 3 prélèvements. Dans ce cas, on obtient un demi- IC_{95} , en moyenne, de 5,5 g/100 g pour Guia et 2,3 g/100 g pour Yabone. Ces demi- IC_{95}

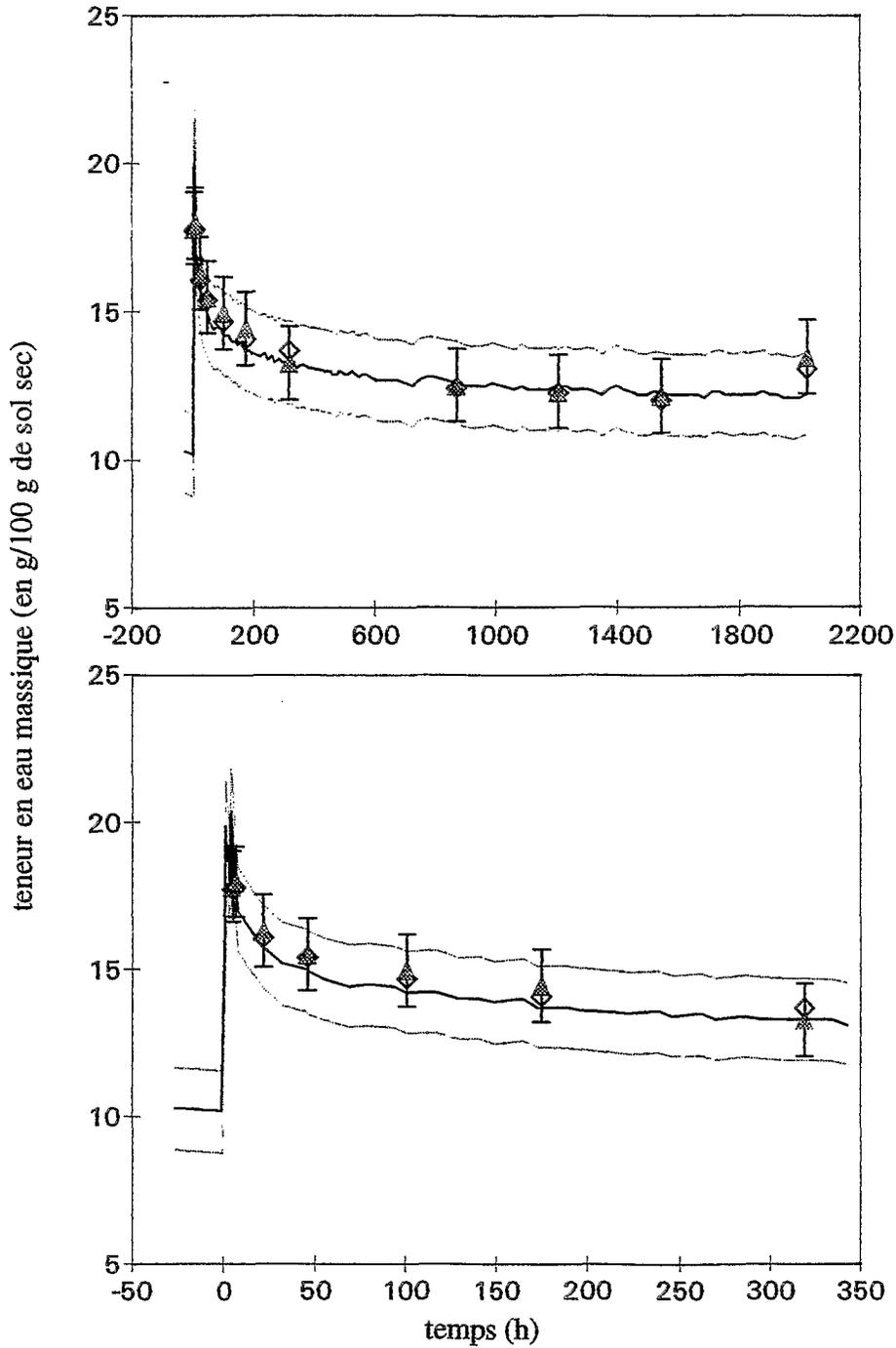


Figure 11-17 : Comparaison des différentes méthodes de suivi de la teneur en eau. Site de Yabone, couche 100-120 cm. Trait continu : sonde à neutrons (traits pointillés : IC₉₅). Triangles grisés : krigeage direct (avec IC₉₅). Losanges ouverts : moyenne arithmétique.

sont largement supérieurs à ceux obtenus par les autres méthodes.

- on considère comme constante la variance de la teneur en eau sur le site d'étude tout au long des mesures, hypothèse également utilisée lors du krigeage. On peut alors utiliser l'estimation obtenue lors de l'étude préalable de la variabilité spatiale de la teneur en eau sur la parcelle (A du § 11.2.1), si l'on accepte l'hypothèse que cette variance, établie sur l'ensemble de la parcelle, correspond aussi à celle que l'on pourrait mesurer en se limitant à la partie instrumentée de cette parcelle (voir figure 10-1). Dans ce cas, le demi- IC_{95} de la teneur en eau moyenne de la parcelle est de 1,6 g/100 g pour Guia et de 0,8 g/100 g pour Yabone. On obtient alors une précision supérieure à celle de la méthode par krigeage direct, pour le site de Yabone.

L'inconvénient majeur de la méthode d'estimation par moyenne arithmétique est qu'elle suppose que la teneur en eau à l'endroit du "rétractomètre" est identique à la teneur en eau moyenne d'un volume de sol beaucoup plus grand comprenant au moins le rétractomètre et les prélèvements. Or, même si nos résultats ne mettent pas en évidence un tel biais, cette hypothèse peut à l'occasion se trouver remise en cause (cas de fortes hétérogénéités hydriques à courte distance).

En fait, on retrouve le problème, déjà mentionné au chap. 5, de la connaissance du volume de sol concerné par la mesure. Dans le cas des mesures de variations d'épaisseur, ce volume est mal connu. Dans les travaux antérieurs, seul White (1962) a mis en évidence une variabilité spatiale importante de ce type de mesures (§ 9.1). *A priori*, les mesures de variations d'épaisseur réalisées à l'aide de notre "rétractomètre" ne concernent, au maximum, qu'un volume quasiment limité à celui occupé par l'appareil (1 à 3 dm³ par couche de sol). D'après ces considérations, la méthode d'estimation de la teneur en eau par krigeage direct par bloc à l'endroit du "rétractomètre" serait la plus adaptée, car elle permet la plus grande convergence entre les volumes concernés par la mesure des variations d'épaisseur et par les estimations de teneur en eau. Le suivi par sonde à neutrons serait moins adapté, en raison de l'hypothèse d'homogénéité de la teneur en eau sur un volume de sol plus grand, incluant le tube de sonde et le "rétractomètre" (E du § 9.2.2). Enfin, l'utilisation de la teneur en eau moyenne sur l'ensemble du site instrumenté serait la moins adaptée, en raison de la grande différence entre le volume de sol pour lequel on réalise l'estimation de teneur en eau (au moins 0,4 m³) et celui sur lequel on mesure les variations d'épaisseur (≤ 3 dm³).

11.2.5 Conclusion

L'importance prise par l'étude de la **précision** des différentes méthodes de suivi de la teneur en eau dans le cadre de cette thèse, montre que ce n'est pas une chose simple. La notion même de précision n'est pas dénuée d'ambiguïté (voir annexe 6A). C'est sans doute la raison pour laquelle la précision des méthodes de mesure n'est que rarement abordée dans la littérature. Pourtant cette étude présente un avantage évident, puisqu'elle permet de savoir **quelle confiance on peut accorder aux mesures que l'on fait**. Cette démarche nous a permis de discuter de la qualité de différentes méthodes de suivi de la teneur en eau massique. Elle nous a aussi permis d'évaluer différents protocoles d'étalonnage d'une sonde à neutrons. Ainsi, nous avons montré que, lorsque l'on dispose d'une **connaissance préalable de la variabilité spatiale** de la teneur en eau, celle-ci permet d'améliorer, **dans certains cas** (site de Guia), la qualité de l'étalonnage de la sonde à neutrons, moyennant un protocole adapté. Cependant, vu la lourdeur de ce protocole (3 prélèvements à la tarière pour chaque point d'étalonnage), l'utilisation de celui-ci n'est à conseiller que lorsque la précision des mesures de teneur en eau risque d'être un facteur limitant pour l'étude menée, et lorsque l'on est sûr du gain de précision lié à l'utilisation de ce protocole (importance de l'évaluation préalable *a priori* de la précision de la méthode, cf. C. du § 11.2.1).

Tableau 11-6 : Valeurs moyennes de $\hat{\rho}_d$ et de sa variance d'erreur sur l'ensemble du profil. La précision moyenne de $\hat{\rho}_d$ le long du profil est calculée par la moyenne des demi-IC₉₅ des mesures de $\hat{\rho}_d$, en supposant une distribution normale des erreurs de mesure.

		teneur en eau massique estimée	
		par krigeage	par prélèvement
Site de Guia	masse volumique sèche moyenne du profil (kg.dm ⁻³)	1,43	1,43
	moyenne des variances d'erreur le long du profil (kg.dm ⁻³) ²	3,33.10 ⁻⁴	1,79.10 ⁻⁴
	précision moyenne le long du profil (kg.dm ⁻³)	0,036	0,026
Site de Yabone	masse volumique sèche moyenne du profil (kg.dm ⁻³)	1,49	1,50
	moyenne des variances d'erreur le long du profil (kg.dm ⁻³) ²	3,75.10 ⁻⁴	3,43.10 ⁻⁴
	précision moyenne le long du profil (kg.dm ⁻³)	0,038	0,036

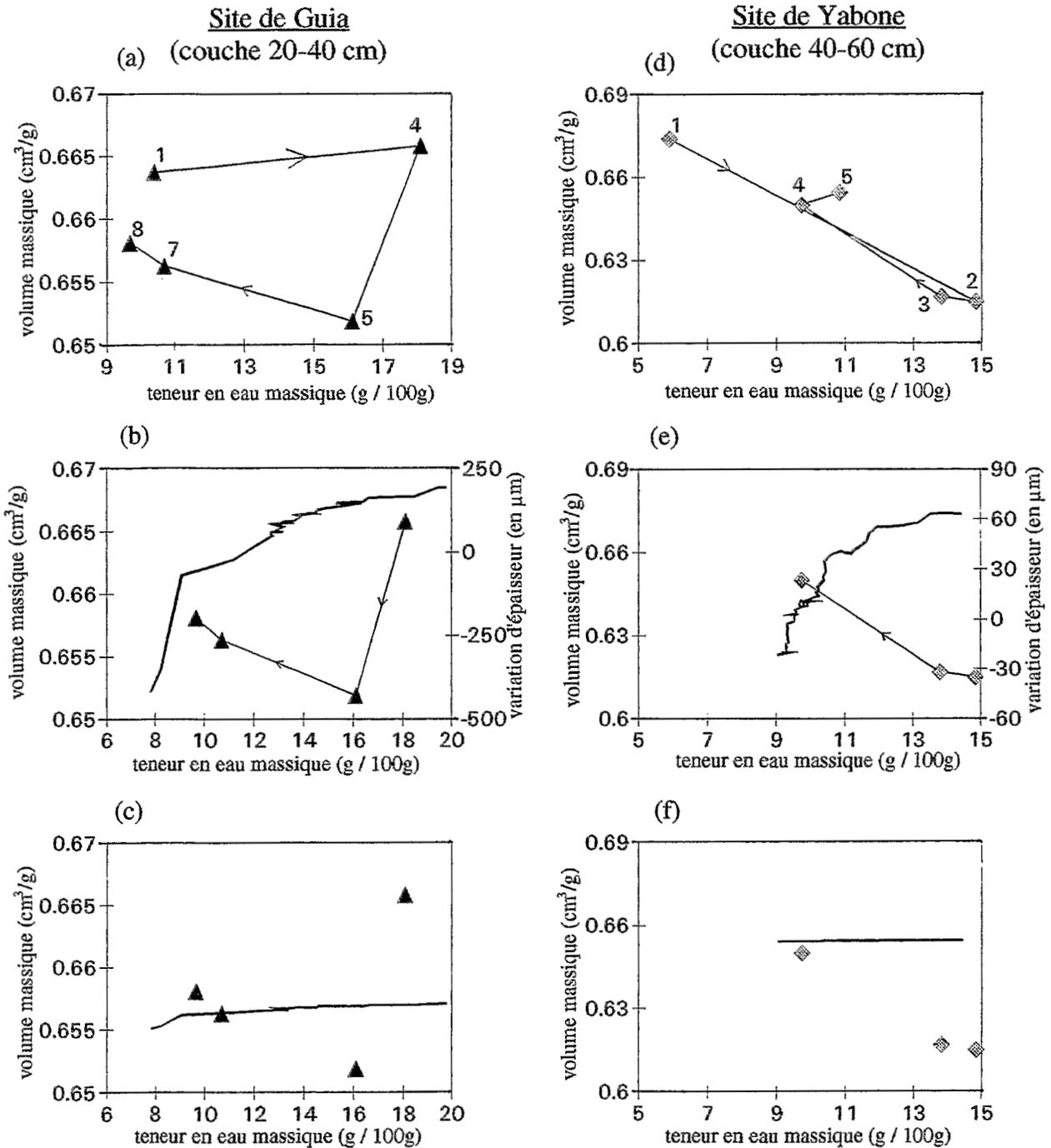


Figure 11-18 : Evolution des valeurs de volume massique mesurées par la sonde gammamétrique en fonction de la teneur en eau (estimée par krigeage à l'endroit du tube de sonde). Site de Guia, couche 20-40 cm : (a), (b), (c) ; site de Yabone, couche 40-60 cm : (d), (e), (f). Comparaison avec les variations d'épaisseurs des mêmes couches de sol : (b) & (e). Comparaison avec la courbe de retrait établie à partir des variations d'épaisseur des couches (retrait monodimensionnel) : (c) & (f). Les numéros indiqués sur les figures (a) & (d) correspondent aux profils de masse volumique des tableaux 10-2 & 10-3.

11.3 Suivi de la masse volumique

Comme nous l'avons indiqué lors de la présentation du protocole expérimental (§ 10.6), nous avons réalisé plusieurs profils de masse volumique du sol, au cours de notre expérimentation, par mesure gammamétrique en rétrodiffusion.

11.3.1 Précision des mesures

Le détail des calculs est donné dans l'annexe 5C (§B du A5C.3.2).

Pour chaque site, on a distingué 2 cas (tableau 11-6) selon que l'estimation $\hat{\theta}$ de la teneur en eau conjointe à la mesure de ρ_h a été obtenue par interpolation par krigeage, ou directement par prélèvement et pesées. On constate que les différences observées entre les deux, tant en terme de valeur que de variance, sont faibles.

Nous avons ensuite étudié la possibilité de construire une courbe de retrait du sol à partir de ces mesures.

11.3.2 Evolution de la masse volumique sèche en fonction de la teneur en eau

Les résultats obtenus pour les deux sols montrent que la sonde gammamétrique à rétrodiffusion n'est pas un outil de mesure suffisamment précis pour mettre en évidence les variations volumiques des sols "peu gonflants" que nous avons étudiés. Pour les deux sites, les variations de masse volumique sèche ne sont pas cohérentes avec les variations de teneur en eau correspondantes (exemples des figures 11-18 (a) & (d)). En supposant que les valeurs mesurées soient exactes, on aurait, pour le site de Guia, un gonflement alors que le sol se dessèche (valeurs 5, 7 et 8). De même, pour le site de Yabone, les valeurs en dessiccation (2, 3 et 4) correspondent à un gonflement. De plus, pour ce sol, la valeur obtenue après réhumectation (valeur 2) indique un retrait du sol.

On pourrait invoquer une forte inertie du sol en place dans la manifestation de ses propriétés de gonflement (Smith, 1973, *in* Reeve & Hall, 1978). Cette hypothèse est peu probable pour deux raisons :

- les valeurs qui indiquent un gonflement ont été mesurées après de longues périodes de dessiccation (plus de 5 mois pour le site de Guia ; 1 mois pour le site de Yabone).
- pour le site de Guia, on mesure un gonflement alors même que la teneur en eau est revenue à une valeur inférieure à la valeur initiale, avant la réhumectation du sol (point 8, figure 10-18 (a)).

Il est donc peu vraisemblable que l'inertie du gonflement du sol puisse justifier l'obtention des valeurs mesurées à la sonde gammamétrique.

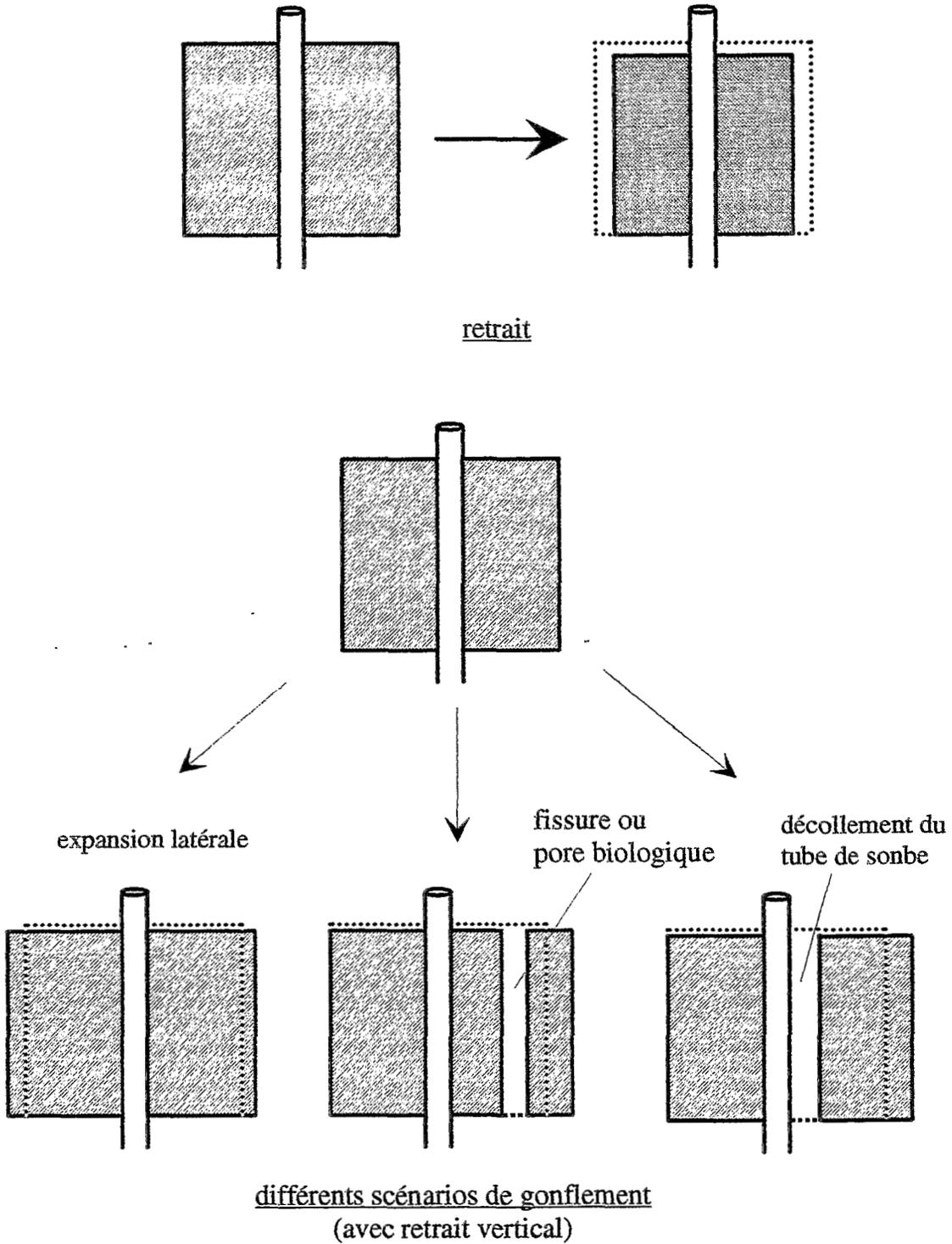


Figure 11-19 : Représentation schématique des variations possibles du volume de sol représentatif de la mesure gammamétrique (avec l'hypothèse d'une masse de phase solide prospectée constante, représentée en grisé sur les schémas ; en pointillés, le volume initial).

11.3.3 Comparaison des mesures de masse volumique sèche avec les mesures d'épaisseur des couches de sol

Là aussi, les valeurs de masse volumique sèche mesurée par la sonde gammamétrique ne sont pas cohérentes avec les variations d'épaisseur des couches de sol (figure 11-18 (b) & (e)). On observe une diminution d'épaisseur des couches de sol tout au long de la dessiccation, alors même que l'on mesure un gonflement avec la sonde gammamétrique. On peut déduire les variations de volume massique des couches de sol à partir de leurs variations d'épaisseur, puisque le retrait d'une couche de sol est uniquement monodimensionnel. Le problème est alors de savoir sur quelle valeur de volume massique caler les variations calculées. Parmi les différentes valeurs mesurées à la sonde gammamétrique, nous avons choisi arbitrairement de nous caler sur la valeur la plus proche de la valeur moyenne, calculée pour l'ensemble des valeurs mesurées (point 7 pour le site de Guia ; point 5 pour le site de Yabone). On obtient alors les résultats des figures 11-16 (c) & (f). On observe que les variations de volume massique mesurée par la sonde gammamétrique sont beaucoup plus grande que celle calculées à partir des variations d'épaisseur : $0,014 \text{ cm}^3/\text{g}$ contre $0,002 \text{ cm}^3/\text{g}$ pour le site de Guia, soit un ordre de grandeur de différence ; $0,059 \text{ cm}^3/\text{g}$ contre $0,0003 \text{ cm}^3/\text{g}$ pour le site de Yabone, soit plus de deux ordres de grandeur de différence.

Compte tenu de la précision de la sonde gammamétrique (tableau 11-6), il était donc impossible de mettre en évidence des variations de volume massique de l'ordre de grandeur de celles évaluées à partir du suivi des variations d'épaisseur des couches de sol.

Il n'était donc pas non plus possible d'évaluer précisément le caractère isotrope ou anisotrope des variations volumiques du sol, selon la démarche proposée au § 6.4. Toutefois, supposons un instant que les valeurs obtenues par la sonde gammamétrique soient exactes. Cela signifie qu'il existe des déplacements latéraux de la phase solide du sol, avec une création ou une disparition d'une porosité qui n'est pas incluse dans le volume de mesure de la sonde gammamétrique (voir la discussion des résultats de Reginato (1973) par Baveye *et al.* (1989)). En faisant l'hypothèse que cette porosité se développe selon le modèle de Towner (§ 6.3), l'équation 6.8 ou 6.27 nous fournit le coefficient ϕ de tropisme du retrait du volume de sol suivi par la sonde gammamétrique. On obtient, par exemple, pour la couche 20-40 cm du site de Guia, un coefficient ϕ d'environ 70 entre les points de mesure 4 et 5. Ce qui voudrait dire que le retrait vertical observé, s'accompagne d'un retrait isotrope dans le plan horizontal 70 fois plus important, soit un retrait linéaire de 1,2 mm pour 20 cm de sol. Si l'on effectue le même calcul entre les points 5 et 7, on trouve un coefficient d'environ -10, ce qui voudrait dire que le retrait vertical s'accompagne, alors que l'on est en phase de dessiccation, d'une expansion latérale du sol 10 fois supérieure à la variation verticale observée (soit 2,2 mm pour 20 cm), résultant en un gonflement du volume représentatif des mesures gammamétriques.

La figure 11-19 propose différents scénarios pouvant *a priori* expliquer un tel comportement :

- l'augmentation du volume correspondant à la mesure de la sonde gammamétrique peut correspondre à une expansion homogène de la phase solide, aux dépens

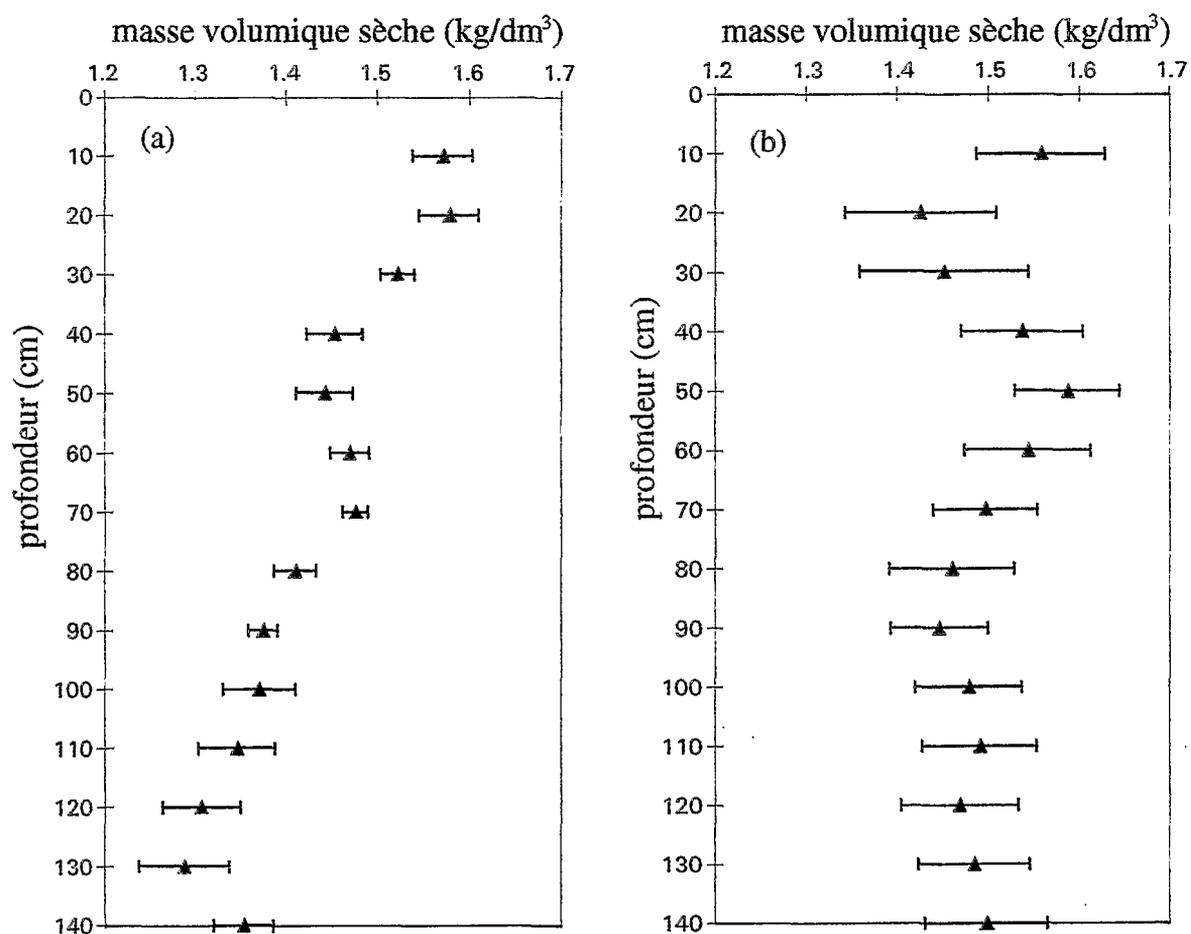


Figure 11-20 : Profils moyens de masse volumique sèche, mesurés à l'aide de la sonde gammamétrique (pour des teneurs en eau estimées par krigeage). (a) : sol alluvial de Guia ; (b) : sol ferrallitique de Yabone.

- d'un espace hypothétique entourant le volume de sol.
- il peut aussi correspondre à l'ouverture d'une fissure, qui peut s'accompagner d'un déplacement de matière solide s'éloignant du plan d'apparition de la fissure, sous l'effet des forces de retrait s'exerçant à la périphérie du volume de sol.
- il peut aussi correspondre à l'apparition d'un chenal biologique, lié à l'activité de la faune du sol ; il y a là aussi départ de matière solide en dehors du volume initialement prospecté par la sonde gammamétrique.
- enfin, il peut s'agir d'un décollement du sol par rapport au tube d'accès de la sonde.

Le raisonnement sous-jacent aux interprétations proposées est que la masse de phase solide prospectée par la sonde gammamétrique doit rester constante. On aboutirait à des interprétations équivalentes si l'on raisonnait en supposant le volume de sol prospecté constant, avec des sorties et des entrées de matière solide au sein de ce volume.

Les différents scénarios proposés restent spéculatifs, puisque nous ne nous étions pas donné les moyens de les vérifier précisément. On peut toutefois indiquer que, pour les deux sites, lors du démontage, nous n'avons pas observé de décollement du sol par rapport au tube d'accès. Nous n'avons pas non plus observé de fissuration décelable à l'oeil nu à la surface du sol, ni à l'ouverture du profil lors du démontage.

Compte tenu de la précision des mesures de la sonde gammamétrique, il nous était impossible de trancher entre ces différentes possibilités. C'est pourquoi nous avons considéré les variations de volume massique mesurées à la sonde gammamétrique comme non représentatives et ayant un caractère uniquement aléatoire, que nous avons associé aux erreurs de mesure.

11.3.5 Conclusion sur les mesures de masse volumique par gammamétrie de rétrodiffusion

Nous avons montré qu'il n'était pas possible d'établir la courbe de retrait des sols "peu gonflants" que nous avons étudiés, à partir des mesures de volume massique réalisées par la sonde gammamétrique. Nous avons donc considéré nos sols comme rigides du point de vue de ce type de mesure. Leur profil de masse volumique sèche a donc été établi en moyennant les différents profils mesurés (figure 11-20). A chaque valeur moyenne, on a associé un intervalle de confiance* à 95 %. Cet intervalle de confiance est du même ordre de grandeur que la précision de la sonde gammamétrique pour le sol de Guia ($0,03 \text{ kg/dm}^3$; tableau 11-6). Il est presque deux fois supérieur dans le cas du sol de Yabone ($0,07 \text{ kg/dm}^3$). Ceci peut s'expliquer, soit par une sous-estimation de la précision de la sonde pour ce site d'étude, soit par un biais dans la mesure de la teneur en eau (mais celui-ci aurait dû être décelé lors de la construction de la droite d'étalonnage de la sonde à neutrons), soit par une modification du volume massique du sol prospecté par la sonde gammamétrique. Si l'on

* Là aussi, les valeurs calculées à partir de teneurs en eau estimées, soit par krigeage, soit par pesées, sont quasiment identiques.

Tableau 11-7 : Précision des diverses mesures effectuées lors de l'expérimentation de terrain

Variations d'épaisseur du sol		
Rétractomètre avec capteurs		
de déplacement		± 10 µm
.....	(5 µm pour la couche de surface)	
Rétractomètre avec		
comparateur manuel (en conditions isothermes)		± 40 µm
.....	(20 µm pour la couche de surface)	
Teneur en eau massique		
	Guia	Yabone
Estimation par krigeage	± 1,5 g/100 g	± 1,0 g/100 g
Sonde à neutrons étalonnée		
sur les valeurs krigées	± 1,9 g/100 g	± 1,4 g/100 g
Sonde à neutrons étalonnée sur		
les valeurs d'un point de prélèvement	± 2,6 g/100 g	± 1,4 g/100 g
Masse volumique sèche		
	Guia	Yabone
Sonde gammamétrique	± 0,04 kg/dm ³	± 0,04 kg/dm ³

effectue le même type de calcul que précédemment entre les points 3 et 4, pour la couche 40-60 cm du sol de Yabone, on obtient un coefficient ϕ d'environ -3310, soit une expansion linéaire latérale de 16,5 mm. Selon les interprétations proposées à la figure 11-19, et comme nous n'avons observé ni décollement de sol par rapport au tube de sonde, ni fissuration du sol d'une telle ampleur, seule l'activité faunique, importante dans ce type de sol (termites, acariens) pourrait expliquer les variations de volume massique mesurées par la sonde gammamétrique.

11.4 Conclusion

Nous avons rassemblé les résultats concernant la précision des mesures réalisées dans le tableau 11-7.

La précision de notre système de mesure des variations d'épaisseur de sol est satisfaisante, lorsqu'il est automatisé avec des capteurs de déplacement et à condition d'effectuer un traitement des données approprié. Dans une telle configuration, la précision des mesures obtenues à l'aide du "rétractomètre" de terrain se rapproche de celle obtenue au laboratoire sur échantillon ($\pm 1 \mu\text{m}$, *in* Braudeau & Boivin, à paraître).

Malgré l'amélioration apportée par les nouveaux protocoles expérimentaux proposés, la précision des mesures de teneur en eau reste faible, lorsqu'on la compare à celle des mesures effectuées par pesées au laboratoire ($\pm 0,2 \text{ g}/100\text{g}$, en moyenne).

Quant à la masse volumique, la précision de la sonde gammamétrique à rétrodiffusion reste très insuffisante, s'il s'agit de mesurer la courbe de retrait volumique de sols peu gonflants.

TROISIEME PARTIE

MESURE DE LA COURBE DE
RETRAIT DE COUCHES DE SOLS
"PEU GONFLANTS" :
RESULTATS

Nous avons montré dans la seconde partie de ce mémoire qu'il était possible de mesurer *in situ* les variations d'épaisseur de couches de sol peu gonflants. En revanche, les variations de masse volumique associées à ces variations d'épaisseur ne sont pas décelables à l'aide d'une sonde gammamétrique à rétrodiffusion. Les résultats de nos mesures réalisées *in situ* seront donc des **courbes de retrait linéaire** (chapitre 12).

Après avoir montré qu'il était possible d'obtenir *in situ*, pour certaines couches de sol, des courbes de retrait linéaire cohérentes, nous avons comparé ces courbes à celles obtenues sur petits cylindres de sol.

Dans un premier temps, nous avons analysé, pour chacun des sites d'étude, la variabilité de la courbe de retrait, à l'échelle de l'échantillon, en répétant la mesure sur plusieurs cylindres prélevés au sein de chacune des couches de sol (chapitre 13). Cette analyse statistique est basée sur la paramétrisation de la courbe de retrait proposée par Braudeau (1988d).

Nous avons ensuite évalué la **validité de l'hypothèse d'isotropie** du retrait des petits cylindres de sol analysés.

Pour finir, nous avons comparé **qualitativement** les courbes de retrait linéaire obtenues sur petits cylindres à celles mesurées *in situ* sur couches de sol (chapitre 14).



CHAPITRE 12 : COURBES DE RETRAIT DES COUCHES DE SOL ETABLIES *IN SITU*

Nous présenterons dans ce chapitre les courbes de retrait des couches de sol obtenues en croisant les mesures *in situ* de teneur en eau massique avec celles de variations d'épaisseur.

12.1 Site de Guia

couche 0-20 cm

La couche de surface présente un comportement particulier par rapport aux couches sous-jacentes (figure 12-1). La première réhumectation entraîne un "effondrement" important du sol sur lui-même (voir figure 11-3). On retrouve le même phénomène, mais de moindre ampleur, lors des deux réhumectations suivantes. Ce type de comportement s'explique par le travail de cette couche de sol réalisé avant la mise en place du système de mesures afin de remodeler une zone indurée correspondant à la partie supérieure de cette couche (§ 10.2).

La courbe de retrait correspondant à la phase de dessiccation du 3ème cycle a une allure bien différenciée en fonction de la teneur en eau. On peut y distinguer une phase initiale de retrait structural, suivi d'une phase principale, la transition entre les deux s'effectuant vers 10 % de teneur en eau.

Compte tenu des intervalles de confiance des valeurs de teneur en eau (figure 12-1), on constate une bonne adéquation entre les points établis à partir des valeurs de teneur en eau krigées (triangles) et ceux établis à partir des valeurs de teneur en eau estimées par la sonde à neutrons (croix, reliées par des segments de droite).

Quelques dates de mesure sont indiquées sur la figure 12-1 pour donner une idée de la cinétique des phénomènes observés. Il faut à peine 4 jours pour passer de 24 à 11 % de teneur en eau masique, alors qu'il faut plus de 85 jours (soit presque 3 mois) pour passer de 11 à 5 %, dans des conditions de demande évaporative au moins aussi intenses. Or, c'est dans cet intervalle de teneur en eau que l'on observe la plus grande part du retrait.

On remarquera l'aspect moins lissé de la courbe de retrait dans sa partie finale, à partir de 870 h. Ceci est lié au changement du matériel d'acquisition des variations d'épaisseur (remplacement du système automatique par un système manuel moins précis ; voir A. du § 11.1.3).

suite p. 247

GUIA 0-20 cm

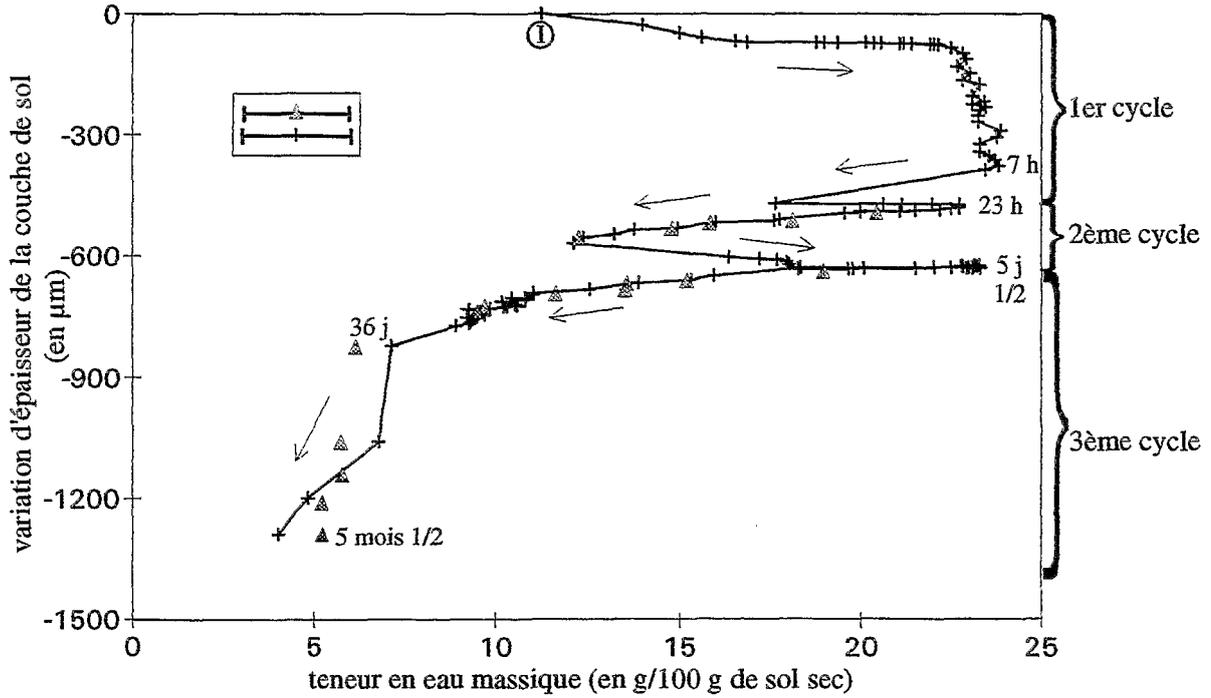


Figure 12-1 : Variations d'épaisseur de la couche 0-20 cm en fonction de sa teneur en eau. Site de Guia. 3 cycles humectation-dessiccation. Les flèches indiquent le sens d'évolution de la teneur en eau. Le symbole ① indique l'état initial. La légende indique l'intervalle de confiance à 95 % des valeurs de teneur en eau estimées par krigeage (Δ) ou par la sonde à neutrons (+).

GUIA. 20-40 cm

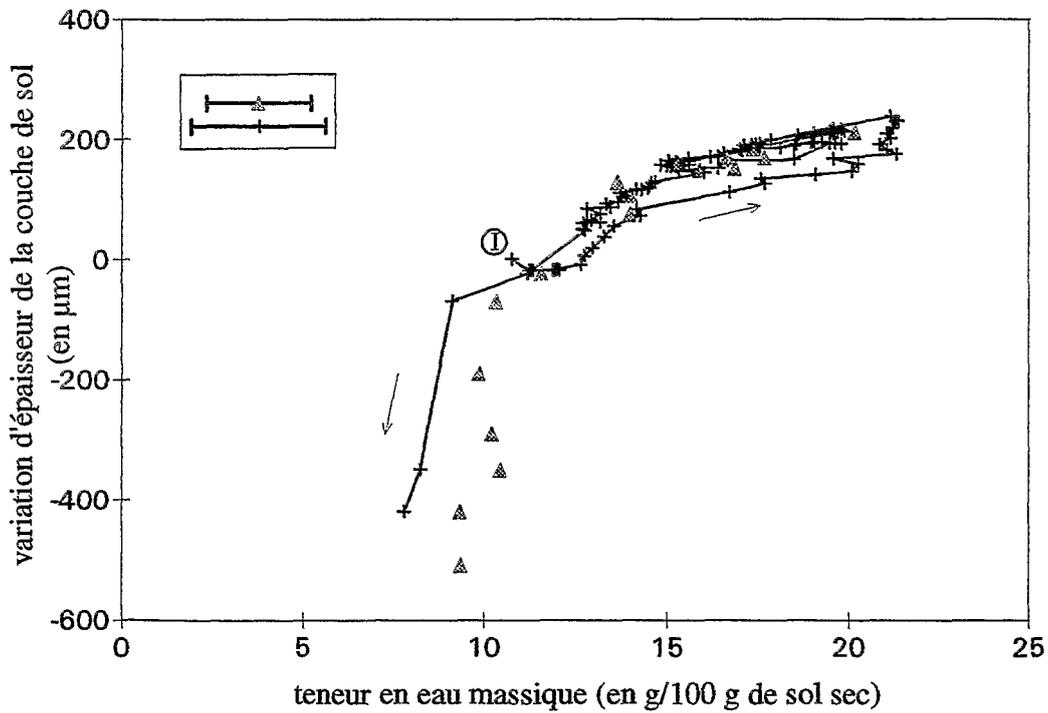


Figure 12-2 : Variations d'épaisseur de la couche 20-40 cm, en fonction de la teneur en eau. Site de Guia.

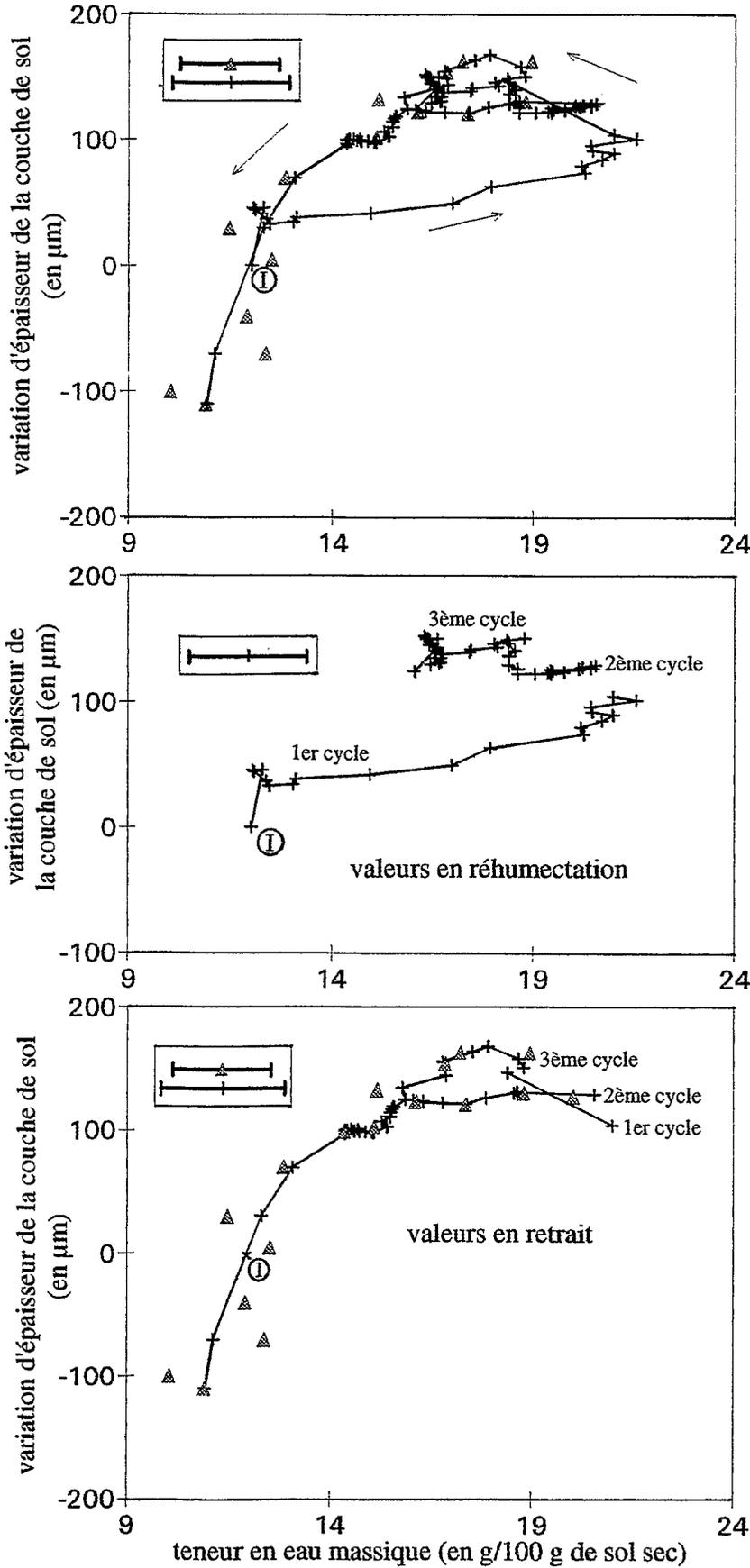


Figure 12-3 :
Variations d'épaisseur de la couche 40-60 cm en fonction de la teneur en eau. Site de Guia.

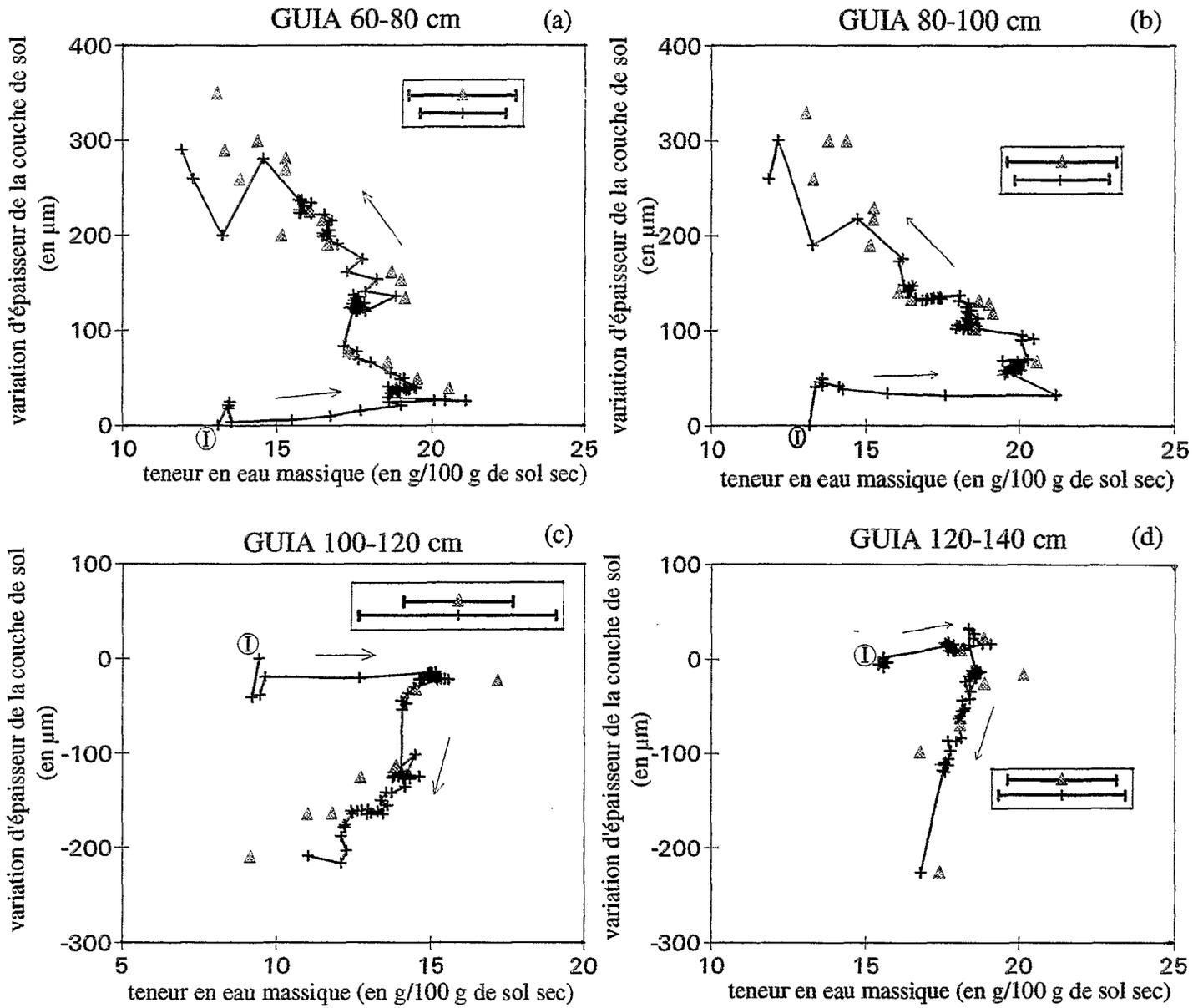


Figure 12-4 : Variations d'épaisseur de couches de sol en fonction de leur teneur en eau. Site de Guia. (a) : couche 60-80 cm. (b) : couche 80-100 cm. (c) : couche 100-120 cm. (d) : couche 120-140 cm.

couche 20-40 cm : (figure 12-2)

Contrairement à la couche de surface, la couche 20-40 cm ne présente pas d'effondrement initial, mais au contraire un gonflement. Les cycles humectation-dessiccation sont presque superposés, avec toutefois un léger retard au gonflement lors de la première réhumectation. L'allure générale de cette courbe est identique à celle du 3ème cycle de la couche 0-20 cm. L'inflexion de la courbe de retrait a lieu pour une teneur en eau plus élevée (vers 13-14 %, contre 10-11 % pour la couche 0-20 cm). On remarque que la courbe de retrait repasse très près du point caractérisant l'état initial du sol, vers 200 h après le début de l'expérimentation (soit un peu plus de 8 jours). On note aussi un décalage entre les valeurs établies à partir des teneurs en eau krigées et celles établies à partir des teneurs en eau mesurées à la sonde à neutrons. Ce décalage n'est toutefois pas significatif au seuil de 5 %.

couche 40-60 cm : (figure 12-3)

On retrouve les tendances amorcées dans l'horizon précédent, mais elles sont ici beaucoup plus marquées. L'inertie de la couche de sol vis-à-vis du gonflement est très nette. On observe un gonflement lors de la phase de ressuyage du premier cycle. L'inflexion de la courbe a lieu à peu près à la même teneur en eau que pour la couche 20-40 cm (vers 14 %), mais avec une pente de la courbe de retrait dans la portion $\theta > 15\%$ nettement plus grande. La courbe de retrait repasse quasiment sur le point initial, vers la date 1535 h (soit environ 2 mois). On note une bonne adéquation entre les valeurs établies à partir des teneurs en eau krigées et celles établies à partir des teneurs en eau mesurées à la sonde à neutrons.

couches de profondeur supérieure à 60 cm : (figure 12-4)

Les couches 60-80 et 80-100 cm ont un comportement tout à fait inattendu, puisque l'on observe un gonflement tout au long de la dessiccation ((a) et (b) de la figure 12-4), tandis que pendant les phases d'humectation, l'épaisseur des couches de sol ne varie pas. Les comportements de ces deux couches de sol sont quasiment identiques.

Les couches 100-120 et 120-140 cm ((c) et (d) de la figure 12-4) présentent, elles, une phase de retrait cohérente. Par contre, elles ne présentent pas de phases de gonflement pendant la réhumectation, leur épaisseur restant stable pendant ces périodes. On remarquera que la gamme de variation de teneur en eau observée est nettement plus faible que celle observée pour les horizons supérieurs à 60 cm. Ce phénomène est accentué pour ces deux couches par le fait que les enregistrements des variations d'épaisseur s'achèvent à 870 h (environ 5 semaines), date à laquelle on a supprimé les cannes rétractométriques correspondant à ces deux couches, lors du changement de système d'acquisition des mesures.

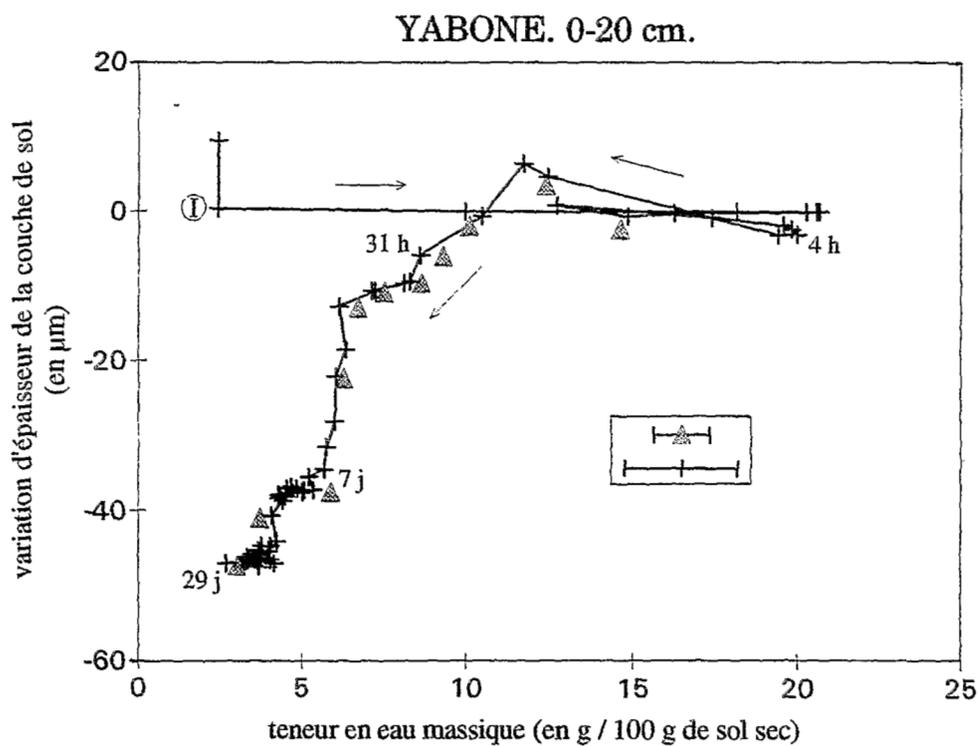


Figure 12-5 : Variations d'épaisseur de la couche 0-20 cm en fonction de sa teneur en eau. Site de Yabone. Les flèches indiquent le sens d'évolution de la teneur en eau. Le symbole ① indique l'état initial. La légende indique l'intervalle de confiance à 95 % des valeurs de teneur en eau estimées par krigeage (Δ) ou par la sonde à neutrons (+).

12.2 Site de Yabone

couche 0-20 cm

A la différence du site de Guia, la couche de surface ne présente pas d'effondrement lors de la réhumectation du sol. Mais on n'observe pas de gonflement non plus. Ceci est à mettre en relation avec le fait que l'on n'a pas travaillé le sol préalablement à la mise en place du dispositif expérimental. La surface a seulement été aplanie en "grattant" le sol à l'aide d'une grande règle de bois. La figure 12-5 présente l'évolution de l'épaisseur du sol en fonction des variations de teneur en eau, avant l'arrivée des pluies tombées en fin d'expérimentation (à partir de 707 h, soit environ 1 mois).

On constate que la courbe de retrait présente une allure assez similaire à celles que l'on a observées sur le site de Guia. La pente de la courbe de retrait est croissante avec le dessèchement du sol, pour atteindre un maximum vers 6 % de teneur en eau. On peut distinguer une phase structurale de retrait (jusqu'à une teneur en eau de 10 % environ), suivie d'une phase principale. On observe ensuite une diminution de cette pente, qui pourrait correspondre à l'amorce d'une phase de retrait résiduelle (à partir de 4-5 % de teneur en eau).

couches 20-40 et 40-60 cm : (figure 12-6, (a) et (b))

On observe un retard au gonflement nettement plus marqué que pour le site de Guia. On retrouve bien l'allure convexe de la courbe de retrait pour la couche 40-60 cm. La couche 20-40 cm présente une allure un peu différente, proche de ce que l'on peut observer au laboratoire sur échantillon sableux (voir plus loin la figure 13-5). On note que les courbes de retrait ne repassent pas par le point initial ①.

couches 60-80 et 100-120 cm : (figure 12-6, (c) et (e))

Ces deux couches présentent le même comportement atypique que celui observé pour les couches 60-80 et 80-100 cm du sol de Guia, c'est-à-dire un gonflement permanent, y compris pendant la phase de dessiccation du sol.

couches 80-100 et 120-140 cm : (figure 12-6, (d) et (f))

On constate, là encore, que les courbes ne repassent pas par le point initial ①. On remarque que l'effet d'inertie du gonflement est de moins en moins marqué avec la profondeur. L'allure convexe de la courbe de retrait est très marquée, avec une partie finale de la courbe quasi verticale (due aussi à l'échelle des ordonnées utilisée), correspondant à la phase principale du retrait, entre 14 et 12 % de teneur en eau.

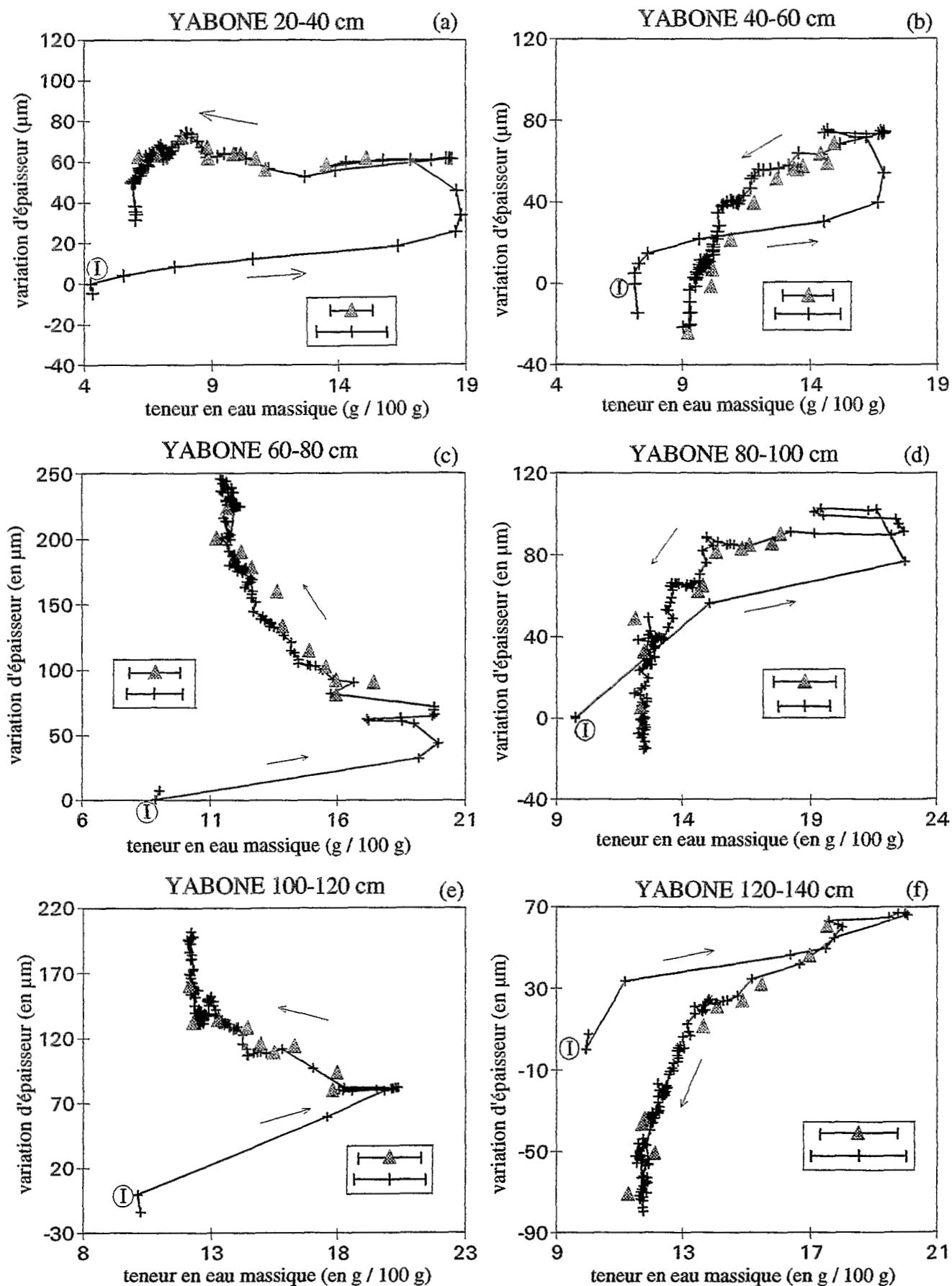


Figure 12-6 : Variations d'épaisseur de couches de sol, en fonction de leur teneur en eau. Site de Yabone. (a) : couche 20-40 cm ; (b) : couche 40-60 cm ; (c) : couche 60-80 cm ; (d) : couche 80-100 cm ; (e) : couche 100-120 cm ; (f) : couche 120-140 cm.

12.3 Le problème des couches qui "gonflent" en se desséchant

Pour les deux sols, il existe des couches, situées à une profondeur supérieure à 60 cm (couches 60-80 et 80-100 cm pour Guia, 60-80 et 100-120 cm pour Yabone), qui ont un comportement tout à fait surprenant puisqu'elles "gonflent" lors de leur dessiccation. Diverses interprétations peuvent être données à un tel résultat. L'une pourrait faire intervenir la diminution du poids des couches supérieures, liées à leur diminution de teneur en eau, provoquant ainsi une "déconsolidation" des couches profondes. Mais il est alors difficile d'expliquer pourquoi certaines couches, constituées du même matériau, gonflent alors que d'autres se rétractent (cas du sol ferrallitique de Yabone, § A2.1.2 et figure 12-6). D'autres causes peuvent être envisagées.

Une mauvaise estimation des variations de teneur en eau ?

On peut imaginer une anomalie de teneur en eau à l'emplacement des "cannes rétractométriques", annulant ainsi soit l'hypothèse de validité du variogramme dans la zone instrumentée dans le cas d'estimations par krigeage, soit l'hypothèse d'homogénéité de la teneur en eau dans un volume de sol incluant le tube de sonde et le "rétractomètre", dans le cas du suivi à la sonde à neutrons.

Cette anomalie pourrait être due à une infiltration préférentielle de l'eau le long des "cannes rétractométriques". Mais cette hypothèse n'est pas cohérente avec le fait que le gonflement s'effectue essentiellement pendant les phases de redistribution et de drainage (mêmes arguments qu'au § 11.3.2).

Une hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques du sol, à courte distance, pourrait expliquer aussi de telles anomalies de teneur en eau. Mais alors cette hétérogénéité aurait dû se manifester lors de l'étude de la variabilité spatiale de la teneur en eau (A du § 11.2.1).

L'hypothèse d'une mauvaise estimation systématique de la teneur en eau est donc peu envisageable.

Une mauvaise estimation des variations d'épaisseur ?

Les paramètres techniques du dispositif d'acquisition des mesures ayant été maintes fois vérifiés, l'origine d'un dysfonctionnement du "rétractomètre" pourrait être recherchée dans la qualité du contact "pas de vis d'ancrage - sol" (figures 9-1 et A3A-1).

Par exemple, on peut supposer que la "canne rétractométrique" concernée (la canne 0-80 cm, pour la couche 60-80 cm, par exemple) soit demeurée, pour une raison ou une autre (blocage de la tige dans la gaine, par exemple, figure A3A-1), immobile pendant un certain temps, indépendamment de tout mouvement du sol environnant. Dans le cas d'un retrait de toutes les couches du sol, on enregistrerait alors un "gonflement" de la couche 60-80 cm

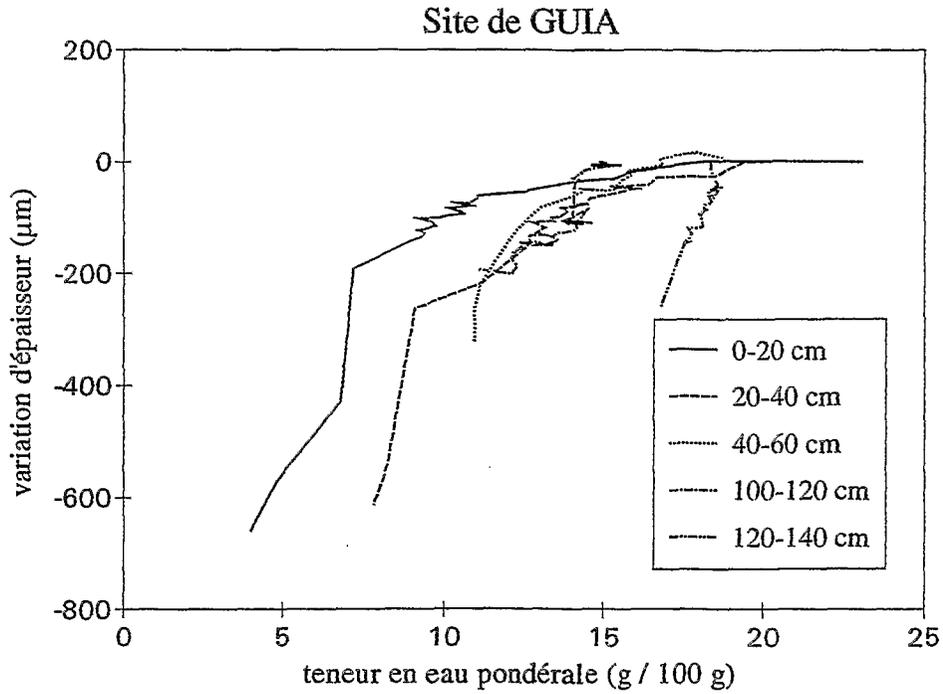


Figure 12-7 : Comparaison des courbes de retrait obtenues *in situ* pour différentes couches du sol de Guia.

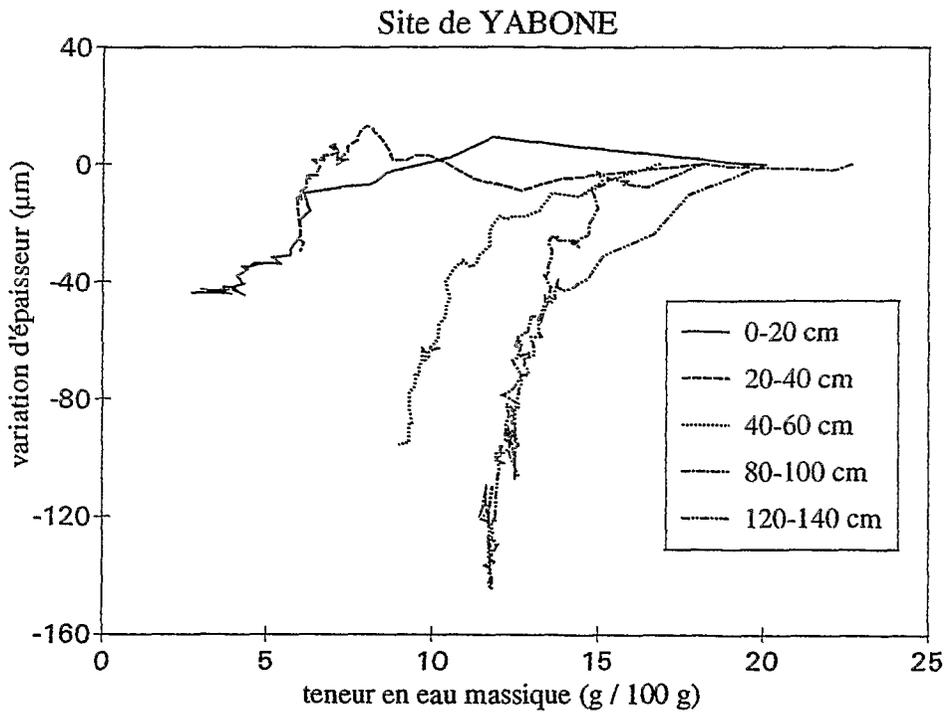


Figure 12-8 : Comparaison des courbes de retrait obtenues *in situ* pour différentes couches du sol de Yabone.

(correspondant à la différence de retrait entre la couche 0-80 cm qui "semble ne pas bouger" et la couche 0-60 cm dont on mesure correctement le retrait). De plus, le retrait de la couche suivante (80-100 cm, déduit de la différence entre les variations d'épaisseur de la couche 0-100 cm et celles de la couche 0-80 cm) serait alors surestimé. Remarquons qu'il n'est pas nécessaire que la "canne rétractométrique" concernée (0-80 cm, pour l'exemple choisi) soit immobile. Il suffit que le retrait (sous-estimé) mesuré par cette "canne" soit inférieur à celui enregistré par la canne précédente (0-60 cm ; cf. figure A3B-2).

Dans le cas d'un gonflement du sol, on devrait avoir de la même façon un retrait de la couche posant problème. Or ce n'est pas ce que nous observons, puisque les couches concernées ne se rétractent pas, voire gonflent légèrement (figures 12-4 & 12-6), lors de l'humectation. Signalons d'autre part qu'il a été vérifié que la pression exercée par le pas de vis des "cannes rétractométriques" était bien inférieur à la portance du sol (voir C du § 5.2.2 ; calculs effectués par les élèves de l'ENSUT de Dakar), et que le contact entre chaque pas de vis et le sol environnant ne présentait pas de défaut (photo 10-2b).

On peut aussi imaginer que des particules de sol soient venues se loger dans l'espace ménagé entre le pas de vis et la gaine (§ A3A.1 et figure A3A-3). Elles auraient ainsi empêché (partiellement) la réduction de cet espace (et donc diminué le retrait enregistré), sans poser de problème lors de l'expansion de celui-ci. Lors du démontage, nous avons pu vérifier qu'il n'en était rien (photo 10-2b).

Une dernière explication serait la suivante. Avec notre système de mesure, les variations d'épaisseur de chaque couche de sol (hormis celle de surface) s'obtiennent en calculant la différence entre les variations de longueur de deux "cannes rétractométriques" successives (0-60 et 0-80 cm, par exemple, pour la couche 60-80 cm). Or, on peut supposer que la variation d'épaisseur de la tranche 0-60 cm à l'endroit de la "canne" 0-80 cm soit différente de cette même tranche à l'endroit de la "canne" 0-60 cm. Ainsi, si le retrait mesuré par la "canne" 0-60 cm surestime celui de la tranche 0-60 cm à l'endroit de la "canne" 0-80 cm, on peut alors obtenir un "gonflement" de la couche 60-80 cm. Une telle explication des mesures aberrantes obtenues implique donc une variabilité à courte distance (quelques centimètres de distance) des propriétés de retrait d'une même couche de sol. Dans l'hypothèse d'une telle variabilité, le système de mesure des variations d'épaisseur de sol que nous avons utilisé serait donc inadapté.

12.4 Influence de la profondeur sur l'allure des courbes de retrait

On a regroupé, figure 12-7, les courbes de retrait des couches 0-20, 20-40, 40-60, 100-120 et 120-140 cm du sol de Guia, correspondant à la phase de dessèchement du cycle humectation-dessiccation de plus grande ampleur (3ème cycle). De même, la figure 12-8 présente les courbes de retrait des couches 0-20, 20-40, 40-60, 80-100 et 120-140 cm du sol de

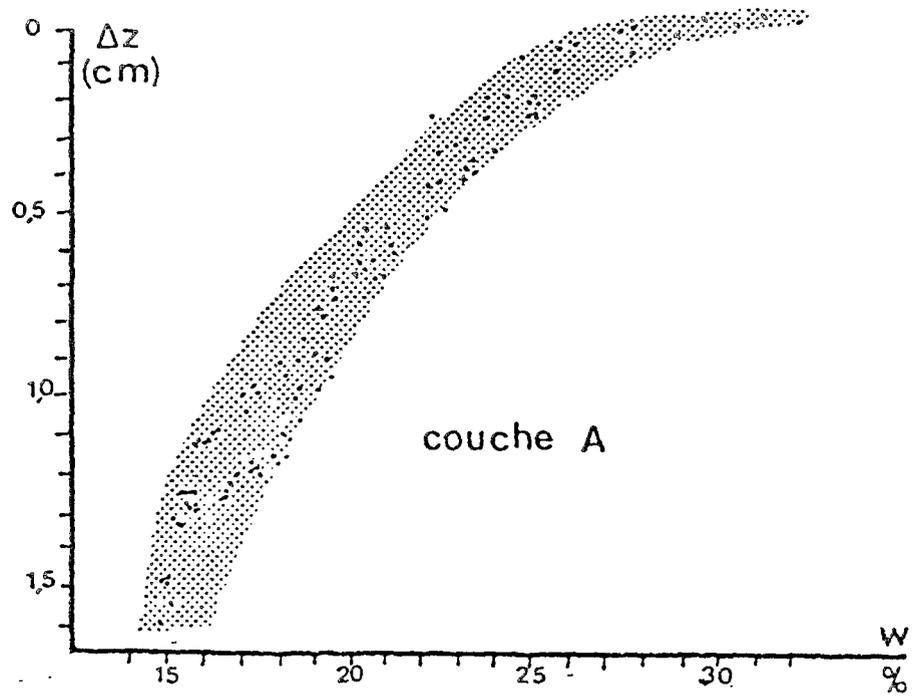


Figure 12-9 : Courbe de retrait linéaire d'une couche de sol établie par Hallaire (1987) sur sol argileux.

Yabone. On a calé l'ensemble des courbes non plus par rapport à l'état initial au début de l'expérimentation, mais par rapport à l'état du sol au début de la phase de dessiccation du sol. Si l'on excepté la couche 20-40 cm du sol de Yabone, dont le comportement se rapproche de la couche 0-20 cm, on peut faire les constatations suivantes :

- pour une même gamme de variation de teneur en eau, le retrait mesuré est d'autant plus important que la couche est profonde.

Pour le sol de Yabone, ceci peut s'expliquer par une teneur en argile croissante avec la profondeur (8 % pour la couche 0-20 cm à 30 % pour les couches de profondeur supérieure à 60 cm).

Toutefois on ne note pratiquement pas de différence granulométrique entre les couches supérieures du sol de Guia jusqu'à 60 cm.

- le passage de la phase structurale du retrait à la phase principale se fait à des teneurs en eau de plus en plus élevées avec la profondeur. Pour Guia, cette zone de transition passe d'environ 10 % de teneur en eau, pour la couche 0-20 cm, à environ 13 %, pour la couche 40-60 cm. Pour Yabone, on passe d'environ 10 %, pour la couche 0-20 cm, à environ 15 % pour la couche 80-100 cm. Conjointement, l'importance de la phase structurale du retrait diminue avec la profondeur.

12.5 Conclusion

Nous avons pu établir un certain nombre de courbes de retrait de couches de sols "peu gonflants". Certaines (couches 60-80 cm et 80-100 cm, du sol de Guia ; couches 60-80 cm et 100-120 cm du sol de Yabone) présentent un comportement inattendu de gonflement tout le long de la dessiccation. Nous ne sommes pas en mesure de donner une interprétation définitive de ce résultat. Aller plus loin dans ce sens nécessiterait, en premier lieu de recommencer une nouvelle fois l'expérience sur les mêmes sols, afin de confirmer les observations. En second lieu, il serait nécessaire de réaliser un certain nombre d'expériences complémentaires : expérimentation de terrain avec un système de mesure des variations d'épaisseur différent de celui que nous avons utilisé (par exemple, un système du type de celui développé par Bronswijk, 1988) ; expérimentation au laboratoire sur colonne de sol, ou en lysimètre.

Toutefois, on observe un comportement plus facilement explicable pour les autres couches de sol. Il est frappant de constater que la forme convexe des courbes de retrait que nous obtenons sur sols "peu gonflants" est très proche de celle des courbes obtenues par Hallaire (1987) sur un sol argileux (figure 12-9). Bien évidemment, les retraits que nous observons sur nos sols sont beaucoup plus faibles. Nous avons montré que, compte tenu des progrès métrologiques réalisés, il est néanmoins possible d'établir des courbes de retrait de sols peu gonflants *in situ*, sur couches de sol en place.

CHAPITRE 13 : COURBES DE RETRAIT DE CYLINDRES DE SOL ETABLIES AU LABORATOIRE

Lors du démontage du dispositif expérimental, nous avons prélevés 3 séries de cylindres de sol ($\varnothing \sim 48$ mm ; $L \sim 50$ mm), tous les 10 cm, de 5 à 135 cm de profondeur, sur 3 verticales situées à environ 40 cm du centre du rétractomètre. Ces cylindres ont été réhumectés au laboratoire par capillarité à partir d'une plaque poreuse saturée d'eau en conditions non évaporantes, à la pression atmosphérique.

La courbe de retrait de ces cylindres a alors été mesurée selon le protocole proposé par Braudeau (1987), modifié par Braudeau & Boivin (à paraître) : après enrobage de sa face cylindrique par une colle néoprène, l'échantillon est posé sur cette même face sur le plateau d'une balance, dans une étuve. Au cours de sa dessiccation, sous température contrôlée (28°C), on mesure ses variations de diamètre à l'aide d'un capteur de déplacement (figure 13-1). L'ensemble des mesures (pesée et cote du capteur de déplacement) est effectué automatiquement, selon un pas de temps de l'ordre de 5 min, par un système d'acquisition automatique. La teneur en eau de l'échantillon en fin de retrait est déterminée, ainsi que son volume massique sec (Boivin *et al.*, 1991). Cette dernière donnée permet, sous l'hypothèse d'isotropie du retrait, de calculer les variations de volume massique du cylindre à partir de ses variations de diamètre.

Les courbes de retrait obtenues ont été analysées à l'aide du modèle proposé par Braudeau (1988a ; voir §3.1.4). L'ajustement du modèle aux données expérimentales est effectué par une procédure d'ajustement non linéaire de type simplex (Chen *et al.*, 1985).

Le plan d'échantillonnage adopté nous a permis d'étudier statistiquement la variabilité des propriétés de retrait mesurées sur cylindre. Nous avons ainsi pu regrouper un certain nombre de profondeurs n'ayant pas de courbes de retrait significativement différentes, comme nous l'avions fait pour les droites d'étalonnage de la sonde à neutrons (cf. § 11.2.2).

Nous terminerons ce chapitre par une discussion de l'isotropie du retrait, hypothèse faite quasi systématiquement lorsqu'il s'agit d'exprimer une mesure linéaire du retrait en terme de volume, et réciproquement (Tempany, 1917 ; Franzmeier & Ross, 1968 ; Braudeau, 1987).

13.1 Résultats : courbes de retrait de petits cylindres de sol

Les figures 13-3 et 13-4 présentent les courbes de retrait obtenues sur chacun des sites étudiés. Ces courbes de retrait sont présentées en terme de variation du volume massique de l'échantillon. En effet, la variabilité du volume massique sec (à 105°C) est telle qu'il est

suite p. 261

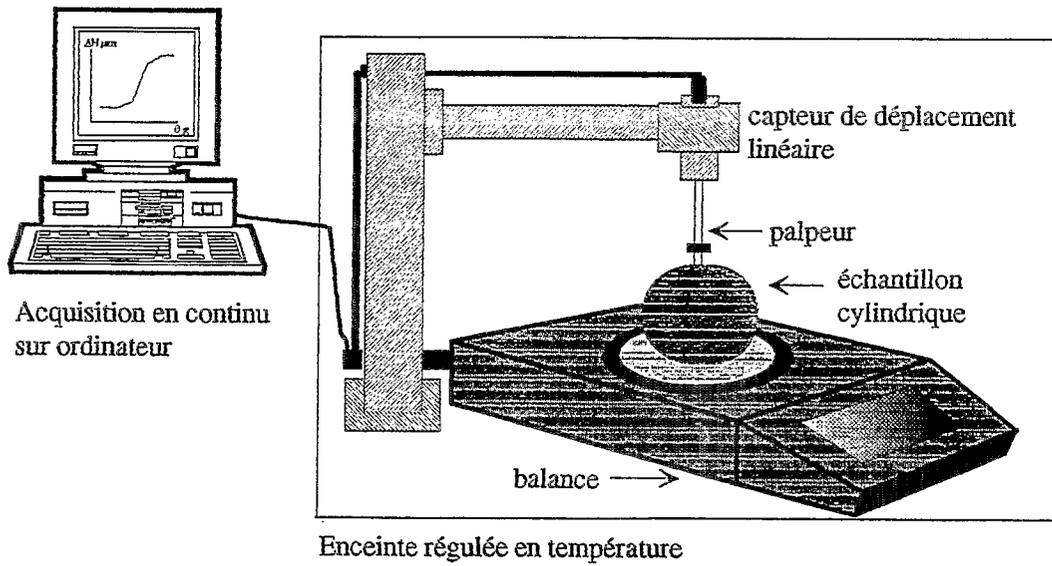


Figure 13-1 : Dispositif de mesure de la courbe de retrait de cylindres de sol proposé par Braudeau (1987) (schéma d'après Colleuille, 1993).

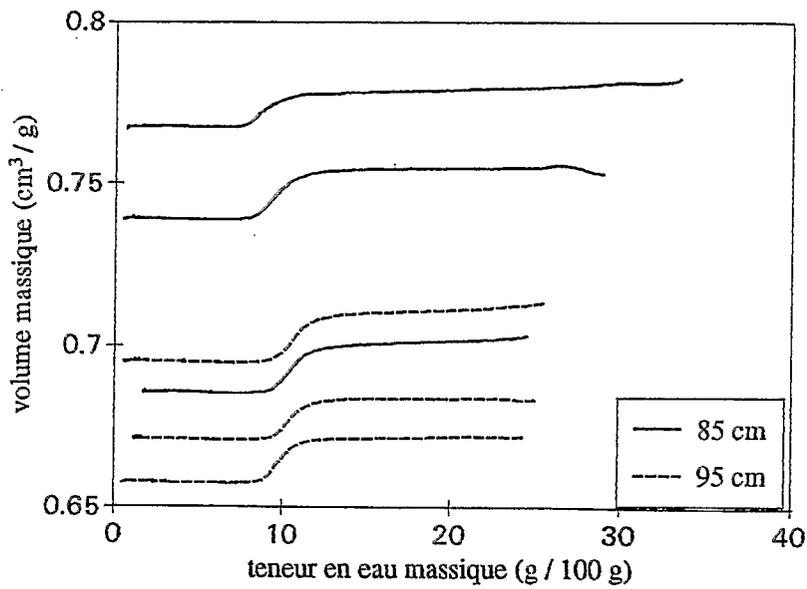


Figure 13-2 : Comparaison des courbes de retrait obtenues sur cylindres prélevés dans la couche 80-100 cm du sol de Yabone.

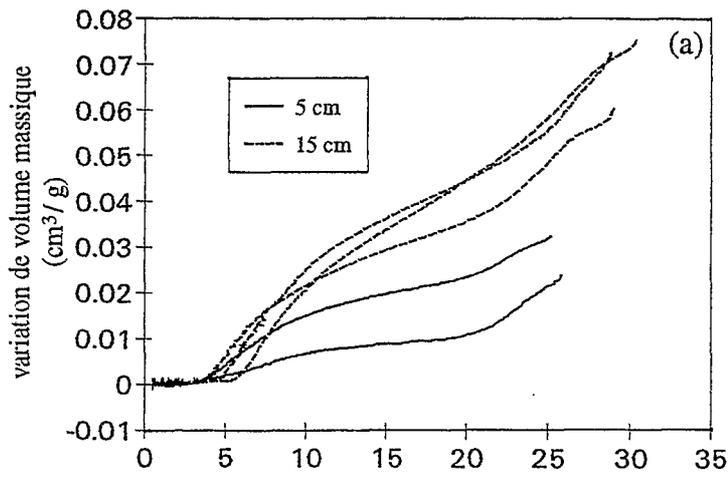
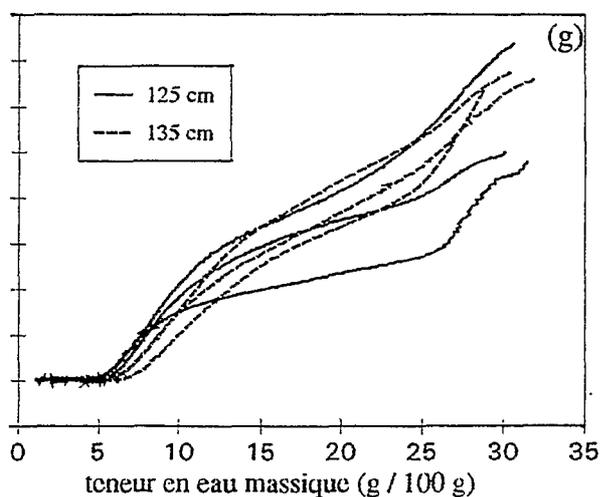
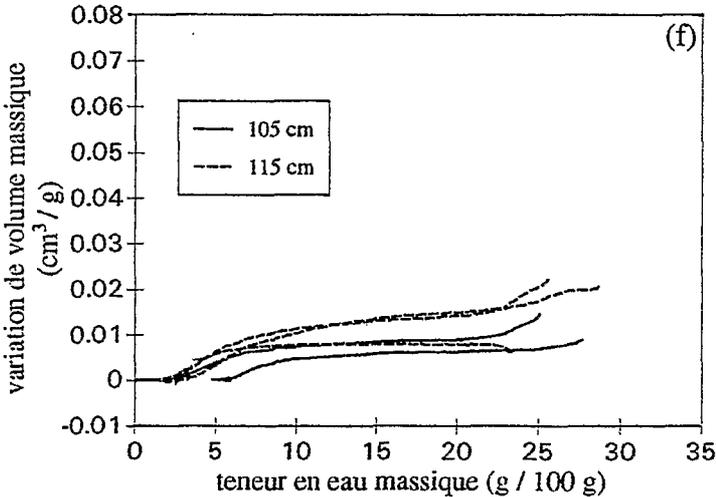
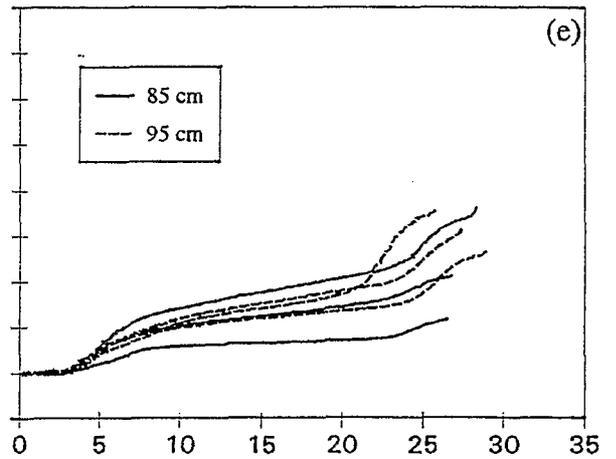
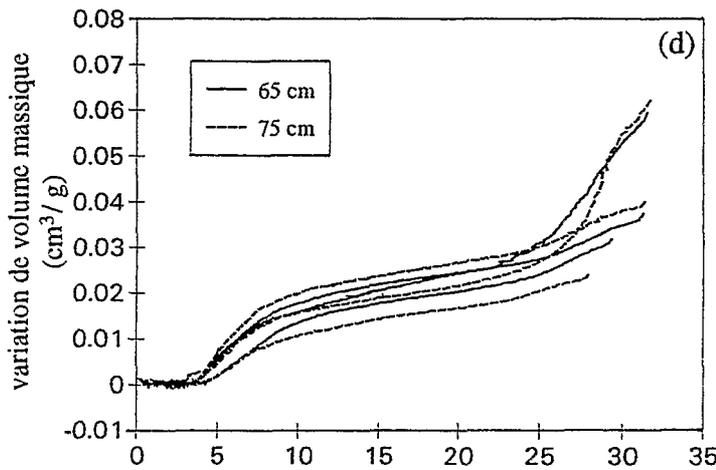
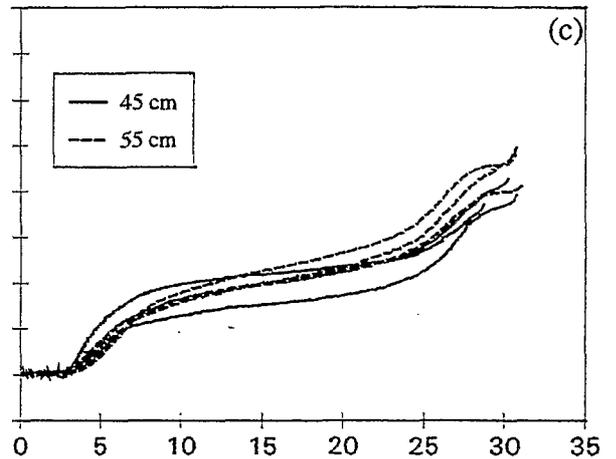
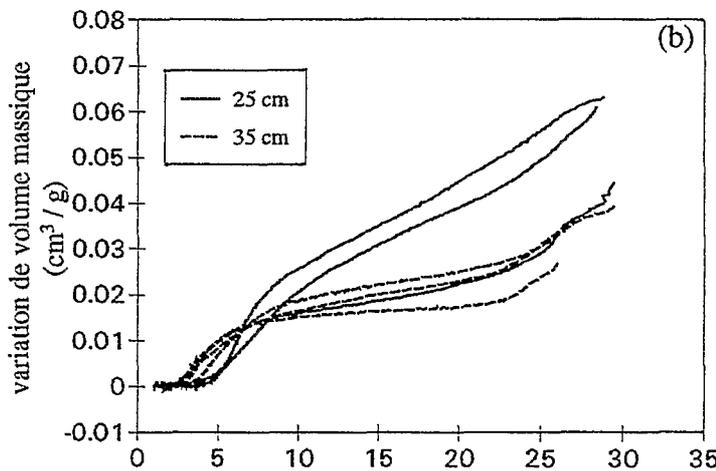


Figure 13-3 :

courbes de retrait de cylindres prélevés dans les couches : (a) 0-20 cm ; (b) 20-40 cm ; (c) 40-60 cm ; (d) 60-80 cm ; (e) 80-100 cm ; (f) 100-120 cm ; (g) 120-140 cm, du sol de Guia. (l'échelle des ordonnées des graphes (c), (e) et (g) est identique à celle des autres graphes)



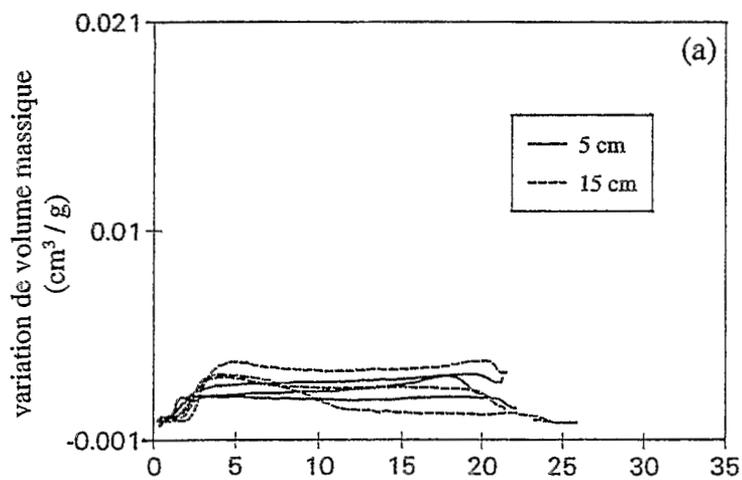
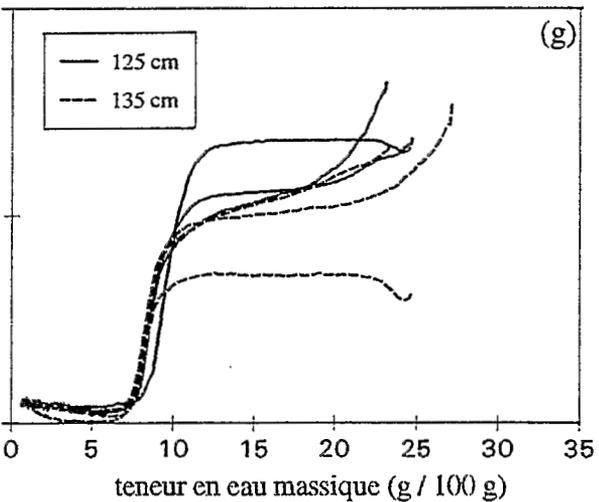
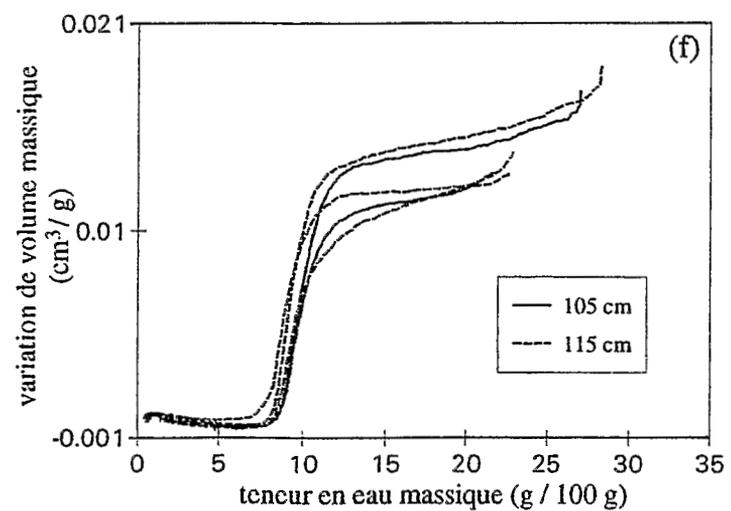
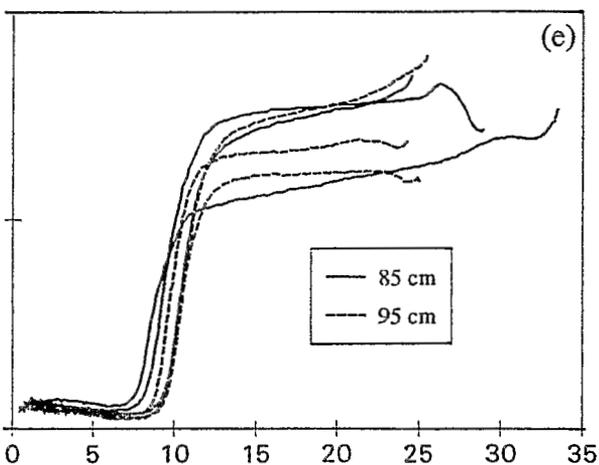
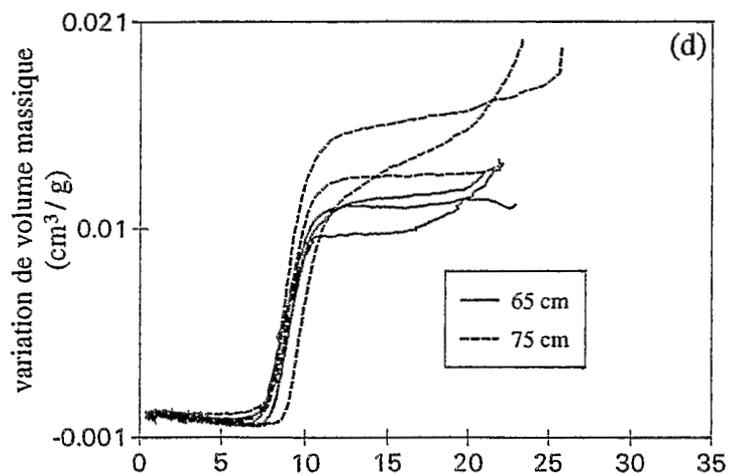
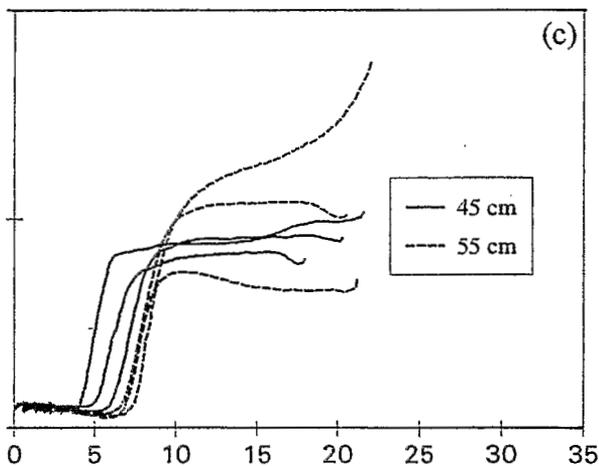
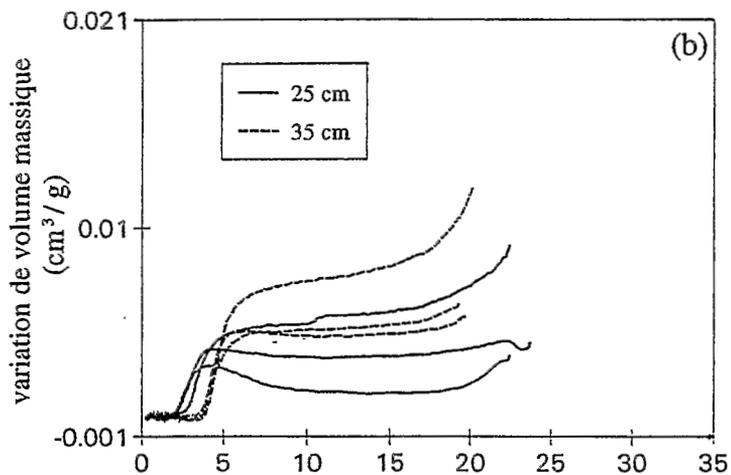


Figure 13-4 :

courbes de retrait de cylindres prélevés dans les couches : (a) 0-20 cm ; (b) 20-40 cm ; (c) 40-60 cm ; (d) 60-80 cm ; (e) 80-100 cm ; (f) 100-120 cm ; (g) 120-140 cm, du sol de Yabone.

(l'échelle des ordonnées des graphes (c), (e) et (g) est identique à celle des autres graphes)



difficile de comparer sur une même échelle de volume massique l'allure des courbes de retrait des différents échantillons issus d'une même couche (comparer le graphe 13-2 au graphe (e) de 13-4). On a donc choisi, pour faciliter l'analyse graphique des résultats, de supprimer la variabilité liée à la masse volumique sèche en ne considérant que les variations de volume massique, l'état sec correspondant à un volumique massique choisi égal à zéro.

On remarque d'emblée la forte variabilité des propriétés de retrait mesurées sur des cylindres prélevés à la même profondeur. On peut cependant distinguer un certain nombre de différence entre les deux sols, et entre les échantillons prélevés dans les différentes couches de sol.

13.1.1 Comparaison entre les deux sols (Guia et Yabone)

Les deux sols se différencient en premier lieu par l'ampleur des variations de volume liées aux variations de teneur en eau.

Mais on voit aussi que l'allure des courbes de retrait est aussi très différente : la phase principale du retrait est beaucoup plus marquée pour le site Yabone. On passe en effet d'une pente du retrait structural (K_{st}) de $0,016 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ à une pente du retrait principal (K_{no}) de $0,392 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$, en moyenne, pour le site de Yabone, alors que l'on passe d'un K_{st} de $0,079 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ à un K_{no} de $0,317 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$, en moyenne, pour le site de Guia.

De plus, on observe quasi systématiquement, sur chacun des échantillons du site de Guia, une phase de retrait bien différenciée, juste au début du retrait structural, dont la pente est aussi forte que celle de la phase principale du retrait. Cette phase de retrait correspond à une part importante du retrait total observé (au moins au tiers, généralement). Ce phénomène s'observe aussi sur certains échantillons du sol de Yabone, mais de manière moins prononcée et moins systématique. Ce comportement semble d'autant plus marqué que le sol est peu cohérent à l'état humide, comme c'est le cas par exemple de certains sols de texture à dominante limoneuse (cf. figure 3-13). Il correspondrait, selon les observations faites par le laboratoire d'hydrophysique des sols du centre ORSTOM de Bondy (Bellier, comm. pers.) sur des cylindres de sols limoneux de différentes provenances, à un effondrement du sol sous l'effet de la gravité, lorsqu'il commence à se désaturer, puisque ce phénomène n'apparaît pas lorsque l'on mesure le retrait dans le plan horizontal (comportement anisotrope).

13.1.2 Evolution de la courbe de retrait avec la profondeur

Site de Guia

L'ampleur du retrait diminue avec la profondeur jusqu'à la couche 100-120 cm, qui correspond à un niveau plus sableux au sein du profil. Pour la couche 120-140 cm, on retrouve un potentiel de retrait-gonflement comparable à celui que l'on avait pour la couche

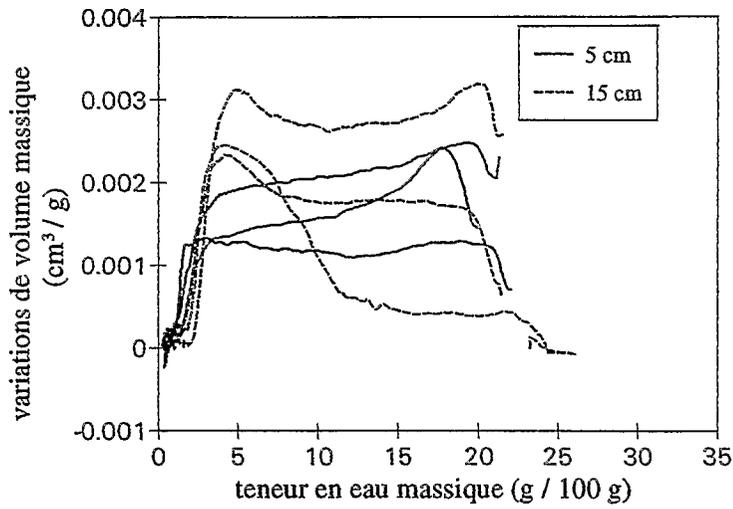


Figure 13-5 : allure atypique des courbes de retrait des cylindres prélevés dans la couche de surface du sol de Yabone.

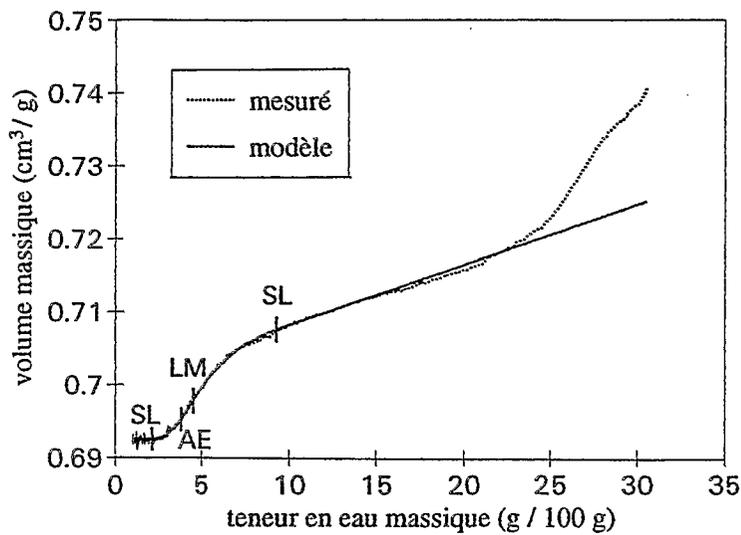


Figure 13-6 : comparaison entre la courbe de retrait mesurée et l'ajustement obtenu par le modèle de Braudeau (1988a). Profondeur 55 cm, répétition n° 1, site de Guia.

de surface, bien que la teneur en argile de la couche 120-140 cm soit nettement plus élevée que celle de la couche de surface.

Site de Yabone

La couche de surface du sol de Yabone a une texture sableuse ($S \sim 83\%$). Les courbes de retrait obtenues ont une allure particulière (figure 13-5) : phase structurale en forme de "berceau", gonflement lors de la phase structurale (courbe "en forme de χ^2 "). Des comportements de ce type avaient déjà été observés par Boivin (1990) sur sols sableux. Au fur et à mesure de la profondeur, la courbe de retrait prend l'allure caractéristique des sols ferrallitiques (courbes en "S", avec une phase principale de retrait bien marquée ; voir Braudeau, 1987). On peut considérer la couche 20-40 cm comme étant une zone de transition entre un comportement typique de sol sableux et un comportement typique de sol ferrallitique. On remarque que, pour les couches de profondeur supérieure à 60 cm, la courbe de retrait acquière une allure quasi constante à partir du début de la phase de retrait principal. Notamment, cette phase principale du retrait correspond à une gamme de teneur en eau presque identique pour tous les échantillons prélevés à une profondeur supérieure à 60 cm. Cette profondeur correspond exactement à la profondeur d'apparition de l'horizon B_2 typique des sols rouges ferrallitiques (voir description du profil, annexe 2). Enfin, on note, à partir de la couche 40-60 cm, une pente légèrement négative de la courbe de retrait, pour des teneurs en eau inférieures à celle correspondant à la "limite de retrait" (point SL du modèle de Braudeau (Braudeau & Bruand, 1993)).

13.2 Problèmes rencontrés dans l'application du modèle proposé par Braudeau (1988a)

Compte tenu de l'allure du modèle de courbe de retrait proposé par Braudeau (1988a ; voir figure 3-5), on peut s'attendre à un certain degré d'inadéquation entre les courbes mesurées et ce modèle. Un certain nombre d'approximations ont donc été faites, qui ont consisté à négliger certains aspects des courbes de retrait mesurées, c'est-à-dire à simplifier la réalité. Deux types de simplification ont été réalisées :

Concernant le sol de Guia (et aussi, dans une moindre mesure, le sol de Yabone), la phase initiale du retrait, au cours de laquelle on peut observer un retrait linéaire important, n'a pas été prise en compte (figure 13-6). Cette approximation sera justifiée plus loin (§ 13.4.3), lors de la discussion de l'isotropie du retrait des cylindres de sol. En effet, ce retrait initial n'est observé que dans la direction verticale, ce qui peut donc justifier le fait de considérer cette partie de la courbe de retrait comme un artéfact lié au protocole expérimental.

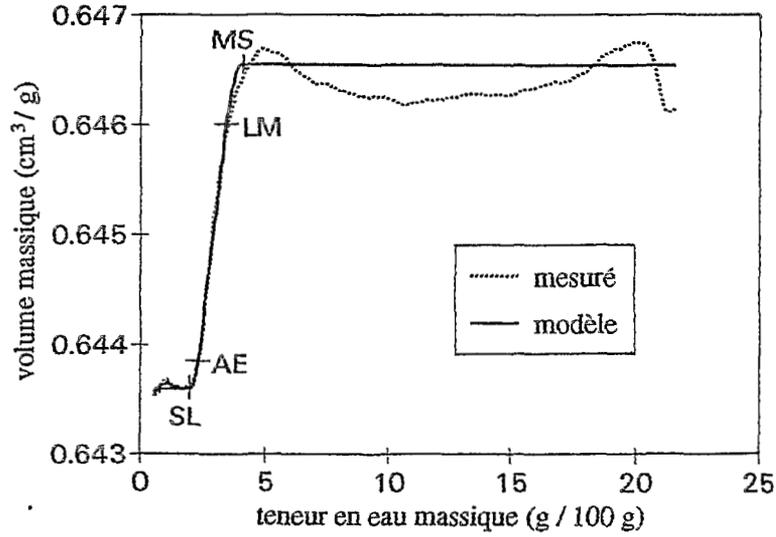


Figure 13-7 : comparaison entre la courbe de retrait mesurée et l'ajustement obtenu par le modèle de Braudeau (1988a). Profondeur 15 cm, répétition n° 3, site de Yabone.

Concernant les échantillons du sol de Yabone dont le comportement est typique des sols sableux, on est amené là aussi à se poser des questions sur l'applicabilité du modèle proposé par Braudeau (1988a) à ce type de résultats. Boivin (1990) avait déjà tranché en considérant que le modèle est inapplicable lorsque le critère $A + L_f \leq 16$ est vérifié (avec L_f , teneur en limon fin en %, et A , teneur en argile en %). Selon ce critère, le modèle serait donc inapplicable à la couche 0-20 cm du sol de Yabone. Cependant, si l'on excepte la phase "structurale" de la courbe de retrait, celle-ci peut être malgré tout assez bien modélisée (figure 13-7). Donc, plutôt que de rejeter l'ensemble de l'information obtenue sur cette couche de sol, nous avons préféré en conserver la partie qui nous semblait interprétable. Lorsque la phase structurale de la courbe de retrait n'était pas modélisable, nous avons considéré le sol comme rigide pendant cette phase ($K_{st} = 0$).

13.3 Traitement statistique des paramètres du retrait

Le plan d'échantillonnage adopté pour le prélèvement des cylindres de sol nous a permis d'effectuer un certain nombre d'analyses statistiques sur les caractéristiques de retrait du sol. Nous avons comparé l'allure des courbes de retrait des différents échantillons en analysant la variabilité des 7 paramètres θ_{SL} , θ_{AE} , θ_{LM} , θ_{MS} , K_{no} , K_{st} , ρ_d de l'ajustement de Braudeau (1988a ; cf. § 3.1.4). Parallèlement, nous avons aussi porté notre attention sur les paramètres "synthétiques" du retrait :

- le retrait global ($RG = \frac{\Delta v}{\Delta \theta}$, entre le début et la fin de la courbe de retrait), exprimé en $\text{cm}^3/100 \text{ g}$ de sol sec.
- la capacité de retrait-gonflement de l'argile (CRGA, cf. Braudeau & Bruand, 1993), exprimée en $\text{cm}^3/100 \text{ g}$ de fraction granulométrique argileuse sèche.

13.3.1 Descriptif des méthodes utilisées

L'ensemble des procédures statistiques décrites ici ont été effectuées à l'aide du logiciel SAS/STAT (SAS, 1989).

A. Analyses de variance

Sur chacune des variables du retrait, nous avons effectué, pour chacun des deux sols pris séparément, une analyse de variance en distinguant d'une part l'effet de la profondeur, d'autre part celui de la répétition. En d'autres termes, nous avons cherché à savoir si le modèle suivant pouvait rendre compte correctement de la variabilité observée pour chacune des variables :

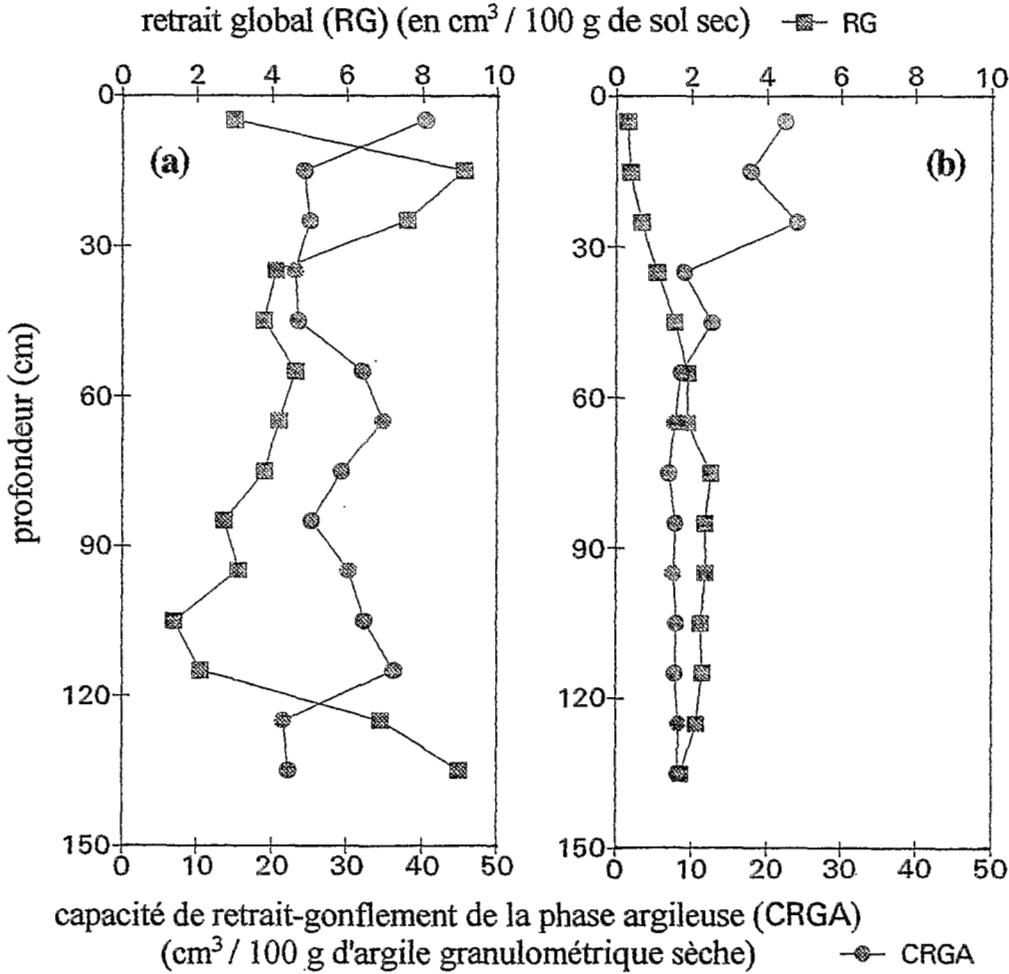


Figure 13-8 : Evolution avec la profondeur du retrait global (RG) et de la capacité de retrait-gonflement de l'argile (CRGA) du sol de Guia (a) et du sol de Yabone (b). Moyennes de 3 échantillons.

Tableau 13-1 : Résultats des tests multivariés de Wilks sur l'influence des effets "profondeur" et "répétition" sur l'ensemble des paramètres de la courbe de retrait (hypothèse nulle du test : "l'effet "X" sur la courbe de retrait n'est pas significatif").

	Effet "profondeur"	Effet "répétition"
Guia	0,0036*	0,3527
	0,0068**	0,1846
Yabone	0,0013	0,2925
	0,0001	0,0208

* : valeur du Lambda de Wilks

** : niveau de signification du test de l'hypothèse nulle

$$v_{i,j} = \mu + p_i + r_j + e_{i,j},$$

où $v_{i,j}$ est la j ème observation de la variable v effectuée à la profondeur i , μ est la moyenne de la variable toutes profondeurs et répétitions confondues, p_i est l'effet de la profondeur au niveau i , r_j est l'effet "répétition" à l'endroit du profil de prélèvement j , et $e_{i,j}$ est un terme aléatoire de distribution normale centrée.

On peut considérer ces deux effets comme caractérisant d'une part la variabilité verticale du sol, de l'autre sa variabilité dans le plan horizontal, pour la grandeur considérée, sur le site instrumenté.

L'analyse de variance multivariée nous a permis de traiter simultanément l'ensemble des 7 paramètres de la courbe de retrait, selon le modèle :

$$\theta_{SL,i,j} \theta_{AE,i,j} \theta_{LM,i,j} \theta_{MS,i,j} K_{no,i,j} K_{st,i,j} \rho_{d,i,j} = f(p_i, r_j).$$

Cette méthode nous a permis de juger de la signification des deux effets distingués sur la courbe de retrait, prise dans son ensemble.

B. Tests de comparaison des moyennes calculées par niveaux de profondeur.

L'analyse de variance permet de savoir si les moyennes calculées pour chacune des classes d'un effet (par exemple, pour chaque niveau de profondeur) sont statistiquement différentes les unes des autres. Mais elle ne nous indique pas lesquelles sont différentes desquelles.

Il existe deux façons de comparer les moyennes de classe d'un effet : soit on compare les moyennes 2 à 2 pour l'ensemble des combinaisons possibles (tests par paires ; exemple : test de Student) ; soit on les compare toutes ensembles simultanément (tests multiples ; exemples : test de Student-Newman-Keuls, test de Ryan-Einot-Gabriel-Welsh). Ces tests permettent de distinguer quelles sont, parmi l'ensemble des moyennes de classe d'un effet, celles qui sont significativement différentes les unes des autres. Ces tests permettent ainsi de regrouper les classes dont les moyennes ne sont pas statistiquement différentes. Comme pour les regroupements effectués sur la base de la droite d'étalonnage de la sonde à neutrons (§ B. de 11.2), nous chercherons à regrouper des niveaux de profondeur consécutifs, pour obtenir ainsi des couches de sol homogènes du point de vue de leurs propriétés de retrait.

C. Analyse discriminante

Une autre façon d'analyser les données de retrait obtenues consiste à se poser les questions suivantes : est-il possible de déterminer, à partir de ses paramètres de retrait, l'appartenance d'un échantillon à telle ou telle classe de profondeur. Et, si oui, quels sont,

parmi l'ensemble des paramètres considérés, ceux qui déterminent cette appartenance. C'est-à-dire quels sont les paramètres qui permettent une discrimination verticale des propriétés de retrait du sol.

L'analyse discriminante développe un critère optimal de discrimination, sur la base de variables quantitatives (ici, les paramètres de la courbe de retrait), afin de classer chaque observation (chaque cylindre de sol) dans l'une des classes de la variable qualitative qui nous intéresse (la profondeur). La pertinence du critère de discrimination peut être évaluée par un test de validation croisée. Ce test utilise la fonction de discrimination obtenue pour reclasser *a posteriori* chacune des observations. Le taux de réussite nous permet alors de juger de la qualité de l'analyse obtenue. De plus, le critère de classification en fonction de la profondeur obtenu pour chacun des deux sols peut être appliqué aux données de l'autre sol. Ceci permet de savoir si le critère obtenu est transposable d'un sol à l'autre.

13.3.2 Résultats

A. L'effet de la profondeur

a. Retrait global (RG) et capacité de retrait-gonflement de l'argile (CRGA)

Site de Guia

On observe une variation très significative du retrait global du sol alluvial de Guia, avec la profondeur (figure 13-8 (a) ; l'effet dû à la profondeur "explique" 81 % de la variance totale). Cette variation s'explique par les variations de teneur en argile observées, puisque la capacité de retrait-gonflement de l'argile (CRGA) ne varie pas significativement avec la profondeur (niveau du test : $\alpha = 27,2\%$; seulement 42 % de la variance totale expliquée par l'effet profondeur). Sur le terrain, on note qu'effectivement les profondeurs 105-115 cm correspondent à un horizon de texture plus sableuse que le reste du profil.

Aucun effet dû aux répétitions n'est mis en évidence.

On remarque toutefois que la part très faible de la variabilité totale, liée aux répétitions, est plus importante pour le sol de Guia que pour celui de Yabone : l'effet "répétition" représente 3,1 % de la variance totale (caractérisée par la somme des carrés des écarts à la moyenne) de CRGA dans le cas du sol de Guia, et seulement 0,2 % dans le cas du sol de Yabone. Ceci est attribuable, vraisemblablement, aux hétérogénéités texturales observées dans le plan horizontal, dans le cas du sol de Guia (cf. annexe 2, § A2.2.3).

Site de Yabone

Pour le sol ferrallitique, par contre, on observe à la fois une variation significative du retrait global et de la capacité de retrait-gonflement de l'argile avec la profondeur (figure 13-8 (b)). La capacité de retrait-gonflement de l'argile des cylindres provenant de l'horizon B2 sont très proches de celles mesurées par Colleuille (1993). Elle augmente de manière très significative vers la surface. Braudeau & Bruand (1993), Colleuille (1993) ont montré que l'augmentation de la capacité de retrait-gonflement de la phase argileuse était l'une des expressions principales de la transformation sols ferrallitiques → sols ferrugineux. Cette modification du comportement de la phase argileuse s'interprète par la dissociation du complexe kaolinite-composés du fer (Chauvel, 1977). Les résultats que nous avons obtenus sont cohérents avec l'hypothèse d'un front de transformation vertical, s'exprimant lui aussi par une augmentation de la capacité de retrait-gonflement de la phase argileuse dans les horizons de surface.

Comme pour le sol de Guia, les variations latérales (à l'échelle du décimètre) pouvant être mises en évidence par les répétitions ne sont pas significatives.

b. Les paramètres de la courbe de retrait

L'analyse multivariée des paramètres de la courbe de retrait montre, pour les 2 sols, un effet "profondeur" très marqué (voir tableau 13-1).

Aucun effet "répétition" n'est remarquable pour le site de Guia. En revanche, en ce qui concerne le sol de Yabone, cet effet est significatif. Si l'on réalise une analyse univariée sur chacun des paramètres de la courbe de retrait, pris séparément, on constate que cet effet "répétition" est significatif au seuil de 5 % pour les paramètres K_{no} ($\alpha = 2,6 \%$) et surtout ρ_d ($\alpha = 0,35 \%$). Seulement 3 répétitions ont été réalisées. Il est donc difficile d'interpréter ce résultat. Celui-ci tend toutefois à montrer que, dans le plan horizontal, ces 2 paramètres ne sont pas répartis aléatoirement. Seule une étude géostatistique de ces paramètres permettrait de vérifier cette hypothèse (présence éventuelle de gradients)

Dans toutes les analyses univariées réalisées, pour chacun des 2 sols, en considérant un effet "profondeur", seule la pente du retrait structural K_{st} , dans le cas du sol de Yabone, est indépendante de cet effet ($\alpha = 99 \%$).

Non seulement du point de vue des critères "synthétiques" du retrait, mais aussi du point de vue de l'allure de la courbe de retrait, il existe une différenciation verticale très nette des 2 sols étudiés. Partant de ce constat, nous avons cherché à savoir où placer les limites de profondeur entre les couches de sol ayant des propriétés de retrait significativement différentes. C'est ce que nous avons tenté de faire à l'aide des tests de comparaison de moyennes.

B. Regroupements des couches de sol sur la base des paramètres du retrait. Comparaison avec les groupes distingués par la sonde à neutrons.

Les tests que nous avons utilisés, qu'ils soient multiples ou par paires, conduisent aux mêmes résultats. L'utilisation de ces tests est compliquée par le fait que, comme pour les regroupements faits sur la base de la droite d'étalonnage de la sonde à neutrons (§ 11.2.2 et annexe 4B), les couches regroupées doivent satisfaire le critère de contiguïté (on ne peut rassembler, par exemple, les niveaux de profondeur 5 et 35 cm en un même groupe que si les niveaux de profondeur 15 & 25 cm en font aussi partie). Sur ce principe, en croisant les résultats des tests effectués sur chacun des paramètres du retrait, on obtient les groupes de profondeur suivants :

Sol de Guia	Sol de Yabone
groupe A : 5 cm	groupe A : 5 cm
groupe B : 15 & 25 cm	groupe B : 15 & 25 cm
groupe C : 35 à 115 cm	groupe C : 35 cm
groupe D : 125 & 135 cm	groupe D : 45 cm
	groupe E : 55 & 65 cm
	groupe F : 75 & 85 cm
	groupe G : 95 cm
	groupe H : 105 cm
	groupe I : 115 à 135 cm

Chaque groupe ainsi constitué est homogène pour l'ensemble des paramètres du retrait (paramètres "synthétiques" et paramètres de la courbe). On voit donc que ces paramètres constituent un critère de discrimination de la profondeur plus efficace pour le sol de Yabone que pour celui de Guia.

Si l'on compare les groupes obtenus avec ceux issus de l'étalonnage de la sonde à neutrons (B du § 11.2.2), on ne constate pas d'incompatibilité, bien que les profondeurs de mesure de la sonde à neutrons (tous les 10 cm à partir de 10 cm) ne coïncident pas avec celles des prélèvements des cylindres (tous les 10 cm à partir de 5 cm).

Si l'on compare, d'une part, le critère de l'étalonnage de la sonde à neutrons et, d'autre part, celui constitué par l'ensemble des paramètres du retrait, on peut dire que, dans le cas du sol de Guia, la sonde à neutrons s'avère être plus discriminante vis-à-vis de la profondeur que les paramètres du retrait, puisque ceux-ci ne nous permettent pas de distinguer autant de couches que la sonde à neutrons. Dans le cas du sol de Yabone, c'est le contraire : les paramètres du retrait sont nettement plus discriminants que la sonde à neutrons.

Si l'on cherche à interpréter cette différence de pouvoir discriminant, on doit considérer les caractéristiques du sol qui influent sur la droite d'étalonnage de la sonde à neutrons. Le

suite p. 273

Tableau 13-2 : Scores des tests de validation croisée obtenus pour les différentes analyses discriminantes effectuées.

	Guia	Yabone
type de sol, classé sur la base des 7 paramètres de la courbe de retrait	99 %	
profondeurs non regroupées (5 à 135 cm), classées par les 7 paramètres de la courbe de retrait	23 %	28 %
validation sur l'autre sol	8 %	6 %
profondeurs non regroupées (5 à 135 cm), classées par l'ensemble des paramètres du retrait (les 7 paramètres de la courbe + RG & CRGA)	30 %	33 %
validation sur l'autre sol	2 %	10 %
profondeurs regroupées sur la base des tests de comparaison des moyennes, classées par l'ensemble des paramètres du retrait	78 %	49 %
Guia : regroupement des groupes A (5 cm) & C (35 à 115 cm)	81%	-
Yabone : regroupements des profondeurs 95 & 105 cm	-	63 %
Yabone : regroupement en 3 groupes (5 à 25, 35 & 45, 55 à 135 cm)	-	99 %

Tableau 13-3 : Matrice des coefficients de corrélation (\$) entre les paramètres du retrait, pour le sol de Guia (\$\$: niveaux des tests de l'hypothèse "la corrélation est nulle").

	RG	CRGA	ρ_d	θ_{SL}	θ_{AE}	θ_{LM}	θ_{MS}	Kno	Kst
RG	1 0	-0,38\$ 0,020\$\$	0,53 0,001	0,61 0,0001	0,72 <0,0001	0,52 0,001	0,43 0,007	0,84 <0,0001	0,99 <0,0001
CRGA		1 0	-0,237 0,158	-0,41 0,011	-0,30 0,070	0,15 0,350	0,30 0,070	-0,62 <0,0001	-0,36 0,029
ρ_d			1 0	0,45 0,005	0,36 0,028	0,34 0,042	0,31 0,062	0,33 0,049	0,56 0,0003
θ_{SL}				1 0	0,83 <0,0001	0,66 <0,0001	0,52 0,001	0,41 0,012	0,63 <0,0001
θ_{AE}					1 0	0,79 <0,0001	0,70 <0,0001	0,49 0,002	0,71 <0,0001
θ_{LM}						1 0	0,75 <0,0001	0,11 0,499	0,55 0,0004
θ_{MS}							1 0	0,04 0,793	0,42 0,010
Kno								1 0	0,80 <0,0001
Kst									1 0

Tableau 13-4 : Matrice des coefficients de corrélation (\$) entre les paramètres du retrait, pour le sol de Yabone (\$\$: niveaux des tests de l'hypothèse "la corrélation est nulle").

	RG	CRGA	ρ_d	θ_{SL}	θ_{AE}	θ_{LM}	θ_{MS}	Kno	Kst
RG	1 0	-0,63\$ <0,0001\$\$	-0,45 0,003	0,92 <0,0001	0,91 <0,0001	0,90 <0,0001	0,91 <0,0001	0,83 <0,0001	0,05 0,774
CRGA		1 0	0,25 0,116	-0,74 <0,0001	-0,73 <0,0001	-0,68 <0,0001	-0,59 <0,0001	-0,76 <0,0001	-0,02 0,905
ρ_d			1 0	-0,45 0,003	-0,44 0,004	-0,44 0,004	-0,45 0,003	-0,45 0,003	-0,12 0,447
θ_{SL}				1 0	0,99 <0,0001	0,98 <0,0001	0,96 <0,0001	0,84 <0,0001	-0,03 0,855
θ_{AE}					1 0	0,99 <0,0001	0,97 <0,0001	0,83 <0,0001	-0,05 0,759
θ_{LM}						1 0	0,98 <0,0001	0,78 <0,0001	-0,08 0,635
θ_{MS}							1 0	0,74 <0,0001	-0,05 0,747
Kno								1 0	-0,07 0,646
Kst									1 0

principe de la mesure de la sonde à neutrons (§9.2.2) nous indique que ce sont principalement la masse volumique du sol, et les paramètres de constitution (taux d'argile, taux de matière organique, etc) qui interviennent. Pour les sols que nous avons étudiés, on peut considérer que les variations de masse volumique en fonction de la teneur en eau sont suffisamment faibles pour que l'on puisse négliger leur influence sur l'étalonnage. D'autre part, la masse volumique sèche intervient comme élément du critère de discrimination dans les deux cas, puisqu'elle est à la fois un paramètre de la courbe de retrait et une caractéristique du sol influant sur l'étalonnage de la sonde à neutrons. Les deux critères de discrimination de la profondeur se distinguent donc par :

- l'influence prépondérante des caractères de constitution du sol, pour la sonde à neutrons.
- l'influence prépondérante des propriétés du retrait, que l'on peut considérer comme des caractères de fonctionnement du sol, dans l'autre cas.

Dans cette optique, les différences de pouvoir discriminant, observées pour chacun des sols, entre les deux critères considérés peuvent s'interpréter de la manière suivante.

Dans le cas du sol de Guia, l'étalonnage de la sonde à neutrons a un pouvoir discriminant plus grand que celui des paramètres du retrait. Ce résultat indique que, pour ce sol développé à partir d'un matériau alluvial hétérogène, les variations de constitution induisent un pouvoir discriminant de l'étalonnage de la sonde à neutrons plus grand que celui des propriétés de retrait. Dans le cas du sol de Yabone, ce sont les paramètres de fonctionnement (de retrait) qui prévalent sur les paramètres de constitution.

C. Pouvoir discriminant des courbes de retrait

Nous avons vu que l'analyse de la variance des paramètres de la courbe de retrait met clairement en évidence un effet lié à la profondeur. En conséquence, nous avons essayé de quantifier le pouvoir discriminant de ces paramètres vis-à-vis de la profondeur, en utilisant la technique statistique de l'analyse discriminante. Nous avons aussi appliqué cette méthode à l'étude du pouvoir discriminant des paramètres de la courbe de retrait vis-à-vis du type de sol, en rassemblant l'ensemble des données des deux sols. Les taux de réussite des tests de validation croisée sont indiqués dans le tableau 13-2.

Ces résultats montrent que l'on peut prévoir 99 fois sur 100 avec succès le type de sol sur la base de sa courbe de retrait. La seule erreur commise lors de la validation croisée concerne l'échantillon de la profondeur 115 cm, répétition n° 3, du sol de Guia, qui est attribué au sol de Yabone. Cet échantillon correspond à un niveau sableux dans le profil de Guia (figure 8-8).

Par contre, nous avons 3 chances sur 4 de nous tromper lorsque l'on cherche à réaffecter chaque échantillon étudié à sa profondeur d'origine. De plus, ce critère de classification en fonction de la profondeur n'est pas transposable d'un sol à l'autre (seulement 6 et 8 % de réussites). Le pouvoir de discrimination de la profondeur est à peine amélioré lorsque l'on adjoint aux variables explicatives les paramètres synthétiques du retrait (RG & CRGA).

Ce résultat est partiellement explicable par le fait que nous n'avons pas tenu compte des regroupements des niveaux de profondeur obtenus lors des tests de comparaison des moyennes (§ B). En effet, on ne peut, par exemple, considérer comme une erreur le fait d'attribuer à un cylindre provenant de la profondeur 15 cm du sol de Yabone, la profondeur 25 cm, puisque ces deux niveaux de profondeur appartiennent au même groupe et ne peuvent être distingués l'un de l'autre du point de vue des propriétés de retrait-gonflement. Si l'on tient compte de ces regroupements, le pouvoir discriminant des paramètres du retrait est nettement amélioré, dans le cas du sol de Guia.

L'étape suivante de notre analyse a consisté à rechercher quels étaient, parmi tous les paramètres de retrait, ceux dont le pouvoir discriminant était suffisamment grand pour pouvoir expliquer les variations observées, d'une part entre les 2 types de sol, d'autre part entre les différentes couches de profondeur d'un même sol.

D. Les paramètres du retrait les plus importants

L'examen des résultats fournis par les méthodes d'analyse statistique appliquées jusqu'ici aux paramètres du retrait du sol ne permet pas de distinguer quels sont les paramètres les plus importants à prendre en compte pour différencier les échantillons d'après leurs propriétés de retrait.

a. Interrelations entre les paramètres du retrait

En premier lieu, on peut constater que les différents paramètres du retrait sont fortement corrélés entre eux (tableaux 13-3 & 13-4). Cette forte interrelation avait déjà été constatée par Boivin (1990).

L'ensemble des paramètres de la courbe de retrait sont fortement intercorrélés. Les seules corrélations non significatives (au seuil de 3 %) sont, pour le site de Guia, celles entre la pente du retrait principal (K_{no}), les teneurs en eau aux points caractéristiques du retrait structural (θ_{LM} & θ_{MS}) et la masse volumique sèche (ρ_d), et, pour le sol de Yabone, celles entre la pente du retrait structural (K_{st}) et tous les autres paramètres.

L'étude des corrélations entre la capacité de retrait-gonflement de l'argile et les autres paramètres du retrait appelle quelques remarques. La capacité de retrait-gonflement de l'argile est corrélée négativement avec le retrait global de manière significative (au seuil de 3 %). Ceci veut dire que, dans les 2 sols, plus le retrait global est faible, plus la capacité de retrait-gonflement de l'argile est grande. La diminution du retrait global observée, due à une baisse de la teneur en argile, s'accompagne d'une réactivité plus grande de la phase argileuse vis-à-vis de l'eau.

L'analyse minéralogique de la fraction argileuse, dont nous ne disposons pas, nous aurait peut-être permis d'aller plus loin dans l'interprétation de ces données, notamment pour le sol de Guia. En ce qui concerne le sol de Yabone, on sait que l'augmentation de la capacité de

retrait-gonflement de l'argile, observée lors du passage des sols ferrallitiques aux sols ferrugineux, ne s'accompagne pas de modification minéralogique notable des argiles (Kaloga & Colleuille, comm. pers.). Elle est due essentiellement à la dissociation des complexes kaolinite-composés du fer. Chauvel & Fauck (1969) ont montré que cette dissociation intervenait aussi dans les horizons de surface, et conduisait à un appauvrissement de la couche de surface (0-30 cm) en constituants de la fraction argileuse. Nos résultats montrent que ce phénomène s'accompagne là aussi d'une augmentation de la capacité de retrait-gonflement de l'argile.

b. Apport de l'analyse discriminante par étapes

Compte-tenu des corrélations observées, nous avons utilisé la procédure d'analyse discriminante par étapes, afin de savoir quels étaient les paramètres du retrait rendant le mieux compte des variations observées, d'une part entre les deux sols étudiés, d'autre part entre les différents niveaux de profondeur échantillonnés dans chacun des sols. La procédure d'analyse discriminante par étapes permet d'introduire successivement chacune des variables explicatives, à condition qu'elle apporte une amélioration significative au pouvoir de discrimination de la fonction discriminante précédente.

L'application de cette méthode aux paramètres de la courbe de retrait, considérés comme variables explicatives du "type de sol", montre que **l'ensemble des paramètres, sauf θ_{LM} et ρ_d** , interviennent dans la discrimination des 2 types de sol.

En revanche, lorsqu'il s'agit de distinguer les différents niveaux de profondeur au sein d'un sol, on constate que :

- pour le site de Guia, les paramètres de la courbe de retrait les plus discriminants sont θ_{AE} et K_{st} . Lorsque l'on associe aux paramètres de la courbe, les paramètres synthétiques RG et CRGA, les variables les plus discriminantes sont alors RG et θ_{AE} .
- pour le site de Yabone, seul le paramètre θ_{AE} est retenu comme variable discriminante, dans tous les cas de figures.

Les paramètres retenus sont des **caractéristiques de la phase argileuse** : teneur en eau au point d'entrée d'air dans la microporosité, et, dans le cas du sol de Guia, retrait global, qui reflète en fait les variations du taux d'argile, puisque la capacité de retrait-gonflement de l'argile ne varie pas pour ce sol.

Compte-tenu du fait qu'il n'est pas nécessaire de tenir compte de l'ensemble des paramètres du retrait, si l'on veut distinguer les différents niveaux de profondeur du sol, on peut se limiter aux critères discriminants les plus significatifs pour effectuer les regroupements. On obtient, pour le site de Guia, les mêmes regroupements que lorsque l'on considère l'ensemble des paramètres (cf. § B). Pour le site de Yabone, on est amené à regrouper les profondeurs 95 et 105 cm. Ce regroupement améliore nettement les performances de discrimination puisque l'on passe d'un taux de réussite du test de validation croisée de 49 %

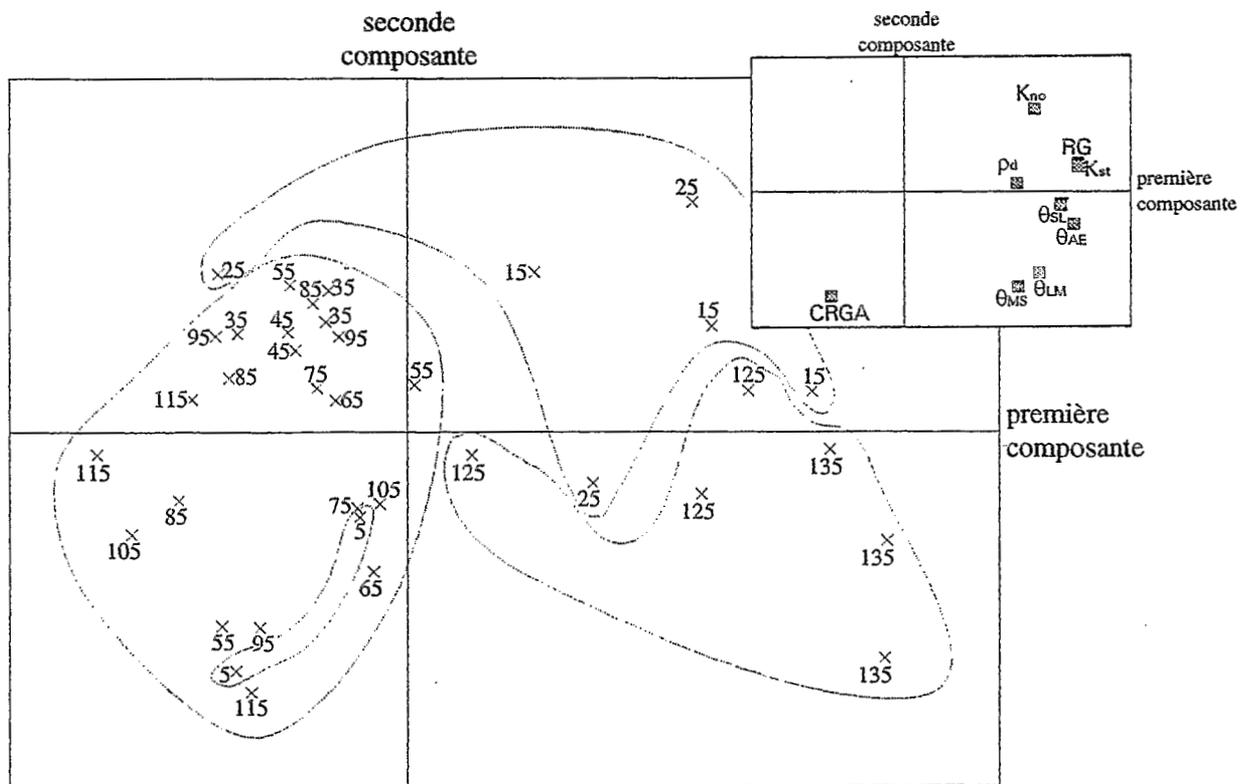


Figure 13-9 : Analyse en composantes principales de la profondeur du sol de Guia, sur la base des paramètres du retrait. Répartition des observations, repérées par leur profondeur (en cm), et des paramètres du retrait, dans le premier plan factoriel (incluant 78 % de la variance des observations). Les pointillés indiquent les groupes de profondeur obtenus par les tests de comparaison des moyennes.

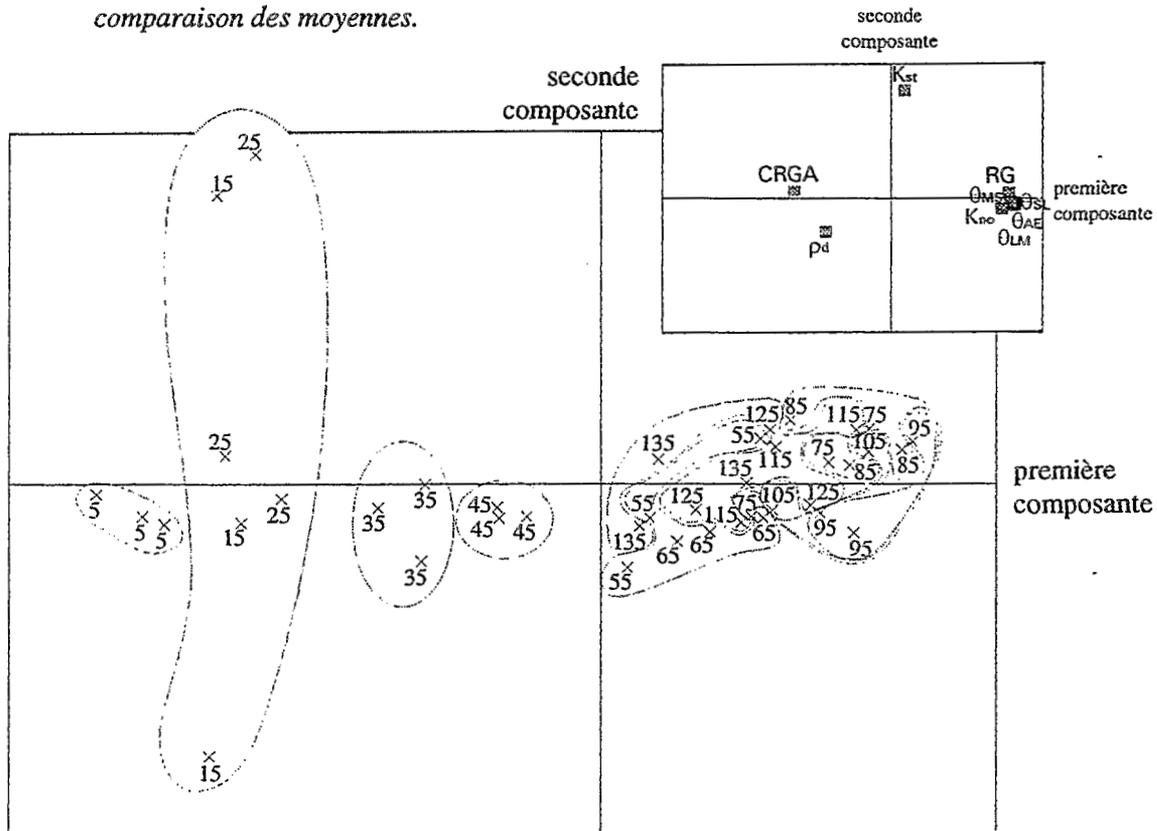


Figure 13-10 : Analyse en composantes principales de la profondeur du sol de Yabone, sur la base des paramètres du retrait. Répartition des observations et des paramètres du retrait, dans le premier plan factoriel (incluant 81 % de la variance des observations). Les pointillés indiquent les groupes de profondeur obtenus par les tests de comparaison des moyennes.

à un taux de 63 % (tableau 13-2).

On peut s'interroger sur la pertinence des tests de comparaison de moyennes tels que nous les avons utilisés. En effet, cette démarche implique deux hypothèses importantes. La première est que les regroupements effectués lors d'un test de comparaison de moyennes pour une variable particulière, sont supposés encore valables lorsque l'on passe à un autre test effectué sur une autre variable. La manière la plus correcte de traiter ce problème aurait été de considérer simultanément l'ensemble des paramètres, mais nous n'avons pas connaissance de tests multivariés permettant de répondre à ce problème.

La deuxième hypothèse consiste à supposer que la distribution de chacun des paramètres est normale, hypothèse que nous n'avons pas les moyens de vérifier. L'analyse discriminante a été menée à l'aide d'une technique non paramétrique (*i.e.* ne nécessitant pas d'hypothèse sur la loi de distribution des variables). D'après ces considérations, il est possible que le pouvoir de discrimination attribué aux paramètres du retrait, sur la base des tests de comparaison de moyennes, soit surévalué.

Nous terminerons cette analyse par une brève discussion sur le problème posé par la contiguïté des niveaux de profondeur rassemblés au sein d'une même couche de sol. Cette contrainte de contiguïté lors des regroupements des niveaux de profondeur peut nous amener à distinguer deux couches de sol dont les propriétés de retrait sont identiques, à cause du simple fait qu'elles ne sont pas contiguës. Lorsque l'on étudie par analyse en composantes principales la répartition des groupes de profondeur obtenus par les tests de comparaison de moyennes, on constate que certains groupes sont proches les uns des autres, dans le premier plan factoriel : c'est le cas des groupes A (5 cm) et C (35 à 115 cm), pour le sol de Guia (figure 13-9). En effet, lors du test de validation croisée, 1 échantillon du groupe A (parmi 2) était classé en C, et 6 échantillons du groupe C (parmi 23) étaient classés dans le groupe A. Malgré tout, si l'on effectue à nouveau une analyse discriminante en ne distinguant plus les groupes A et C, le taux de réussite n'est amélioré que de 3 % (de 78 à 81 % ; tableau 13-2), 7 échantillons de ce nouveau groupe étant classés dans le groupe B (15 & 25 cm). Ceci est vraisemblablement dû à l'imbrication des différents groupes que l'on peut constater en considérant leur répartition dans le plan factoriel (figure 13-9).

Dans le cas du site de Yabone (figure 13-10), les groupes se répartissent le long de l'axe correspondant à la première composante principale. Les groupes de profondeur supérieure à 55 cm, distingués par les tests de comparaison des moyennes, sont imbriqués en une unité plus grande. On voit que les **paramètres synthétiques du retrait (RG et CRGA)** suffisent à expliquer la première composante principale. Si l'on se limite aux groupes distingués par les tests sur ces 2 seuls paramètres, on obtient les 3 groupes 5 à 25 cm, 35 & 45 cm et 55 à 135 cm. Le score du test de validation croisée est **nettement amélioré**, puisque l'on passe d'un score de 63 à 99 % (tableau 13-2), la seule erreur commise correspondant à l'échantillon 55 cm, répétition n° 1, classé dans le groupe 35 & 45 cm à cause du type d'allure "plus sableux" de sa courbe de retrait (voir figure 13-4). Dans le cas du sol de Yabone, il semble donc plus prudent de limiter le pouvoir discriminant des paramètres du retrait vis-à-vis de la profondeur à ce stade (3 couches de sol, et non plus 9).

13.3.3 Conclusion sur l'analyse statistique des paramètres du retrait

Bien que les deux sols étudiés, un sol alluvial et un sol ferrallitique, soient l'un et l'autre considérés comme des sols peu gonflants, l'analyse de leur courbe de retrait révèle des différences de comportement non seulement entre ces deux types de sol, mais aussi au sein de chacun des profils.

Les critères de différenciation entre le sol alluvial de Guia et le sol ferrallitique de Yabone sont nombreux (voir chap. 8). Les propriétés de retrait sont à compter parmi ceux-ci. Compte-tenu des retraits globaux observés, les deux sols se différencient déjà. La plupart des paramètres de la courbe de retrait, issus du modèle proposé par Braudeau (1988a), permettent aussi de différencier ces deux sols, sauf la masse volumique sèche ρ_d , et la teneur en eau à la limite de contribution au retrait de la macroporosité θ_{LM} .

En ce qui concerne l'organisation verticale des deux sols, les principales différenciations observables concernent la teneur en argile et la teneur en eau au point d'entrée de l'air dans l'espace microporal, θ_{AE} .

L'examen des matrices des corrélations, établies pour chacun des deux sols, montrent que certains paramètres du retrait sont fortement corrélés les uns avec les autres, d'autres non. Ces derniers sont, en règle générale des caractéristiques de l'espace macroporal (K_{st} , θ_{LM} , θ_{MS} ou ρ_d), selon le modèle proposé par Braudeau (1988b). Pour le sol de Yabone, seul K_{st} , paramètre censé caractériser la structure du sol, varie fortement et de manière indépendante des autres paramètres. Pour le sol de Guia, ρ_d , θ_{LM} et θ_{MS} , et K_{no} ne sont pas significativement corrélés entre eux.

A la vue de la forte interrelation entre les paramètres du retrait, on peut s'interroger sur le caractère redondant de l'information contenue dans une courbe de retrait, et se demander s'il est vraiment nécessaire de mesurer la courbe de retrait dans son entier lorsque l'on veut différencier un profil de sol. Pour les sols que nous avons étudiés, le **taux d'argile** et la **teneur en eau au point d'entrée d'air dans la microporosité θ_{AE}** suffisent à cette différenciation. Il serait aussi intéressant d'étudier la nature des liaisons observées entre les différents paramètres du retrait.

Si les courbes de retrait d'un ensemble de cylindres prélevés dans un même sol semblent relativement variées, il apparaît néanmoins une différenciation verticale très nette pour chacun des deux sols. Cependant, il reste une part non négligeable (26 %, en moyenne, tous paramètres et types de sol confondus) de la variabilité observée sur cylindres que nous n'avons pas pu expliquer. Seule la prise en compte d'autres facteurs (données analytiques sur les cylindres) nous aurait permis d'aller plus loin dans l'interprétation de cette variabilité résiduelle.

13.4 Discussion sur l'isotropie du retrait des cylindres de sol

Nous disposons d'une détermination de masse volumique des cylindres de sol après réhumectation, juste avant leur introduction dans l'étuve. Cette mesure a été réalisée, comme pour celle de la masse volumique sèche, par la méthode du sachet plastique décrite par Boivin *et al.* (1991). On peut envisager l'utilisation de cette mesure pour tester l'hypothèse d'isotropie du retrait.

13.4.1 Principe du test

Dans le calcul de la courbe volumique du retrait à partir des données linéaires mesurées, on déduit le volume massique v de l'échantillon à partir de son diamètre D selon la relation :

$$v = v_{\text{réf}} \cdot \left(\frac{D}{D_{\text{réf}}} \right)^3 \quad (13.1),$$

où $v_{\text{réf}}$ et $D_{\text{réf}}$ sont le volume massique et le diamètre de l'échantillon à l'état de référence. Dans le cas de nos mesures, l'état de référence est l'état sec à 105 °C. Si l'on dispose d'une mesure indépendante de v , que l'on notera \hat{v} , on peut alors tester l'hypothèse d'isotropie du retrait en vérifiant si la différence observée entre \hat{v} et la valeur v , calculée sous l'hypothèse d'isotropie (relation 13.1) est significative ou non.

Dans le cas d'une différence significative, on pourra alors calculer le "coefficient de tropisme" α du retrait en utilisant la relation

$$\alpha = 3 \cdot \frac{\ln \left(\frac{\rho_{d,s}}{\hat{\rho}_{d,h}} \right)}{\ln \left(\frac{\rho_{d,s}}{\rho_{d,h}} \right)} \quad (13.2),$$

où $\rho_{d,s}$ est la masse volumique sèche de l'échantillon à l'état sec de référence, $\hat{\rho}_{d,h}$ sa masse volumique sèche mesurée à l'état humide, $\rho_{d,h}$ la même valeur calculée à partir de la relation (13.1).

Tableau 13-5 : Les différents cas de figures que l'on peut distinguer à l'issue du test sur l'isotropie du retrait des cylindres de sol ($\hat{\rho}_{d,h}$, valeur mesurée ; $\rho_{d,h}$, valeur théorique supposant l'isotropie du retrait).

test significatif	coefficient de tropisme du retrait	type de retrait
$\hat{\rho}_{d,h} < \rho_{d,h}$	$\alpha > 3$	retrait préférentiel horizontal
$\hat{\rho}_{d,h} = \rho_{d,h}$	$\alpha = 3$	retrait isotrope
$\hat{\rho}_{d,h} > \rho_{d,h}$	$\alpha < 3$	retrait préférentiel vertical

Ainsi, si $\hat{\rho}_{d,h}$ est significativement inférieure à $\rho_{d,h'}$, alors il existe un tropisme horizontal* du retrait : le retrait vertical sous-estime le retrait volumique.

Si $\hat{\rho}_{d,h}$ est significativement supérieure à $\rho_{d,h'}$, alors le retrait du cylindre de sol est préférentiellement vertical*.

Les différents résultats possibles du test d'isotropie sont rassemblés dans le tableau 13-5.

Dans la pratique, on devra aussi tenir compte de l'erreur de mesure sur $\rho_{d,s}$.

13.4.2 Résultats

A. Erreur de mesure sur ρ_d

Les mesures de masse volumique par la méthode du sachet plastique est entachée d'une erreur, que nous avons estimée à $\Delta\hat{\rho}_d \leq 0,03 \text{ kg.dm}^{-3}$.

$\rho_{d,h}$ ne sera donc considérée comme significativement différente de $\hat{\rho}_{d,h'}$, que si elle diffère de plus de $0,06 \text{ kg.dm}^{-3}$ de la mesure $\hat{\rho}_{d,h}$.

On remarquera que cette hypothèse implique qu'il n'y ait aucune erreur expérimentale accidentelle ou systématique dans les mesures de $\rho_{d,h}$ et $\rho_{d,s}$.

B. Site de Guia

Dix huit échantillons sur 41, soit 44 %, ont un retrait significativement anisotrope. Dans tous les cas, il s'agit d'un retrait préférentiel horizontal ($\alpha > 3$). Selon les échantillons, le coefficient de tropisme, calculé entre l'état initial (saturé) et l'état final (sec à 105 °C) de l'échantillon, varie de 5 à 15.

C. Site de Yabone

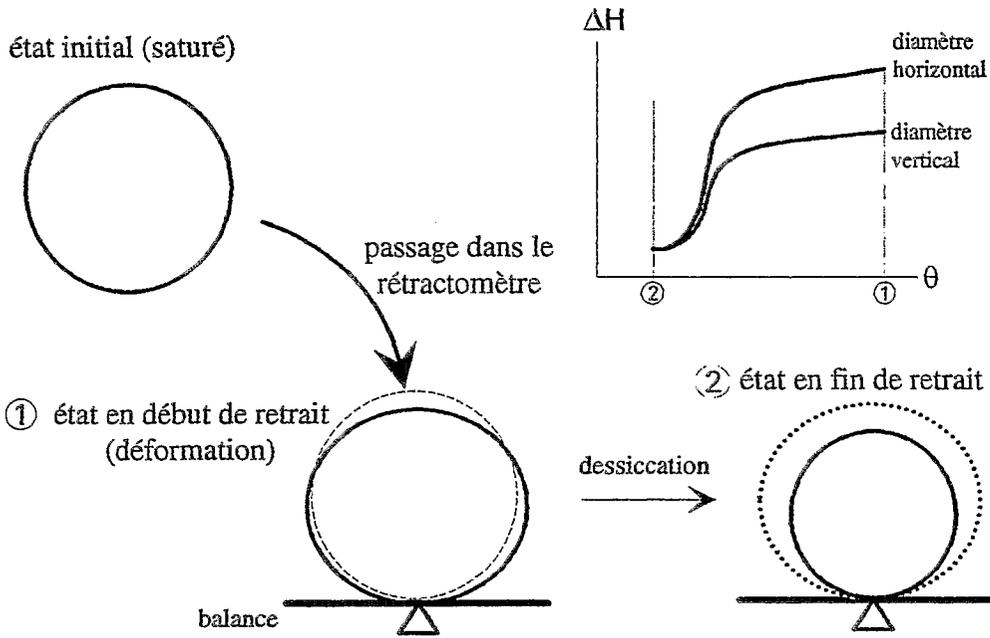
Les cylindres issus du sol ferrallitique de Yabone ont un comportement anisotrope beaucoup moins marqué. Seuls 4 échantillons sur 41, soit 10 %, ont un coefficient de tropisme du retrait significativement différent de 3. Cette proportion se décompose en :

- 3 % d'échantillons à retrait préférentiel vertical (1 sur 41)

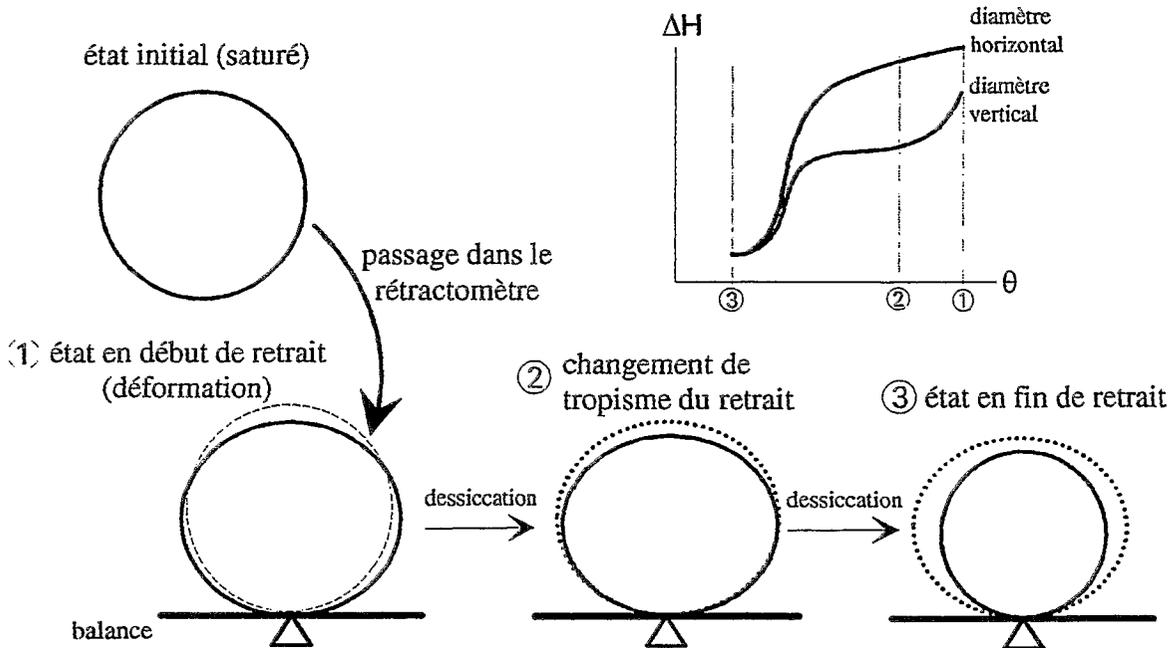
- 7 % d'échantillons à retrait préférentiel horizontal (3 sur 41) (α variant de 11 à 14).

L'échantillon présentant un retrait préférentiel vertical (profondeur 115 cm, répétition n° 3)

* : l'interprétation du coefficient de tropisme présentée ici implique que les axes principaux de la déformation du cylindre soient ceux dans lesquels celui-ci est repéré. C'est-à-dire que la forme de l'échantillon doit toujours pouvoir être décrite simplement dans le repère de l'espace choisi. Par exemple, si la section du cylindre est elliptique, les axes de l'ellipse doivent correspondre tout au long du retrait aux axes du repère choisi pour décrire la déformation du cylindre. Cf. § 6.5.



(a) cas général : retrait préférentiel horizontal du cylindre



(b) variante : retrait préférentiel vertical en début de retrait ((1) à (2)), suivi d'un retrait préférentiel horizontal ((2) à (3)).

Figure 13-11 : Deux hypothèses sur la déformation du cylindre de sol (vu en coupe) au cours du retrait, dans le cas d'un comportement anisotrope. Cas (a) : retrait préférentiel horizontal constant ; cas (b) : retrait préférentiel vertical, puis horizontal (cas des sols peu cohérents) (d'après les travaux du laboratoire d'hydrophysique des sols du centre ORSTOM de Bondy ; Bellier, comm. pers.).

a un coefficient négatif : $\alpha = -5$. Ce qui voudrait dire que, globalement, l'échantillon a gonflé lors de sa dessiccation, alors même que l'on a observé une diminution de son diamètre vertical. Une autre explication serait que $\hat{\rho}_{d,h}$ ait été surévalué, ce qui conduit à une sous-estimation de α . Boivin *et al.* (1991) considère en effet que le protocole qu'ils proposent, peut poser des problèmes pour les sols sableux. Le vide réalisé dans le sachet plastique, afin d'appliquer celui-ci à la surface de l'échantillon qu'il contient, peut désaturer rapidement l'échantillon si celui-ci est sableux, et entraîner l'eau extraite en dehors de la zone immergée du sachet. Ce scénario conduit effectivement à une sous-estimation du volume de l'échantillon, donc à une surestimation de sa masse volumique. Cette surestimation peut aussi être due à une pénétration de l'eau, dans laquelle on effectue la poussée d'Archimède, à l'intérieur de l'échantillon, lorsque la poche plastique n'est plus hermétique. Cette même raison pourrait expliquer une surestimation de $\hat{\rho}_{d,s}$ (alors que $\hat{\rho}_{d,h}$ ne serait pas surestimé, ou en tout cas beaucoup moins que $\hat{\rho}_{d,s}$) et donc une surestimation de α . De manière générale, la qualité de la détermination peut être jugée par la stabilité dans le temps de la lecture de la poussée d'Archimède. Un autre moyen de contrôle serait de mesurer la masse de l'échantillon avant et après la détermination de son volume par cette méthode.

Des erreurs accidentelles, lors de la mesure de la masse volumique des cylindres, ne sont donc pas à exclure.

13.4.3 Interprétation

A. Cas général

Les résultats que nous venons de présenter montrent qu'en certains cas, on ne peut pas considérer le retrait de nos cylindres de sol comme globalement isotrope. Celui-ci se situe de manière générale préférentiellement dans le plan horizontal (si l'on suppose que l'échantillon se déforme selon les 3 dimensions de l'espace ; cf. note de pied du § 13.5.1). L'interprétation que l'on peut donner de ce type de comportement est illustré par le cas (a) de la figure 13-11. Pour sa mise à saturation, le cylindre est placé sur l'une de ses bases sur une plaque poreuse saturée d'eau. Lorsqu'on le transfère dans l'étuve pour mesurer de sa courbe de retrait, on le place sur sa face cylindrique sur le plateau d'une balance. L'échantillon s'affaisse alors sous son propre poids. Au cours du dessèchement, le cylindre de sol tend à réacquies sa forme initiale (section circulaire). Ceci peut donc expliquer pourquoi on observe un retrait vertical plus faible que le retrait latéral.

Tableau 13-6 : Nouveaux scores des tests de validation croisée des analyses discriminantes effectuées sur les paramètres de retrait du sol de Guia, en considérant l'influence de l'anisotropie du retrait.

	Guia
profondeurs non regroupées (5 à 135 cm), classées par les 7 paramètres de la courbe de retrait	30 %
validation sur le sol de Yabone	4 %
profondeurs non regroupées (5 à 135 cm), classées par l'ensemble des paramètres du retrait (les 7 paramètres de la courbe + RG & CRGA)	33 %
validation sur le sol de Yabone	4 %

B. Cas des échantillons à texture limoneuse

Dans le cas des sols à texture à dominante limoneuse (site de Guia), on a vu que le retrait vertical du cylindre débutait par une phase de pente importante (figure 13-3), que l'on n'observe pas lorsque l'on mesure le retrait latéral du même cylindre (travaux du laboratoire d'hydrophysique des sols du centre ORSTOM de Bondy ; Bellier, comm. pers.). Une interprétation possible de ce comportement est que, contrairement à ce que l'on pouvait observer dans le cas général, l'échantillon continue de s'affaisser, au début de son dessèchement (cas (b) de la figure 13-11). Cet affaissement se poursuit jusqu'au stade où les forces de cohésion, liées au retrait, internes à l'échantillon, deviennent suffisantes pour compenser l'effet de la gravité. A partir de ce stade, l'échantillon tend à reprendre sa forme initiale, non contrainte par la pesanteur.

Contrairement au cas général, noté (a) dans la figure 13-11, le tropisme du retrait évolue (s'inverse même) au cours du dessèchement. Pendant la phase initiale d'affaissement, le retrait est préférentiellement vertical, pour devenir préférentiellement horizontal par la suite. L'ampleur de la première phase du retrait est suffisamment faible pour que, globalement (c'est-à-dire entre le début et la fin du retrait), le retrait du cylindre soit préférentiellement horizontal (figure 13-11, (b), la courbe des variations du diamètre vertical est toujours en dessous de celle des variations du diamètre horizontal)

Le fait que l'anisotropie du retrait puisse évoluer au cours du retrait est cohérent avec les observations faites par Kim *et al.* (1992 ; cf. § 6.2.2) sur sols de polders.

13.4.4 Conséquences

A. Les paramètres du retrait sensibles à l'hypothèse d'isotropie

Parmi les 7 paramètres de la courbe de retrait, ajustée selon le modèle proposé par Braudeau (1988a), seuls les paramètres K_{no} et K_{st} peuvent être modifiés par l'hypothèse faite sur l'isotropie du retrait. En effet, le coefficient de tropisme du retrait intervient dans le calcul de la courbe $v = f(\theta)$ à partir de la courbe $\Delta H = f(\theta)$, en dilatant ou en rétractant la courbe, selon la valeur prise par ce coefficient ($\alpha > 3$ ou $\alpha < 3$). Il est donc logique que les paramètres assimilables à la pente de cette courbe soient affectés par le tropisme du retrait.

De la même manière, le retrait global (RG) est sensible à l'hypothèse d'isotropie du retrait. Par contre, la capacité de retrait-gonflement de l'argile en est indépendante, vu qu'elle est uniquement définie par les teneurs en eau de l'échantillon aux points caractéristiques (θ_{SL} , θ_{AE} , θ_{LM} , θ_{MS}).

Donc, parmi l'ensemble des paramètres du retrait (paramètres "synthétiques" et ceux de la courbe de retrait), seuls RG, K_{no} et K_{st} sont dépendants de l'hypothèse d'isotropie du retrait.

B. Influence sur les résultats de l'analyse statistique précédente

Nous avons cherché à savoir dans quelle mesure l'hypothèse d'isotropie du retrait, lorsqu'elle n'est pas respectée, pouvait influencer les résultats de l'analyse statistique précédente. Dans le cas du sol de Guia, pour lequel on observe le plus fort taux de cylindres ne respectant pas l'hypothèse d'isotropie du retrait, nous avons recalculé RG , K_{no} et K_{st} , et effectué à nouveau l'analyse statistique des paramètres de retrait de ce sol.

Globalement, les résultats précédents ne sont pas remis en cause. On note cependant un certain nombre de différences :

- l'analyse de variance montre que l'effet de la profondeur sur K_{no} n'est plus significatif.
- les tests de comparaison de moyennes nous conduisent à distinguer une limite supplémentaire entre les niveaux de profondeur 95 et 105 cm. On obtient donc 5 couches de sol homogènes du point de vue de leurs propriétés de retrait, au lieu de 4 précédemment.
- le pouvoir discriminant des paramètres du retrait vis-à-vis de la profondeur est légèrement amélioré (tableau 13-6), tandis que les paramètres les plus discriminants restent les mêmes (RG et θ_{AE}).

13.4.5 Conclusion sur le test de l'isotropie du retrait

In situ, nous n'avions pas pu trancher à propos de l'hypothèse d'un retrait isotrope du volume de sol suivi par gammamétrie, à cause de la trop faible précision de cet instrument par rapport aux variations de masse volumique du sol en place. L'étude que nous avons menée au laboratoire sur de petits cylindres de sol, nous a permis de mettre en évidence le comportement anisotrope d'une proportion non négligeable d'entre eux. Or, lorsque l'on compare les deux méthodes de mesure de la masse volumique, *in situ* (sonde gammamétrique à rétrodiffusion) et sur échantillon (méthode du sachet plastique), on s'aperçoit qu'elles ont une précision identique (de l'ordre de $\pm 0,04 \text{ g.cm}^{-3}$). La limitation rencontrée dans l'utilisation de la sonde gammamétrique pour étudier l'isotropie des mouvements du sol en place ne tient pas seulement à la précision de la méthode, mais aussi au fait que la gamme de variation de la teneur en eau obtenue *in situ* est nettement plus faible que celle obtenue au laboratoire. C'est ce que l'on va pouvoir constater au chapitre suivant par la comparaison des courbes de retrait obtenues *in situ* et au laboratoire.

13.5 Conclusion sur l'étude des courbes de retrait sur petits cylindres de sol

Les résultats de l'étude que nous avons menée sur le retrait de cylindres de sol, nous montre que la courbe de retrait peut être un moyen efficace pour caractériser un type de sol. Toutefois, notre étude ne s'est limitée qu'à 2 sols bien différents (un sol alluvial et un sol ferrallitique), et différenciables par bien d'autres moyens (en premier lieu la morphologie du pédon, mais aussi les analyses pédologiques courantes, telle la granulométrie). Le pouvoir discriminant de la courbe de retrait vis-à-vis de différenciations pédologiques verticales dans le profil peut s'expliquer simplement par le retrait global (RG) et la teneur en eau au point d'entrée d'air dans le volume microporal (θ_{AE}). D'une manière générale, les paramètres du modèle de courbe de retrait proposé par Braudeau (1988b) sont fortement corrélés les uns aux autres. Enfin, il existe une part de la variabilité des courbes de retrait mesurées sur cylindres que nous n'avons pas pu expliquer, en partie à cause du manque de données analytiques sur la constitution des différents cylindres.

Il ressort de cette étude sur la variabilité des paramètres du retrait qu'une courbe de retrait n'est interprétable, sauf cas particuliers, qu'au niveau de l'échantillon prélevé. D'une part, ainsi que nous l'avons présenté au chapitre 4, l'interprétation d'une courbe de retrait est contingente de la taille de l'échantillon, de son mode de prélèvement, du protocole préalable à la mesure de sa courbe de retrait, etc. D'autre part, la variabilité des paramètres du modèle de retrait proposé par Braudeau (1988b) est vraisemblablement aussi l'expression d'une **variabilité structurale bien réelle** existant au sein du sol. Dès lors, il semble difficilement envisageable de pouvoir prévoir à partir de la mesure de la courbe de retrait d'un échantillon le comportement du sol à un niveau d'organisation supérieur (horizon, volume pédologique de plusieurs m³, couche d'une parcelle). Le dernier chapitre de notre travail sera consacré à cet aspect des choses, par la comparaison des courbes de retrait établies sur cylindres avec celles mesurées *in situ* sur couches de sol.

Enfin, l'étude que nous avons menée sur l'isotropie du retrait des cylindres de sol montre qu'il faut être prudent dans l'utilisation de cette hypothèse. Dans plusieurs cas, cette hypothèse semble nettement abusive. Dans la mesure où l'on ne dispose pas d'outils de mesure de la masse volumique suffisamment précis, on peut conserver cette hypothèse, mais dans ce cas, il n'est pas justifié de présenter la courbe de retrait linéaire mesurée, en terme de retrait volumique. De plus, nos résultats montrent que même si l'on ne dispose pas d'outils très précis, on peut tout de même mettre en évidence les comportements les plus fortement anisotropes. Il n'y a donc pas d'obstacle à associer de manière systématique un test de l'hypothèse d'isotropie du retrait à chaque mesure de courbe de retrait linéaire.

CHAPITRE 14 : COMPARAISON DES COURBES DE RETRAIT MESUREES *IN SITU* SUR COUCHES DE SOL EN PLACE ET AU LABORATOIRE SUR PETITS CYLINDRES DE SOL.

Que ce soit *in situ* sur le sol en place, ou au laboratoire sur petit cylindre, la mesure de retrait que nous avons effectuée a toujours été linéaire. Le passage à une courbe de retrait volumique implique une hypothèse sur le tropisme du retrait, ainsi qu'une mesure précise de la masse volumique sèche du sol à un état de référence donné. Compte-tenu de la précision des outils de mesure de la masse volumique du sol dont nous disposions, nous avons montré qu'il était difficile, tant au laboratoire qu'*in situ*, de tester l'hypothèse d'isotropie du retrait sur les sols peu gonflants que nous avons étudiés, et/ou d'obtenir un calage précis de la courbe de retrait exprimée en terme de volume massique.

Nous avons donc comparé directement les courbes de retrait linéaire obtenues $\Delta H/H_0 = f(\theta)$, avec H_0 , dimension verticale de référence du volume dont on étudie le retrait.

Se pose alors le problème du choix de l'état de référence qui servira de base à la comparaison des différents échantillons avec le sol en place.

Le choix le plus logique est de choisir comme état de référence la teneur en eau initiale de la couche de sol, au moment de l'implantation du rétractomètre. C'est en effet à ce moment là que l'on connaît exactement la position de l'ancrage des différentes tiges dans le sol (tous les 20 cm à partir de la surface), puisqu'aucun mouvement de la phase solide du sol n'est encore intervenu. Toutefois, deux raisons justifient le peu d'importance que l'on peut accorder au choix de l'état initial, lors de la comparaison des résultats de terrain et de laboratoire :

- le pas d'ancrage de chacune des tiges du rétractomètre s'étend sur une profondeur de presque 3 cm (annexe 3A). Le fait de considérer l'ancrage de chaque tige du rétractomètre comme ponctuel (situé au milieu du pas de vis d'ancrage) constitue donc une approximation (voir § 5.2.2).
- malgré les précautions prises lors de l'installation, l'incertitude sur la position du "point d'ancrage" de chaque tige reste importante (± 1 cm), par rapport aux variations d'épaisseur maximales enregistrées ($\Delta H = -1,4$ mm).

On pourra considérer que, quel que soit l'état hydrique de référence, la couche de sol fait toujours approximativement 20 cm d'épaisseur, à cet état de référence. Compte-tenu des incertitudes sur H_0 et sur ΔH , on peut estimer que le retrait linéaire relatif ($\Delta H/H_0$) d'une couche de sol est connu avec une incertitude de ± 1 dixième du retrait relatif enregistré.

Comme nous allons le voir, cette incertitude ne remet pas en cause les conclusions que l'on peut tirer de la comparaison des courbes de retrait établies *in situ* avec celles établies au laboratoire.

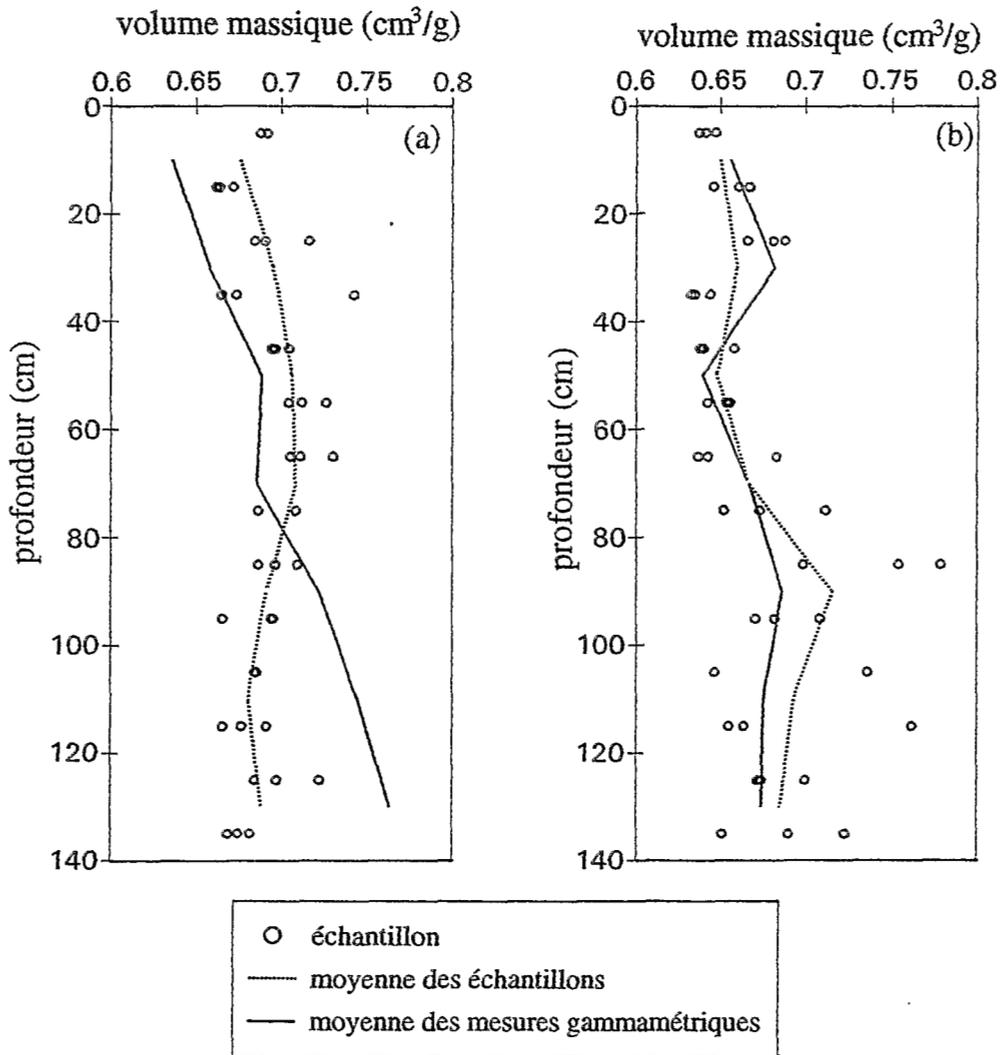


Figure 14-1 : Comparaison des volumes massiques moyens des couches de sol et des cylindres prélevés pour la mesure de la courbe de retrait. (a) : sol alluvial de Guia ; (b) : sol ferrallitique de Yabone.

Nous comparerons successivement les volumes massiques moyens de chaque couche de sol et des échantillons qui y ont été prélevés, puis leur retrait global, pour finir avec leur courbe de retrait. Chaque comparaison entre une couche de sol et les échantillons prélevés dans celle-ci est effectuée pour la même gamme de teneur en eau, celle rencontrée lors de l'expérimentation *in situ*.

14.2 Comparaison des volumes massiques moyens

14.2.1 Calcul des volumes massiques moyens des couches de sol et des cylindres

Nous avons montré (§ 11.3) que la sonde gammamétrique ne nous permettait pas de détecter les variations de masse volumique des sols que nous étudions. Cet appareil nous a seulement permis d'estimer une valeur moyenne de la masse volumique sèche des différentes couches de sol, à partir des différentes mesures gammamétriques effectuées au cours de l'expérimentation de terrain. Nous avons comparé cette valeur moyenne à celle des cylindres de sol prélevés dans la même couche. La valeur moyenne de masse volumique sèche de chaque cylindre est calculée en faisant la moyenne arithmétique de toutes les valeurs de masse volumique sèche, issues de la courbe de retrait du cylindre, **pour la même gamme de teneur en eau que celle rencontrée *in situ***. Pour chaque couche de sol, nous avons aussi calculé la moyenne arithmétique des valeurs obtenues pour l'ensemble des cylindres (5 ou 6) issus de cette couche.

La figure 14-1 présente, pour chaque sol, le profil moyen du volume massique des couches de sol, mesuré par la sonde gammamétrique (trait continu), et le profil moyen du volume massique des cylindres de sol (trait pointillé) calculé, par couche de sol, à partir des valeurs moyennes obtenues pour les différents cylindres de cette couche (petits cercles).

La valeur moyenne de masse volumique obtenue pour chaque cylindre n'est pas exacte, puisque leur courbe de retrait a été calculée sous l'hypothèse d'isotropie du retrait (cf. chap. 13). Cependant, cette approximation ne remet pas en cause les différences importantes observées entre les échantillons et la couche de sol, car les variations de volume observées restent faibles.

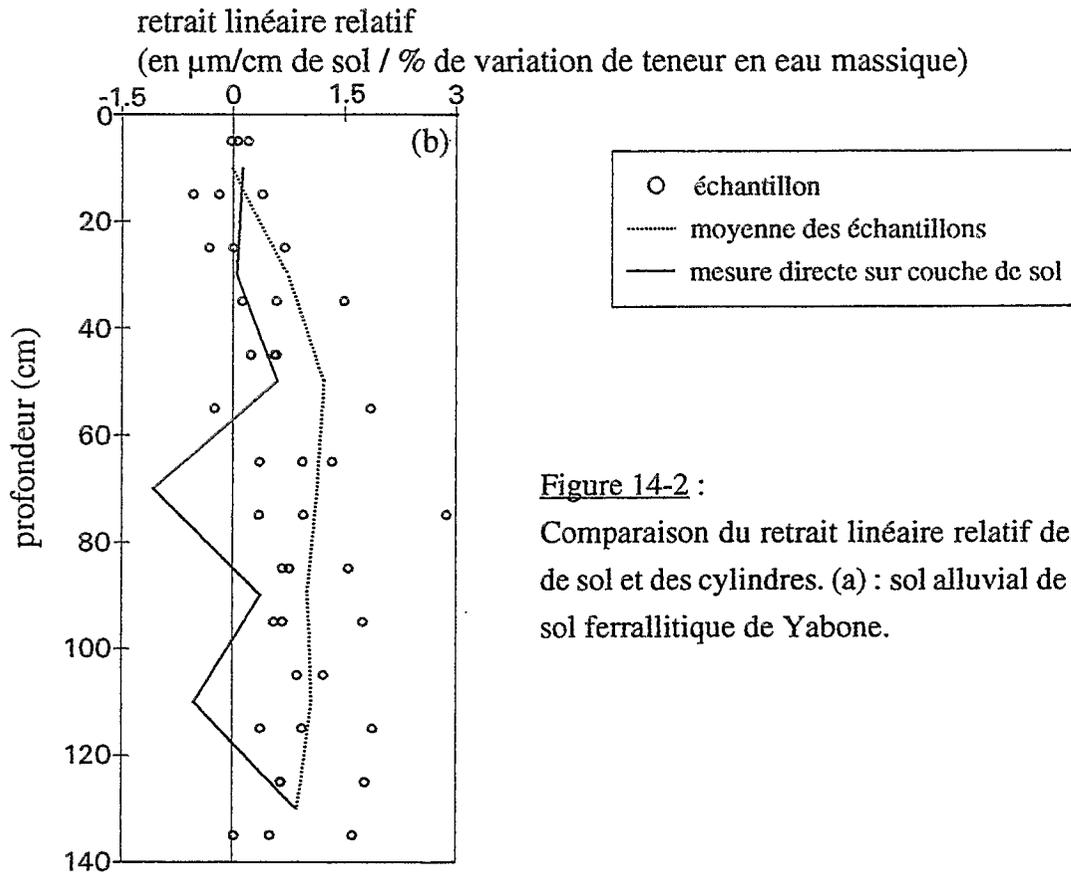
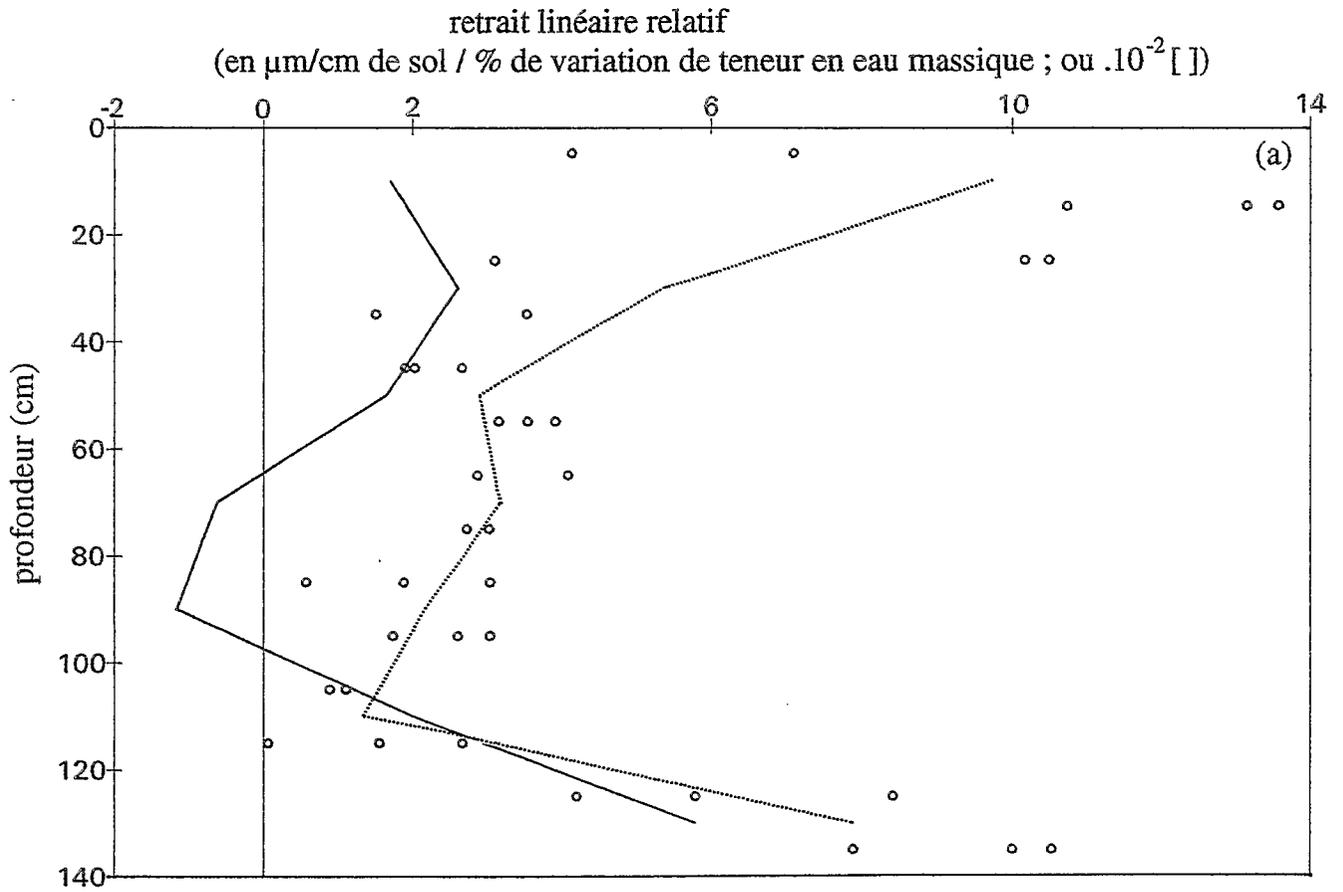


Figure 14-2 :
Comparaison du retrait linéaire relatif des couches de sol et des cylindres. (a) : sol alluvial de Guia ; (b) sol ferrallitique de Yabone.

14.2.2 Résultats des comparaisons

Compte-tenu de la dispersion observée sur les cylindres, il est assez difficile de discuter de la signification des différences que l'on peut observer entre les profils moyens de volume massique établis (figure 14-1).

Cependant, si l'on compare les courbes moyennes du sol de Guia, on constate une différence assez marquée à partir de 80 cm : le volume massique moyen de la couche de sol devient plus faible que celui du cylindre. Les mêmes différences s'observent lorsque l'on compare le profil moyen de volume massique mesuré à la sonde gammamétrique à un profil qui a été établi, lors du démontage, par la méthode du cylindre (volumes de $100,1 \text{ cm}^3 \pm 0,7 \text{ cm}^3$). Ces différences de volume massique peuvent être attribuées :

- soit à la taille du cylindre, qui peut être insuffisante pour échantillonner de façon représentative la porosité grossière du sol.
- soit au mode de prélèvement du cylindre (enfoncement du carottier à coups de marteau), qui a pu provoquer une compaction des cylindres prélevés en profondeur.
- soit à une sous-estimation systématique de la masse volumique par la sonde gammamétrique.

Vu la faible hétérogénéité macroporale du Guia, constatée sur fosse, la seconde interprétation semble la plus probable.

Les courbes de volume massique moyen du sol de Yabone sont plus proches l'une de l'autre que ne le sont celles du sol de Guia. On constate cependant une dispersion de valeurs calculées pour chaque cylindre beaucoup plus forte. Cette dispersion est, pour certaines profondeurs, nettement supérieure à la précision attendue de la mesure ($\pm 0,02 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$). Ce surcroît de dispersion peut être dû à des erreurs accidentelles (comme la compression ou toute autre perturbation de l'échantillon lors du prélèvement) ou (et) à des variations de masse volumique à l'échelle locale au sein d'une même couche de sol. Cette dernière hypothèse est la plus vraisemblable dans le cas du sol ferrallitique de Yabone, car on note que l'accroissement de la dispersion des mesures sur cylindres est nettement associé à l'horizon B₂ (à partir de 60 cm de profondeur).

14.3 Comparaison du retrait global

L'étape suivante de notre comparaison entre couches de sol et cylindres a porté sur le retrait linéaire relatif de ces deux types d'objets, lié à leurs variations de teneur en eau, c'est-à-dire sur un paramètre "synthétique" du retrait.

Comme pour l'étude du volume massique moyen, nous avons comparé le retrait observé sur chacune des couches des deux sols, avec le retrait moyen calculé à partir des retraits observés sur chaque cylindre de sol provenant de cette couche (figure 14-2). Pour chaque couche de sol, le retrait des cylindres a été calculé à partir de leur courbe de retrait, pour une même variation de teneur en eau que celle observée *in situ*.

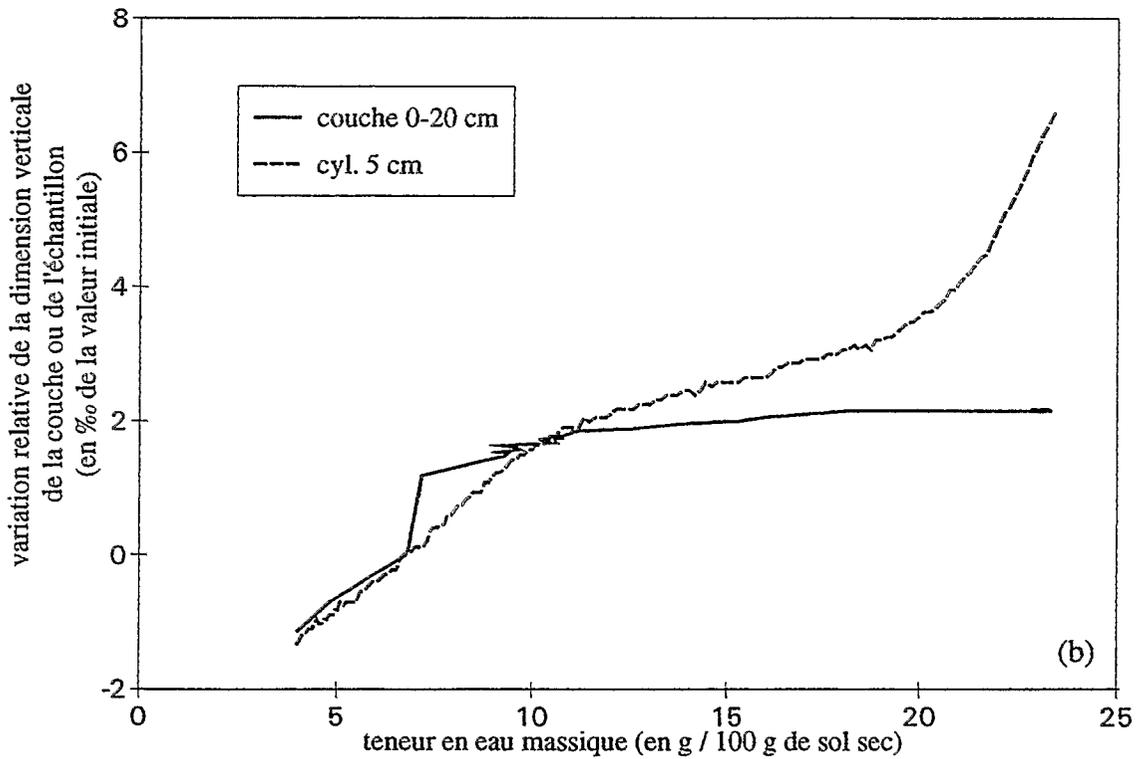
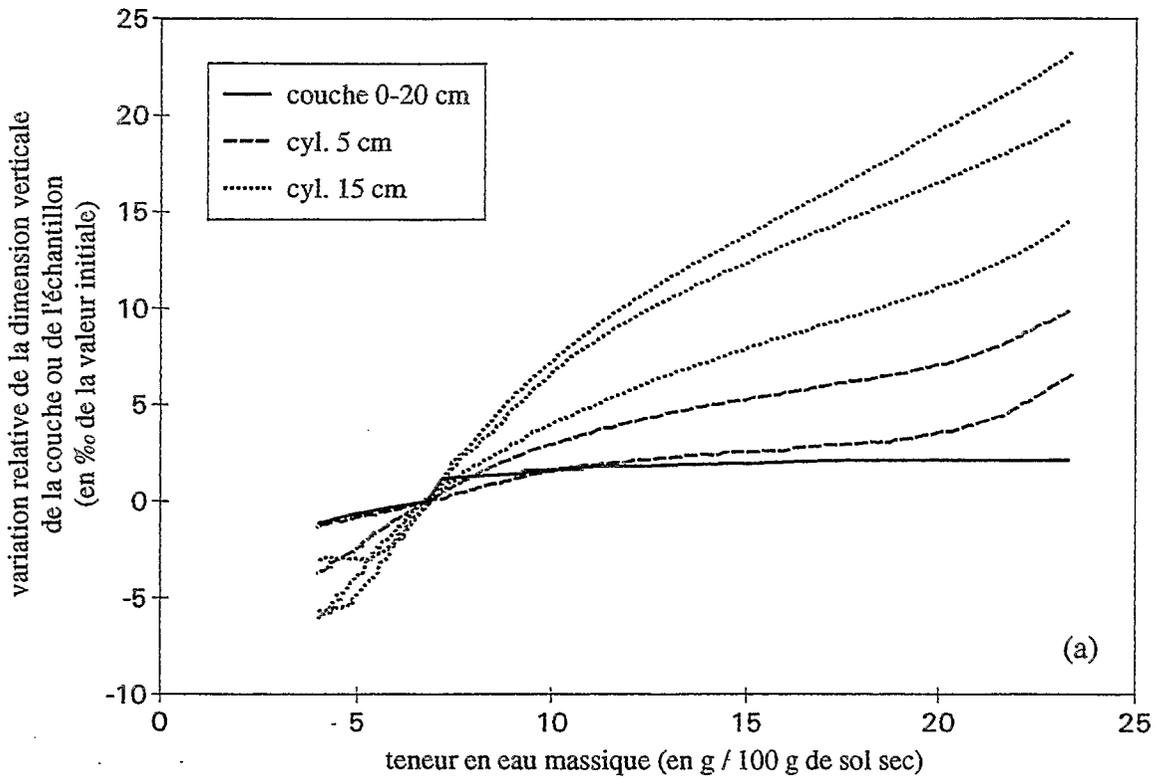


Figure 14-3 : Comparaison des courbes de retrait linéaire relatif mesurées sur couche de sol et sur cylindres. Couche 0-20 cm. Site de GUIA. (a) comparaison avec l'ensemble des cylindres (5 cylindres : 2 prélevés à 5 cm, 3 à 15 cm). (b) détail.

Comme les variations de teneur en eau observées *in situ* n'étaient pas les mêmes pour toutes les couches de sol (elles s'atténuent avec la profondeur), nous avons rapporté chaque mesure de retrait relatif à la variation de teneur en eau observée pour cette couche.

14.3.1 Résultats communs aux deux sols

Nous ne considérerons pas, dans notre analyse, les couches pour lesquelles on observe un gonflement (retrait négatif ; figure 14-2).

Pour les deux sols, mais principalement pour le sol de Guia, le **retrait linéaire mesuré sur échantillon surestime** généralement le retrait observé sur couche de sol, pour une même variation de teneur en eau dans la même gamme de teneur en eau.

Seuls les cylindres issus des couches 100-120 cm du sol de Guia et 0-20 cm du sol de Yabone sous-estiment, en moyenne, le retrait observé sur le terrain. On remarquera que ce sont les couches les plus sableuses au sein de ces deux profils.

Enfin, on note la forte dispersion des mesures de retrait linéaire faites sur des cylindres de sol provenant d'une même couche.

14.3.2 Comparaison des deux sols

Comme on avait déjà pu le constater (§ 13.1.1), le retrait linéaire relatif du sol de Guia est beaucoup plus important que celui du sol de Yabone (figure 14-2).

De manière globale, le retrait mesuré sur cylindre surestime le retrait mesuré sur couche de sol de manière nettement plus marquée pour le sol de Guia que pour celui de Yabone. Cette surestimation est à peine significative pour le sol de Yabone, compte tenu de la dispersion des mesures faites sur échantillons. Pour le sol de Guia, cette surestimation est très nette, surtout pour la couche 0-20 cm, malgré une dispersion encore plus grande des résultats obtenus sur échantillons.

En première analyse, on peut penser que cette surestimation est liée à la phase d'effondrement vertical observée en début de retrait sur échantillon, car cet effondrement n'est pas observé dans les directions horizontales (cf. § 13.1.1). Mais nous avons vu que, lorsque l'on considérait la courbe de retrait sur l'ensemble de sa gamme de teneur en eau (*i. e.* de la quasi-saturation à l'état sec à 105 °C), le retrait vertical sous-estimait le retrait volumique de l'échantillon (cf. discussion sur l'anisotropie du retrait, § 13.4).

Étant donné le caractère évolutif de l'anisotropie du retrait mesuré sur les cylindres du sol de Guia, il est important de considérer dans quelle gamme de teneur en eau a eu lieu la variation conduisant au retrait observé. Ce que nous pouvons faire en comparant non plus le retrait global, mais l'allure des courbes de retrait obtenues sur échantillons et sur couches de sol.

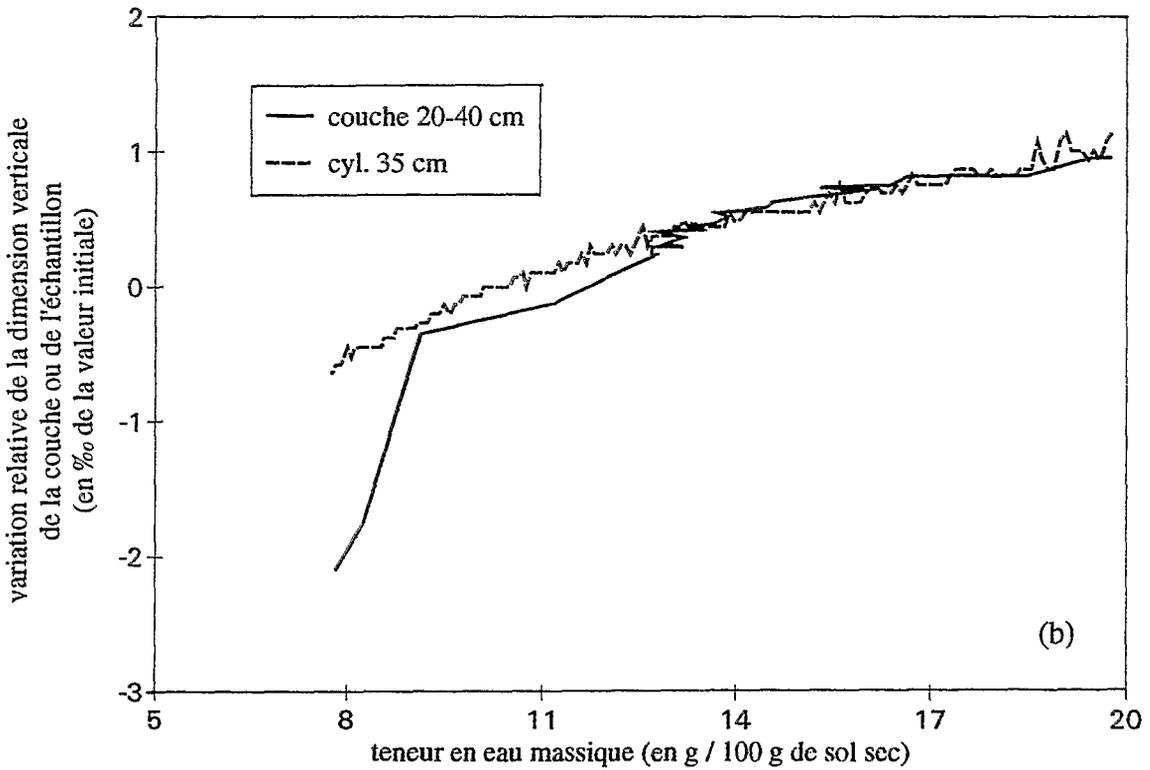
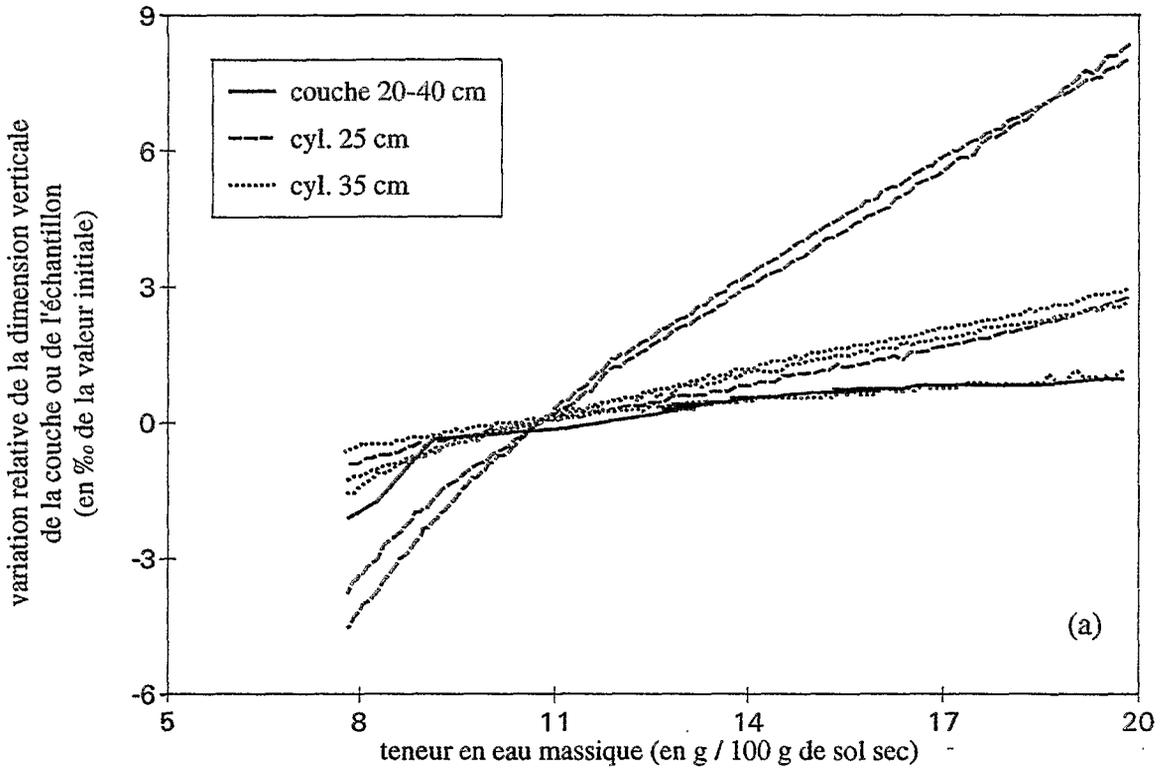


Figure 14-4 : Comparaison des courbes de retrait linéaire relatif mesurées sur couche de sol et sur cylindres. Couche 20-40 cm. Site de GUIA. (a) comparaison avec l'ensemble des cylindres (6 cylindres : 3 prélevés à 25 cm, 3 à 35 cm). (b) détail.

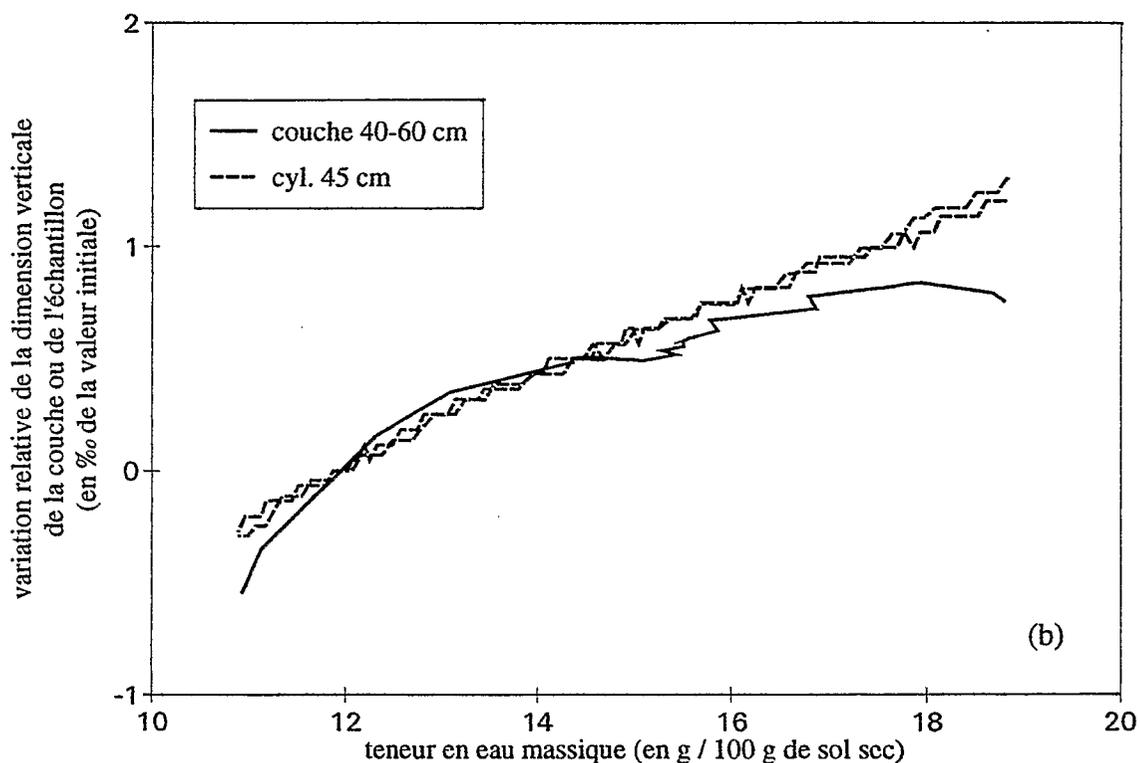
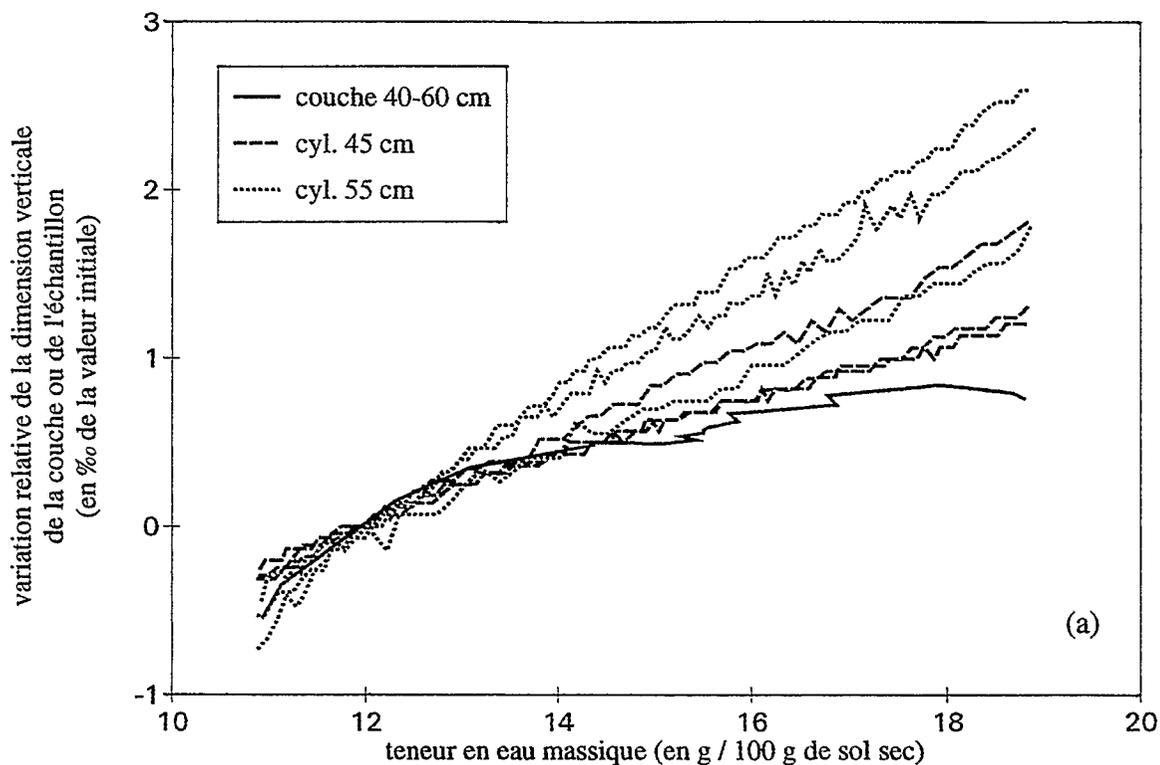


Figure 14-5 : Comparaison des courbes de retrait linéaire relatif mesurées sur couche de sol et sur cylindres. **Couche 40-60 cm. Site de GUIA.** (a) comparaison avec l'ensemble des cylindres (3 prélevés à 45 cm, 3 à 55 cm). (b) détail.

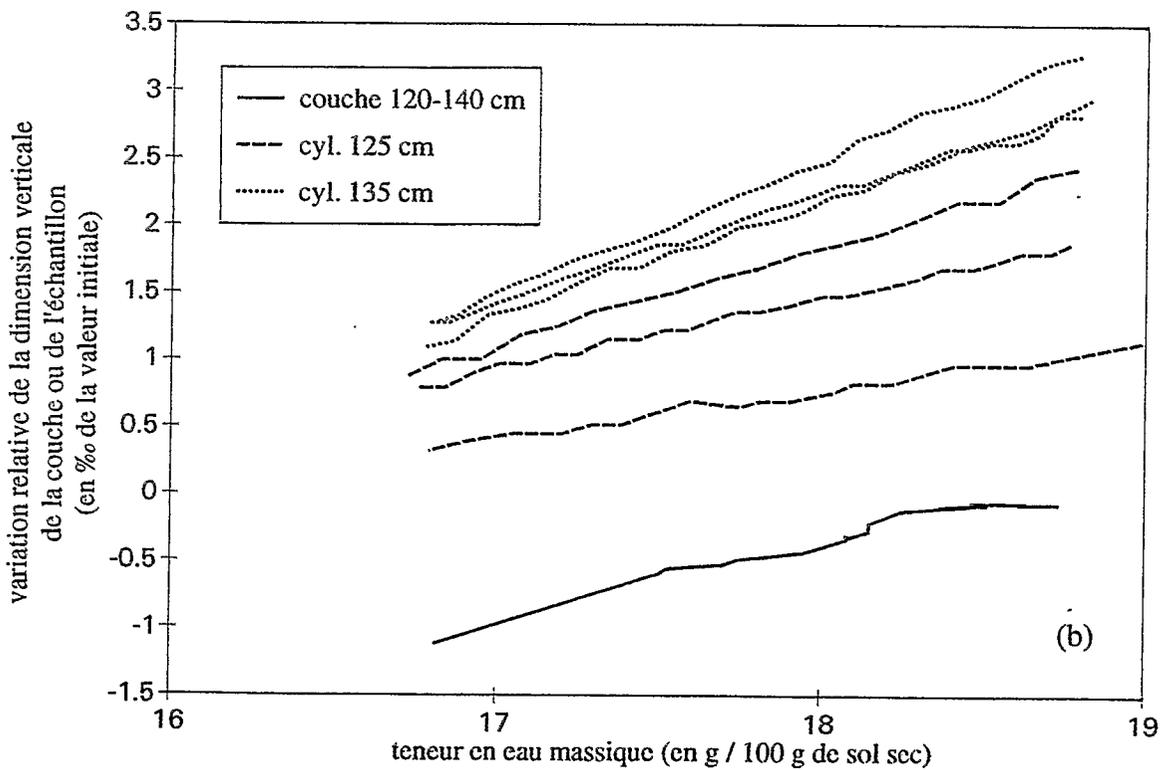
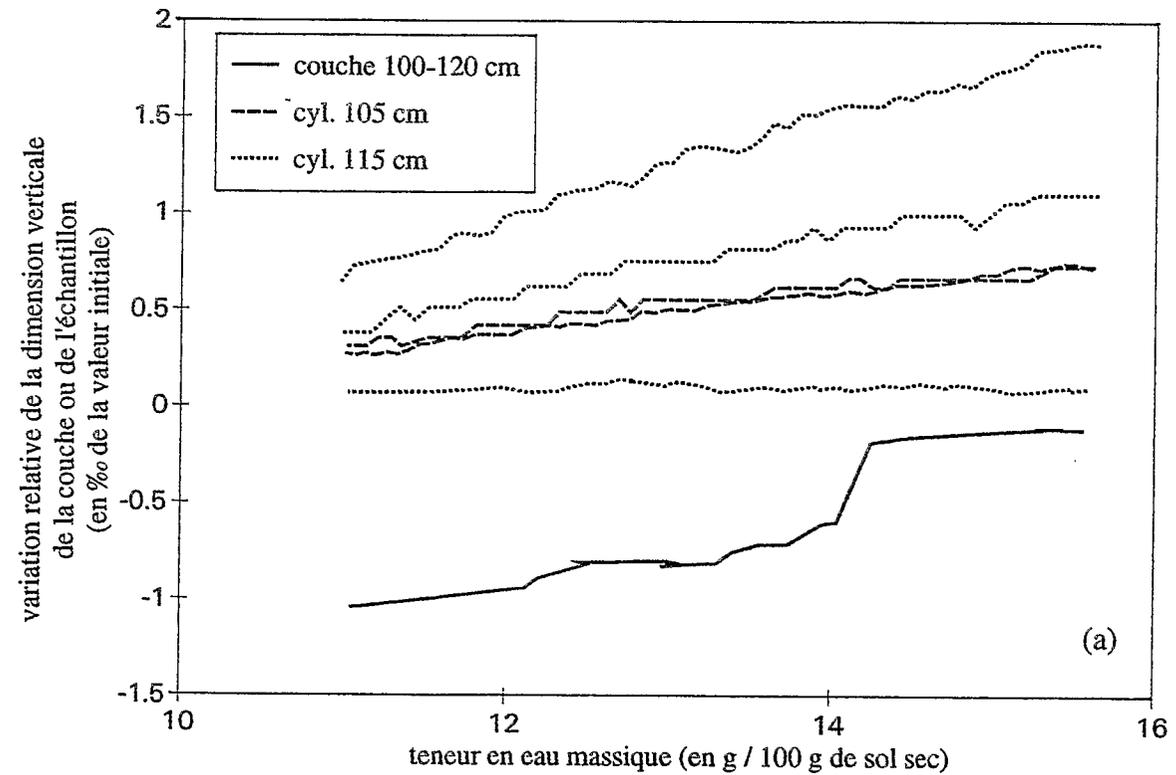


Figure 14-6 : Comparaison des courbes de retrait linéaire relatif mesurées sur couches de sol et sur cylindres. **Site de GUIA.** (a) couche 100-120 cm (2 cylindres prélevés à 105 cm, 3 à 115 cm). (b) couche 120-140 cm (3 cylindres prélevés à 125 cm, 3 à 135 cm).

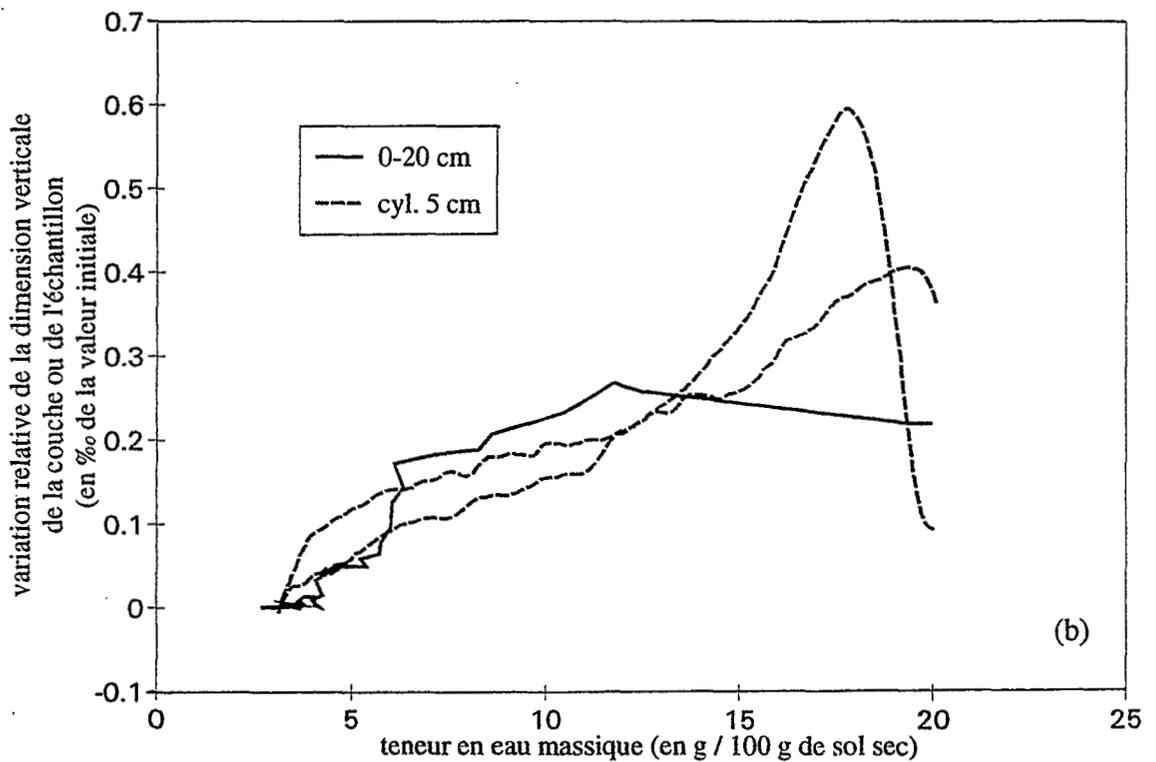
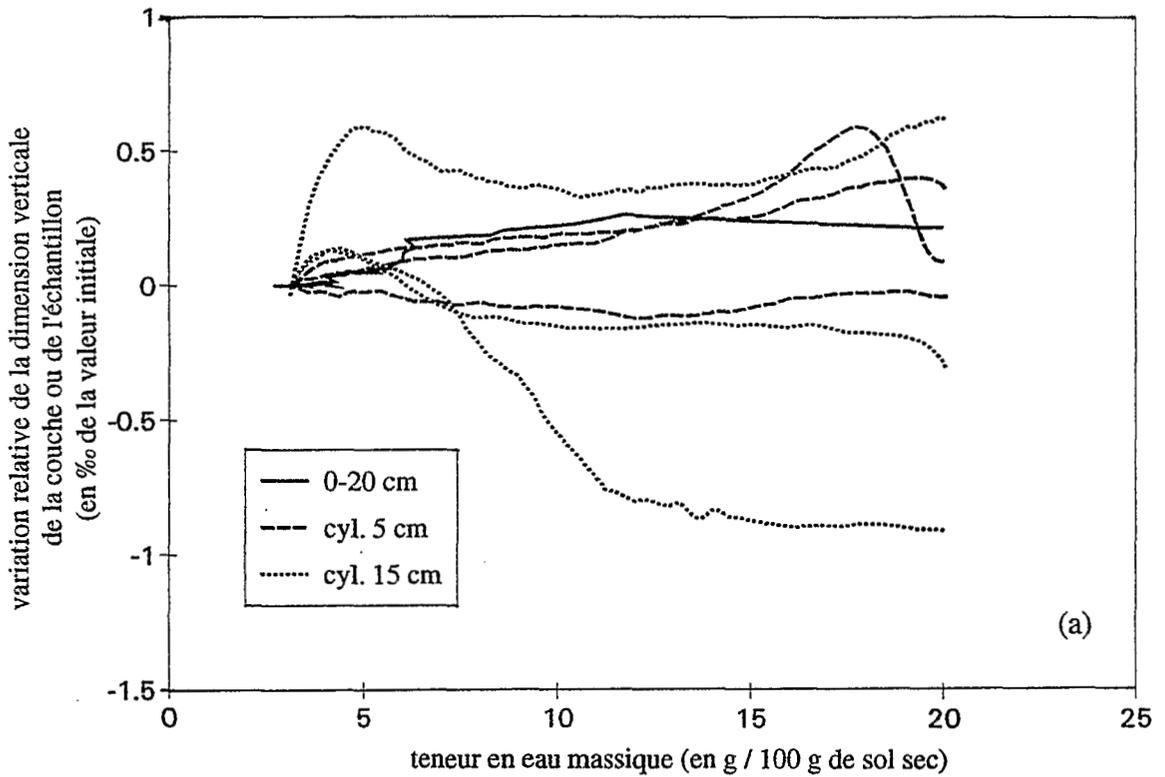


Figure 14-7 : Comparaison des courbes de retrait linéaire relatif mesurées sur couches de sol et sur cylindres. Couche 0-20 cm. Site de YABONE. (a) comparaison avec l'ensemble des cylindres (3 prélevés à 5 cm, 3 à 15 cm). (b) détail.

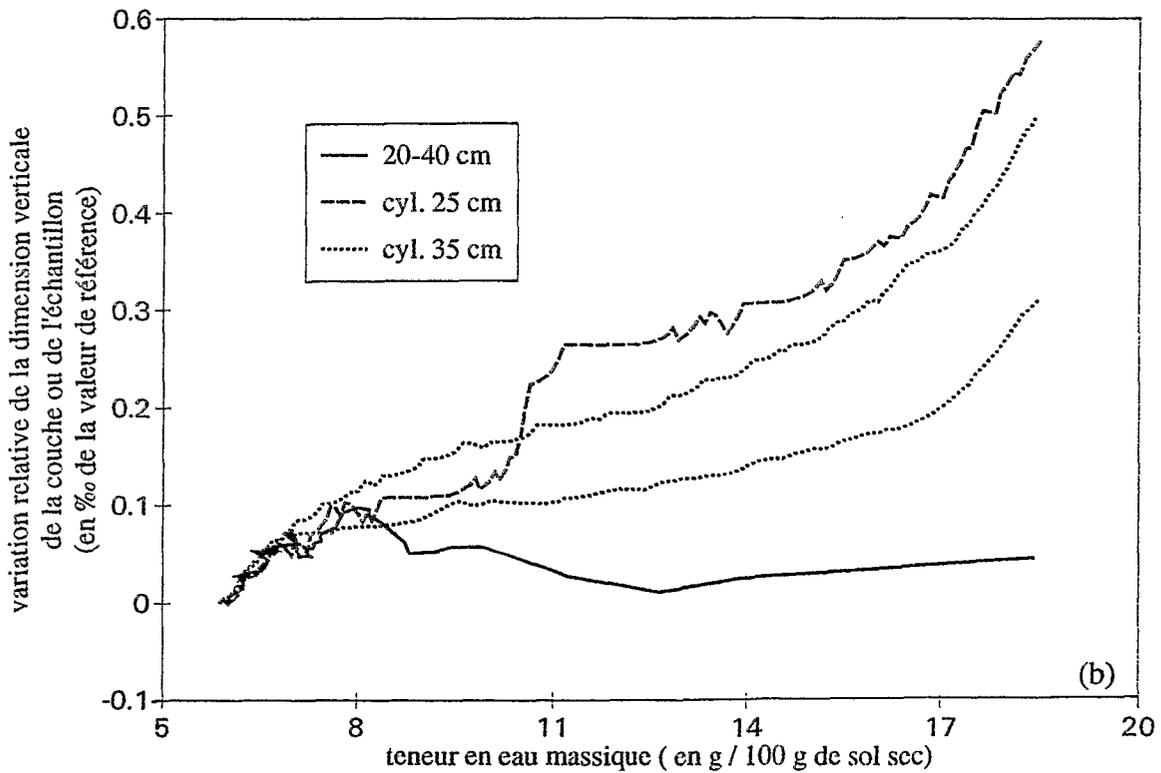
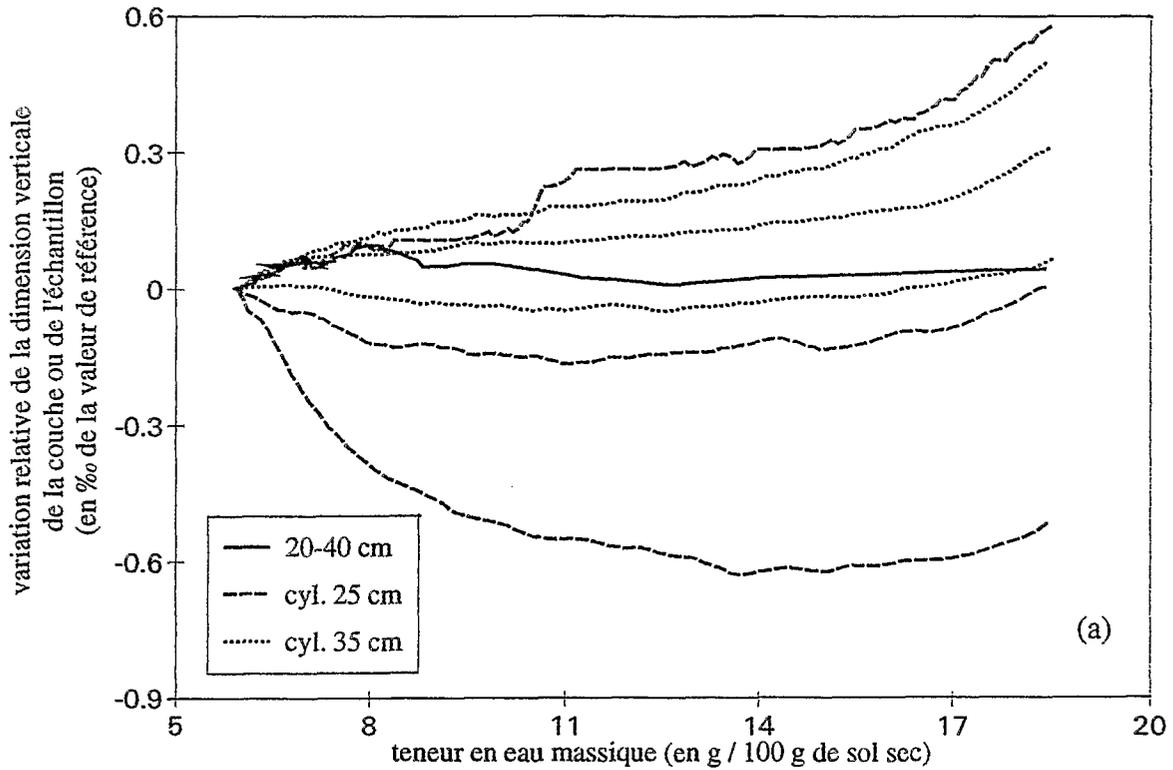


Figure 14-8 : Comparaison des courbes de retrait linéaire relatif mesurées sur couches de sol et sur cylindres. Couche 20-40 cm. Site de YABONE. (a) comparaison avec l'ensemble des cylindres (3 prélevés à 25 cm, 3 à 35 cm). (b) détail.

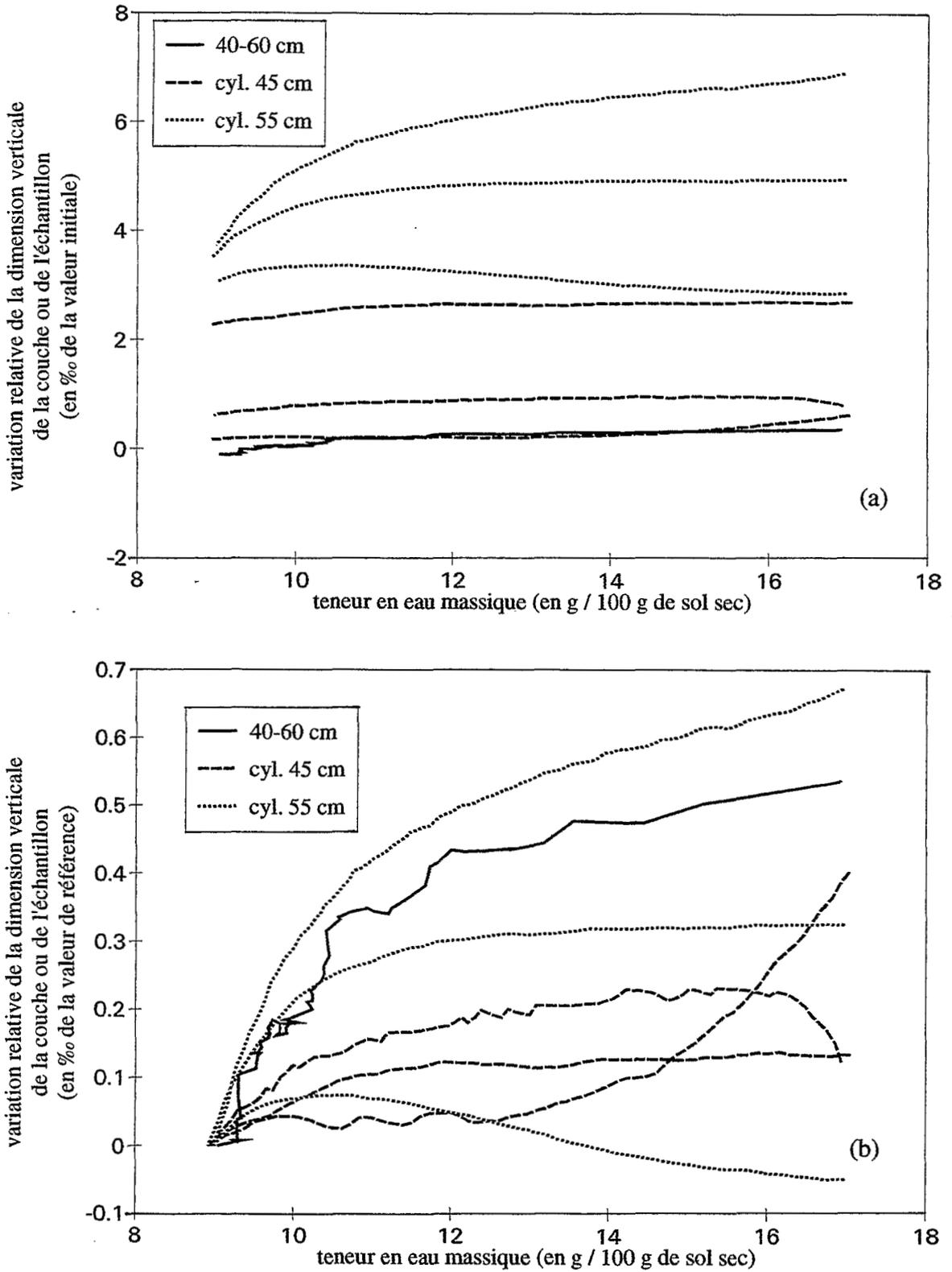


Figure 14-9 : Comparaison des courbes de retrait linéaire relatif mesurées sur couches de sol et sur cylindres (3 prélevés à 45 cm, 3 à 55 cm). **Couche 40-60 cm. Site de YABONE.**
(a) état de référence : état initial, au début de l'expérimentation de terrain. (b) état de référence : état en fin de dessiccation, avant les premières pluies.

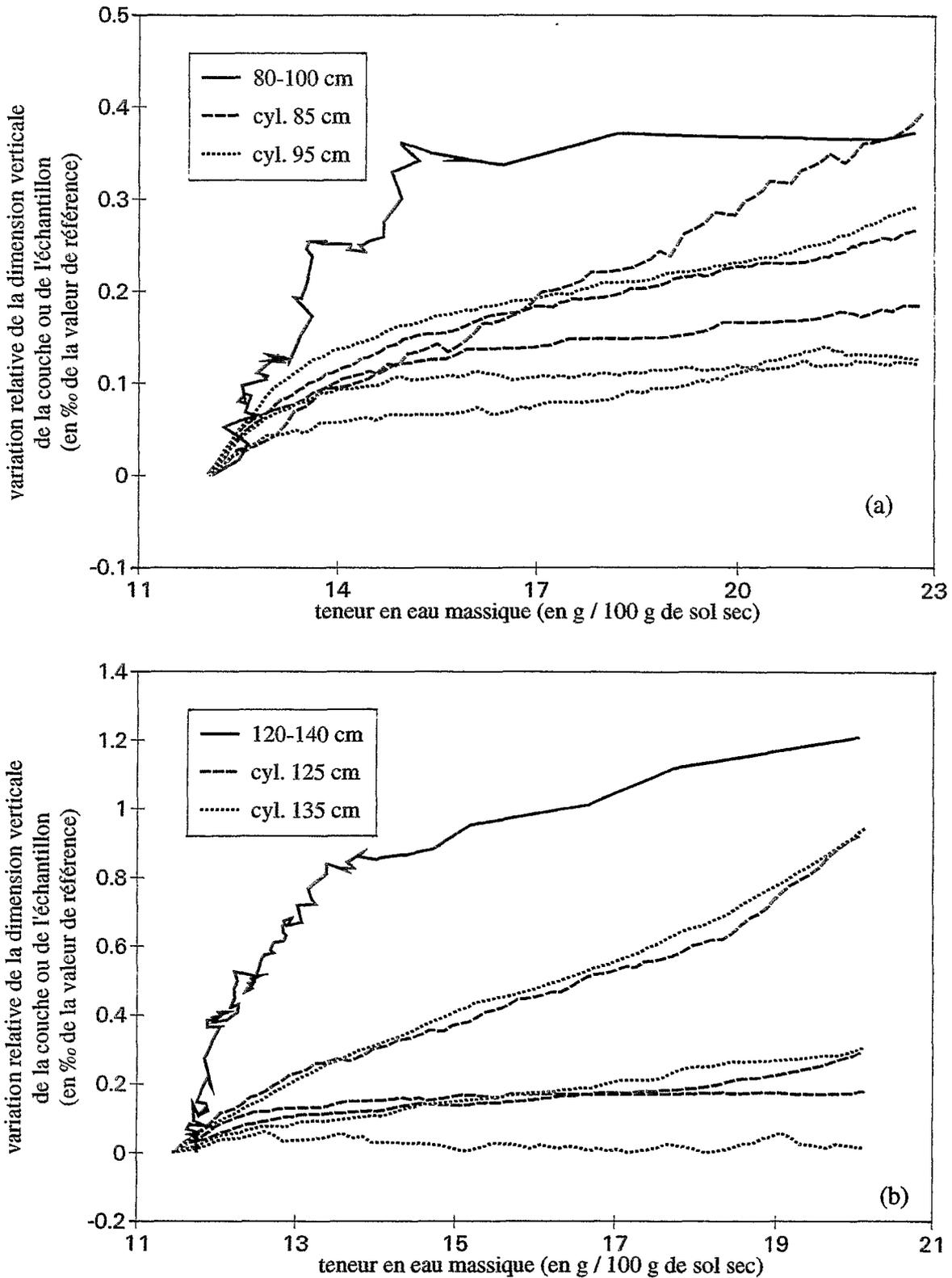


Figure 14-10 : Comparaison des courbes de retrait linéaire relatif mesurées sur couches de sol et sur cylindres. **Site de YABONE.** (a) couche 80-100 cm (3 cylindres prélevés à 85 cm, 3 à 95 cm). (b) couche 120-140 cm (3 cylindres prélevés à 125 cm, 3 à 135 cm).

14.4 Comparaison des courbes de retrait

14.4.1 Choix de l'état de référence

Comme nous l'avons indiqué dans l'introduction de ce chapitre, le choix le plus évident consiste à prendre comme état de référence, l'état initial du sol en place, au début de l'expérimentation de terrain. Toutefois, cet état de référence n'est pas toujours adapté, car il peut conduire à des courbes décalées, sur une échelle peu précise, et rendre ainsi les comparaisons plus difficiles (comparer les (a) et (b) de la figure 14-9). Ce décalage est observé dès que la courbe des variations d'épaisseur du sol mesurées *in situ* ne repasse pas à proximité du point initial ①. C'est le cas des couches 0-20, 100-120 & 120-140 cm du site de Guia (figures 12-1, 12-4), mais aussi de l'ensemble des couches du sol de Yabone (figures 12-5 & 12-6).

Pour les couches de profondeur supérieure à 20 cm du site de Yabone, l'état de référence que nous avons utilisé est celui de la couche de sol en fin de retrait, juste avant l'arrivée des premières pluies (figure 10-3).

Pour la couche de surface du sol de Guia, qui présente un affaissement prononcé lors de sa réhumectation, l'état de référence est toujours caractérisé par la teneur en eau de la couche au début de l'expérimentation, mais l'épaisseur de référence H_0 n'est plus l'épaisseur initiale (20 cm), mais celle de la couche en phase de retrait, lors du dernier cycle d'humectation-dessiccation, à cette même teneur en eau.

Les figures 14-3 à 14-6 et 14-7 à 14-10 montrent, pour les différentes couches du sol de Guia et du sol de Yabone, les courbes de retrait linéaire relatif ($\Delta H/H_0 = f(\theta)$) de la couche et des cylindres de sol correspondants.

Le premier constat que l'on peut faire est qu'il est difficile de comparer la courbe de retrait d'une couche de sol à celle d'un cylindre particulier, étant donné la grande variabilité de cette dernière. De plus, nous n'avons réalisé qu'une seule détermination de la courbe de retrait des couches de sol. Nous ne pouvons donc juger de la variabilité de celle-ci.

Cependant, si l'on considère les courbes obtenues *in situ* comme représentatives, on peut cependant faire un certain nombre de remarques.

14.4.2 Tendances communes aux deux sols

On peut, en général, trouver au moins un ou plusieurs cylindres dont l'allure de la courbe se rapproche, au moins en partie, de celle établie sur la couche de sol (cf. (b) des figures 14-3, 14-4, 14-5, 14-7, 14-8 & 14-9). Cependant, malgré certaines similitudes frappantes, il n'y a jamais totale adéquation entre ces deux types de courbes.

La pente du retrait structural est en général beaucoup moins forte *in situ* que sur échantillon. Ceci est particulièrement net sur le (b) de la figure 14-3. On constate de plus que

l'effondrement initial observé sur cylindre au laboratoire disparaît lorsque l'on passe au sol en place. Ceci confirme l'hypothèse précédente selon laquelle la surestimation du retrait de la couche de sol, lorsqu'il est déduit de la courbe de retrait obtenue sur échantillon, serait due à cet artéfact expérimental.

Si l'on compare le domaine de variation de la teneur en eau mesurée *in situ* avec celle pour laquelle est établie la courbe de retrait sur échantillon, on note que la teneur en eau *in situ* n'atteint quasiment jamais le point AE (entrée de l'air dans le volume microporal ; cf. § 3.1.4) de la courbe de retrait établie sur échantillon (sauf pour la couche 0-20 cm de Guia, figure 14-3). Le dessèchement maximum atteint *in situ* se situe plus généralement entre les points LM (fin du retrait lié au départ de l'eau du volume macroporal) et MS (début du retrait du volume microporal) de la courbe des échantillons (couche 20-40 cm (figure 14-4) du sol de Guia ; couche 20-40 cm (figure 14-8), 40-60 cm (figure 14-9), 80-100 cm ((a) de la figure 14-10) du sol de Yabone). Pour les couches les plus profondes (couches de profondeur supérieure à 40 cm du sol de Guia (figures 14-5 & 14-6), couche 120-140 cm du sol de Yabone ((b) de la figure 14-10)), il n'atteint même pas le point MS.

La troisième tendance générale que l'on peut remarquer est que les points caractéristiques LM et MS du modèle de courbe de retrait proposé par Braudeau (1988b) tendent à se déplacer vers les teneurs en eau plus élevées quand on passe du cylindre à la couche de sol. Si l'on considère les graphiques notés (b) des figures 14-4, 14-5 et ceux de la figure 14-10, on constate que le point MS semble être atteint à des teneurs en eau supérieures à celles obtenues sur échantillon, résultant, en quelque sorte, en un décalage de la courbe de retrait vers la droite. Mais nous ne disposons pas de suffisamment de données pour pouvoir affirmer le caractère général de cette observation.

14.4.3 Tendances spécifiques à chaque sol

Site de Guia

Pour les couches 100-120 & 120-140 cm (figure 14-6), la comparaison des courbes de retrait établies sur couche et sur cylindre apporte peu, vu les faibles variations de teneur en eau de ces couches profondes. Le fait que la courbe de retrait de la couche de sol se situe en dessous des courbes établies sur échantillon est imputable au fait que l'on n'a quasiment pas observé de gonflement de ces couches préalablement à leur retrait. Figure 12-3, si l'on prolonge la courbe de retrait vers les teneurs en eau plus faibles, on constate que celle-ci passe loin du point initial **①**, pour la même teneur en eau. Ce décalage se retrouve lorsque l'on compare les courbes de retrait de la couche de sol et des cylindres, par rapport à cet état initial. Hormis le "décrochage" de la courbe de retrait observé pour la couche 100-120 cm, la pente de la courbe de retrait de ces deux couches de sol est voisine de celle des courbes mesurées sur échantillon

Site de Yabone

Le retrait semble moins marqué *in situ* que sur échantillon, pour les couches supérieures (figures 14-7 & 14-8), alors que c'est l'inverse que l'on observe, pour les couches profondes (figure 14-10). La couche 40-60 cm (figure 14-9) est intermédiaire et sa courbe de retrait montre une allure semblable à celles des cylindres.

Pour les couches plus profondes (80-100 & 120-140 cm), le retrait est plus important *in situ* que sur échantillon. Ce fait est attribuable au décalage de la courbe de retrait, la phase principale du retrait étant atteinte à une teneur en eau plus élevée *in situ* que sur échantillon.

Cette tendance semble de plus en plus marquée avec la profondeur.

14.5 Conclusion

La confrontation des propriétés de retrait de cylindres de sol, déterminées au laboratoire, avec celles de la couche de sol (dont ils proviennent) évaluées *in situ*, nous montre que l'on a bien "deux objets différents", et qu'il n'est pas simple de passer de l'un à l'autre.

L'étude du volume massique moyen de ces deux objets montre déjà qu'ils sont différents. L'échantillon prélevé au sein de la couche de sol n'est généralement pas un Volume Représentatif de la couche de sol. Il est difficile de savoir d'où provient cette différence : est-elle préexistante au sein de la couche de sol ou est-elle due au mode de prélèvement ? Est-elle imputable au protocole de réhumectation sans confinement, préalable à la mesure des propriétés des cylindres de sol ? Il est fort probable, au vu des résultats obtenus, que l'ensemble de ces effets interviennent simultanément, l'un d'eux pouvant être prépondérant selon le type et l'origine de l'échantillon. Il convient donc d'être particulièrement prudent lors de l'interprétation des mesures effectuées sur échantillons. C'est pourquoi, il nous semble abusif de prétendre que la courbe de retrait établie avec précision sur échantillon correspond à celle du sol en place.

Il serait intéressant de tester l'influence du mode de prélèvement des échantillons, en utilisant des systèmes de prélèvement plus ou moins perturbateurs. Nos résultats montrent un effet important de la réhumectation sur le retrait linéaire des cylindres de sol (effondrement des échantillons peu cohérents à l'état humide, en début de retrait). De plus, le non-confinement de l'échantillon lors de la réhumectation peut conduire un volume massique initial plus élevé que celui observé sur le terrain (§ 4.2.1). Dans la mesure où le prélèvement est possible, il devrait être effectué directement à l'état humide, en évitant le plus possible de perturber le sol échantillonné. Mais, dans le cas de sols peu cohérents à l'état humide, il est très difficile de prélever des cylindres. La réhumectation du cylindre semble donc être, au moins dans certains cas, difficilement évitable. On peut cependant préconiser une **réhumectation modérée** (un peu au-dessus de la capacité de rétention de l'échantillon, mais en tout cas bien en dessous de sa saturation), et tester des systèmes permettant de recréer un confinement de l'échantillon lors de la réhumectation.

Même si les valeurs moyennes du retrait observées sur couche de sol et sur cylindres sont différentes, il est cependant intéressant de constater que **leurs ordres de grandeur sont en général proches**. La mesure du retrait global sur échantillon peut être suffisante si l'on **cherche une estimation peu précise** des propriétés de retrait-gonflement de la couche de sol. Mais il est **essentiel** que cette mesure de retrait se fasse **sur la même gamme de teneur en eau, pour une même variation de teneur en eau, que celle réellement observée *in situ***.

Dès que l'on s'intéresse plus en détail à la courbe de retrait du sol, l'interprétation des mesures faites sur échantillon devient beaucoup plus délicate.

La divergence entre la courbe de retrait mesurée au laboratoire sur échantillon et celle mesurée *in situ* sur couche de sol peut trouver une origine, dans le cas des couches profondes, dans l'influence de la **pression de confinement** qui s'exerce sur la couche de sol en place et qui n'existe plus lorsque l'on mesure le retrait sur un échantillon. Nos résultats montrent que l'augmentation de cette pression diminuerait la phase de retrait structural, en déplaçant la zone de transition entre cette phase et celle du retrait principal vers des teneurs en eau plus élevées.

D'autre part, les **conditions aux limites du volume de sol** dont on étudie le retrait, pourraient justifier les différences entre courbes *in situ* et courbes sur échantillon, observées pour les couches de surface. Le fait que le volume mesuré ne soit pas isolé du reste du sol dans le cas des mesures *in situ* peut expliquer la diminution de la pente du retrait structural. Cette diminution correspondrait à une "rigidification" du sol, attribuable aux forces de **cohésion** s'exerçant aux limites du volume de sol en place. De la sorte, on enregistrerait un retrait plus important sur échantillon extrait du sol, que sur le même échantillon non isolé de la couche dans laquelle il a été prélevé.

Toutefois, la confirmation de ces résultats nécessiterait des répétitions de ces mesures sur les mêmes sols et sur d'autres sols du même type (sols peu gonflants).

Finalement l'intégration de la **variabilité observée entre différents échantillons** prélevés dans une même couche, dans un modèle prédictif du comportement de la couche de sol, semble difficilement envisageable, pour les types de sol que nous avons étudiés (sols peu gonflants).

CONCLUSION GENERALE

CHAPITRE 15 : CONCLUSION GENERALE

Nos travaux ont permis d'établir un certain nombre de résultats :

- la faisabilité de la mesure *in situ* de la courbe de retrait linéaire de sols peu gonflants.
- l'évolution progressive avec la profondeur de l'allure de cette courbe, au sein d'un même sol. On observe une réduction de la phase structurale du retrait et une augmentation de la pente du retrait principal, qui n'est pas mise en évidence sur échantillons. Ce résultat semble confirmer le rôle joué par la pression pédostatique exercée par les couches de sol sus-jacentes dans le comportement de retrait du sol, dans le cas des sols peu gonflants que nous avons étudiés.
- la variabilité des propriétés de retrait mesurées sur échantillons, à l'échelle du décimètre.
- la différence de comportement de retrait entre les échantillons ($\varnothing \sim 5$ cm) et la couche de sol (épaisseur ~ 20 cm) dont ils proviennent.

D'une part, il existe vraisemblablement des différences de constitution entre les différents volumes de sol dont on a mesuré le retrait. Ces différences pourraient expliquer la variété de comportements de retrait observée entre ces différents volumes. D'autre part, l'influence du protocole de mesure de la courbe de retrait, notamment de la réhumectation préalable de l'échantillon, ainsi que l'effet lié à la disparition de l'état de contrainte et à la modification des conditions aux limites auxquels était soumis l'échantillon *in situ*, contribuent vraisemblablement aux résultats mis en évidence.

Nous discuterons dans cette conclusion générale des résultats obtenus et des limites des méthodes utilisées, avant de conclure par quelques réflexions d'ordre général sur les phénomènes de retrait-gonflement dans les sols.

15.1 Faisabilité des mesures *in situ* du retrait linéaire sur sols peu gonflants

Mesure des variations d'épaisseur de couches de sol

Nous avons montré qu'il était possible, moyennant l'utilisation de capteurs électroniques de déplacement et un traitement du signal approprié, de mesurer *in situ* le retrait linéaire de couche de sols peu gonflants. La précision des mesures de variations d'épaisseur est de l'ordre de $\pm 10 \mu\text{m}$. Les variations enregistrées, pour une couche de sol de

20 cm d'épaisseur, et dans des conditions naturelles de variation de la teneur en eau, sont au maximum de 1,4 mm, soit une variation relative de 7 ‰ (couche de surface du sol alluvial de Guia), et au minimum de 50 µm, soit une variation relative de 0,25 ‰ (couche de surface du sol ferrallitique de Yabone).

Il est frappant de constater la **convergence de forme des courbes de retrait que nous avons obtenues sur sols peu gonflants** (figures 12-7 & 12-8), avec celle des courbes obtenues sur sols gonflants par Hallaire (1987 ; figure 12-9).

Cependant les résultats obtenus pour les couches 60-80 cm et 80-100 cm du sol alluvial de Guia, et pour les couches 60-80 cm et 100-120 cm du sol ferrallitique de Yabone (gonflement pendant la dessiccation), montrent que l'on se situe vraisemblablement à la limite des possibilités d'utilisation du "rétractomètre de terrain" dont nous disposons. Si les résultats semblent corrects pour certaines couches de sol, il conviendrait donc d'aller plus loin dans la recherche d'une explication des observations faites sur ces couches particulières, qui semblent gonfler alors qu'elles se dessèchent.

La principale particularité de notre appareil de mesure des variations d'épaisseur de couches de sol est le rassemblement de plusieurs "cannes rétractométriques" sur une faible surface, celles-ci étant séparées les unes des autres d'à peine 8 cm. On peut se demander dans quelle mesure la présence d'une canne n'influe pas sur le comportement de ses voisines. On peut aussi invoquer une variabilité spatiale à courte distance des propriétés de retrait d'une même couche de sol. Cette variabilité a déjà été observée par White (1962), mais cet auteur l'attribue à des hétérogénéités hydriques (qu'il ne cherche cependant pas à vérifier) au sein d'une même couche de sol. Groenevelt (1974), dans ses travaux de laboratoire sur le retrait de colonnes de sol, attribue cette variabilité aux propriétés mêmes du sol :

" It appears that in the vertical direction the shrinkage is not homogeneous on a mm-scale (...) The reason for this is the development of horizontal cracks".

L'hypothèse de variabilité à courte distance des propriétés de retrait d'une même couche de sol est d'autant plus plausible que cette variabilité est observée entre des échantillons prélevés dans une même couche de sol, à quelques décimètres d'intervalle. Les variations d'épaisseur des différentes couches (sauf la couche de surface) sont calculées en supposant qu'elles sont uniformes sur toute la surface occupée par le "rétractomètre" ($\varnothing \sim 27$ cm). Si cette hypothèse n'est pas respectée, le principe même du dispositif de mesure est à remettre en cause.

La répétition des mesures à l'aide du même appareil et aussi à l'aide d'autres dispositifs (voir § 5.2.2), sur les mêmes sols, devrait permettre d'éclaircir les problèmes que nous avons rencontrés, et notamment d'évaluer la variabilité à courte distance des mesures de retrait réalisées *in situ*. De manière générale, les dispositifs de mesure de variations d'épaisseur de couches de sol ont été peu testés en Science du Sol, à la différence d'appareils comme la sonde à neutrons par exemple. Une étude comparative des différents dispositifs utilisables serait à développer, à la lumière de données sur la rhéologie des sols.

Pour les sols peu gonflants que nous avons étudiés, la mesure linéaire de la courbe de retrait permet de palier à l'insuffisante précision des mesures volumiques réalisées à la sonde gammamétrique à rétrodiffusion. Même si elle ne nous permet pas de discuter de la dynamique porale en terme de volume, elle nous permet d'appréhender **par la même méthode** les déformations d'un échantillon étudié en conditions contrôlées au laboratoire et celles de la couche de sol en place, dont cet échantillon est issu, en conditions naturelles, et d'interpréter les différences de comportement éventuellement observées.

Mesure de la teneur en eau

L'autre principale difficulté lorsque l'on cherche à mesurer *in situ* la courbe de retrait d'un sol, réside dans la précision des mesures de teneur en eau. Nous avons montré comment l'utilisation du **krigeage** pouvait, dans le cas où la teneur en eau présente une autocorrélation spatiale et où celle-ci est connue, **améliorer la précision des estimations de teneur en eau** obtenues directement à partir d'un faible nombre de prélèvements. Nous avons vu aussi que, dans ce cas, **le krigeage permettait d'améliorer la qualité de l'étalonnage de la sonde à neutrons**, et par conséquent, la précision de celle-ci (tableau 11-7).

Cependant, il convient d'être prudent dans l'interprétation des résultats obtenus, compte tenu non seulement des hypothèses inhérentes à la technique du krigeage (hypothèse intrinsèque), mais aussi de celles impliquées par la façon dont nous avons utilisé cette technique. La plus importante consiste à supposer que le variogramme, que nous avons établi à un état hydrique particulier, demeure valable pour toute la gamme de variation de la teneur en eau du sol. D'autre part, nous avons supposé que le variogramme, établi à partir de prélèvements réalisés autour du site instrumenté sur une parcelle de 5 m sur 5 m, est valable sur la surface plus petite occupée par le site instrumenté. Ces deux hypothèses, qui peuvent être utiles dans d'autres applications du krigeage, du type de celle que nous avons réalisée, mériteraient une vérification expérimentale plus approfondie. Enfin, nous avons supposé que les variogrammes établis seulement pour certaines couches, sont valables pour les couches sous-jacentes non échantillonnées. Cette hypothèse peut être d'autant plus remise en cause que les structures spatiales de la teneur en eau de deux couches consécutives peuvent être différentes (cas des couches 40-60 cm et 60-80 cm du site de Guia ; figures 11-7 & 11-8). La stratégie d'échantillonnage que nous avons appliquée pour l'établissement du variogramme aurait effectivement pu être améliorée en diminuant le nombre de points prélevés dans une même couche et en augmentant le nombre de couches prélevées (§A du 11.2.1).

Ainsi, malgré l'effort expérimental consacré aux mesures de teneur en eau, une incertitude importante demeure quant au calage de la courbe de retrait linéaire par rapport à la teneur en eau.

15-2 Mesures de la courbe de retrait sur échantillon

L'établissement au laboratoire de la courbe de retrait sur échantillon présente de nombreux avantages pratiques par rapport à une détermination au champ : simplicité des mesures, rapidité d'obtention de la courbe (pour la méthode proposée par Braudeau, 1987 ; ce n'est pas le cas de toutes les méthodes, cf. §3.2.4), température contrôlée, mesures de teneur en eau précises (pesées).

Néanmoins, les mesures sur échantillon présentent un certain nombre d'inconvénients (cf. chap. 4), liés en premier lieu aux protocoles expérimentaux utilisés (principalement la réhumectation préalable à la mesure du retrait, mais aussi la cinétique de dessèchement) et au mode de prélèvement de l'échantillon (risque de compactage lors d'un prélèvement au cylindre). Il conviendrait donc de comparer et de valider le plus largement possible les différents protocoles de mesure dont on dispose, tout en évaluant la précision des mesures.

Nous avons mesuré, selon la technique décrite par Braudeau & Boivin (à paraître), le retrait linéaire de plusieurs échantillons prélevés, à **quelques décimètres de distance les uns des autres**, dans les différentes couches de sol suivies au "rétractomètre de terrain". Les résultats obtenus mettent en évidence une **variabilité non négligeable des courbes de retrait mesurées sur les échantillons provenant d'une même couche**. Face à une telle variabilité, nous avons adopté une approche statistique pour l'étude des paramètres du retrait, issus du modèle de courbe de retrait proposé par Braudeau (1988d).

Si l'ensemble des paramètres du modèle (sauf ρ_a et θ_{LM}) permet de différencier très efficacement le sol alluvial du sol ferrallitique, le **retrait global** (en fait, la **teneur en argile**) et la **teneur en eau au point d'entrée d'air dans la microporosité** (θ_{AE}) suffisent à différencier **verticalement** chacun de ces sols. La phase argileuse (à la fois par la proportion qu'elle occupe dans la phase solide du sol et par son organisation) joue un rôle primordial dans la différenciation verticale des sols que nous avons étudiés. Ce résultat trouve son illustration dans l'étude micromorphologique que nous avons menée au chapitre 8. De plus, l'étude micromorphologique a mis en évidence une convergence de microorganisation des horizons les plus sableux des deux sols, qui se retrouve dans l'allure des courbes de retrait (comparer les figures 13-3 e & f, aux figures 13-4 a & b). Cette convergence a toutefois des limites, car si le sol ferrallitique de Yabone a, comme le sol alluvial de Guia, une structure (observée sur fosse) massive, sa dureté à l'état sec est néanmoins nettement moins importante que celle du sol de Guia.

L'ensemble des paramètres de la courbe de retrait proposés par Braudeau (1988d) apparaissent fortement corrélés les uns avec les autres, surtout dans le cas du sol ferrallitique de Yabone (tableaux 13-3 & 13-4). Il existe donc une forte redondance de l'information représentée par ces paramètres. Toutefois, K_{no} dans le cas du sol alluvial de Guia, et K_{st} dans le cas du sol ferrallitique de Yabone (les deux seuls paramètres de la courbe de retrait sensibles à l'hypothèse d'isotropie) ont une répartition **aléatoire à l'échelle du décimètre au mètre**. Ceux-ci ne peuvent donc être considérés comme des éléments de différenciation des sols que nous

avons étudiés, à cette échelle. Toutefois, ce résultat ne préjuge en rien du rôle que ces paramètres pourraient jouer à d'autres échelles d'investigation, ou dans l'évaluation d'itinéraires culturels, à condition d'avoir suffisamment de répétitions.

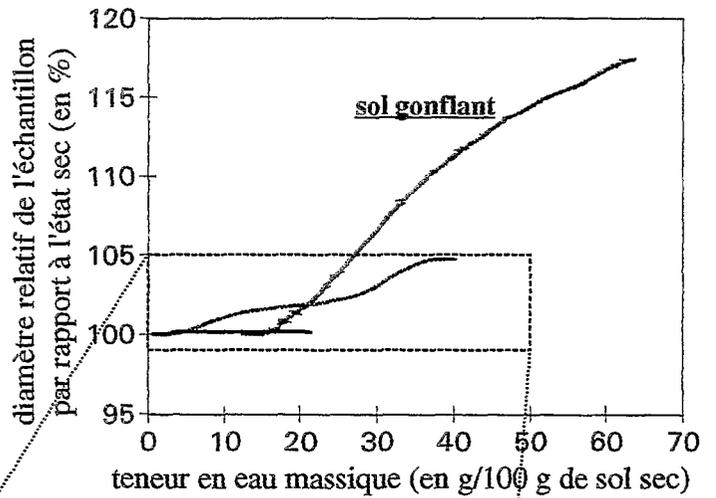
15.3 Comparaison entre courbes de retrait linéaire de cylindres et de couches de sol

Cette comparaison est difficile, compte tenu de la forte variabilité de la courbe de retrait d'un échantillon à l'autre, et du fait que l'on n'ait qu'une seule détermination de la courbe de retrait de la couche de sol. Si, dans certains cas, on constate, sur une certaine gamme de teneur en eau, une bonne adéquation entre la courbe d'un échantillon et celle de la couche de sol dont il provient, les deux types de courbe sont le plus souvent différentes.

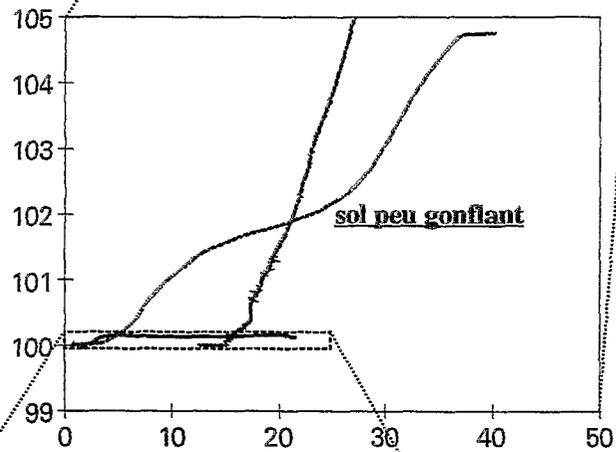
L'étude *in situ* des courbes de retrait nous a permis de mettre en évidence une **évolution progressive de la courbe de retrait avec la profondeur**, qui n'a pas pu être mise en évidence sur échantillon (figures 12-7 & 12-8). Lorsque l'on va de la surface vers la profondeur, on remarque une réduction (en terme de gamme de teneur en eau) de la phase de retrait structural. **La phase principale du retrait est atteinte à des teneurs en eau croissantes avec la profondeur.** Enfin, **la pente du retrait principal croît avec la profondeur.** Ces résultats montrent que, pour les sols peu gonflants étudiés, **le poids des couches sus-jacentes joue un rôle dans l'expression des propriétés de retrait du sol.**

Les courbes de retrait linéaire établies sur cylindre et sur couche de sol ne sont pas strictement identiques. Nous venons d'évoquer l'influence de l'état de contrainte du sol lié au poids des couches sus-jacentes. Il est aussi vraisemblable que les **forces de cohésion**, qui s'exerçaient **aux limites du cylindre** avant que celui-ci ne soit prélevé, et qui ont disparu suite à son extraction de la couche de sol, puissent conduire à des différences entre le retrait mesuré sur échantillon et sur couche de sol. Ces forces pourraient expliquer les différences observées entre échantillon et couche de sol, pour la couche de surface des sols étudiés, ainsi que la **diminution de la pente du retrait structural**, lors que l'on passe de l'échantillon au sol en place. De plus, la **variabilité de la courbe de retrait observée entre différents échantillons prélevés dans une même couche rend difficilement envisageable la prévision du comportement de retrait de larges volumes de sol en place à partir de mesures sur échantillons.** En généralisant, on peut dire qu'il est difficile d'inférer, à partir du comportement d'un échantillon de volume donné, le comportement d'un volume plus grand que celui de l'échantillon. Ce résultat va dans le sens de la critique de la notion de Volume Élémentaire Représentatif exposée par Baveye et Sposito (1984). En particulier, la démarche consistant à utiliser la courbe de retrait déterminée sur un échantillon de sol dans un modèle de prévision du comportement du sol en place, telle qu'elle est pratiquée par exemple par Bronswijk (1988a) pour des sols argileux fissurants, serait en toute rigueur théoriquement incorrecte pour les sols peu gonflants que nous avons étudiés. Notons que l'erreur commise peut être considérée comme

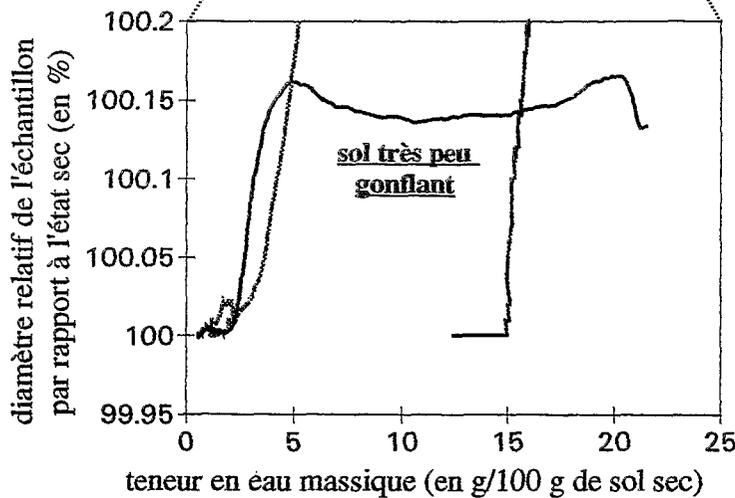
vertisol hypermagnésien sur serpentine de Nouvelle-Calédonie (Podwojevski, 1992 ; profil FOA3B ; profondeur 30-100 cm)
retrait global ~ 17 %
granulométrie : 56 % A ; 10 % Lf ; 6 % Lg ; 14 % Sf ; 14 % Sg



horizon A2 d'un sol brun lessivé sur limon, sous forêt, du parc de Grignon, Bassin Parisien (Bellier, comm. pers. ; horizon 1A21)
retrait global ~ 4,8 %
granulométrie : 22 % A ; 22 % Lf ; 44 % Lg ; 10 % Sf ; 2 % Sg



X 5



x 100

(agrandissement de l'axe des ordonnées, par rapport au 1er graphe)

horizon A1 sableux d'un sol ferrallitique, Yabone, Basse-Casamance (profondeur 15 cm)
retrait global ~ 0,15 %
granulométrie : 9 % A ; 3 % Lf ; 7 % Lg ; 44 % Sf ; 37 % Sg

Figure 15-1 : 3 courbes de retrait linéaire, établies selon le protocole proposé par Braudeau & Boivin (à paraître), de sols aux caractéristiques physiques contrastées

Conclusion générale

faible en regard des différences de propriétés de retrait de différents types de sol (cf. figure 15-1, ci-après). Mais dès lors on peut s'interroger sur la pertinence d'une détermination de la courbe de retrait plutôt que d'un paramètre plus "synthétique" comme le taux de retrait global (voir plus loin § 15.5).

Dans le cas des deux sols peu gonflants que nous avons étudiés, l'échantillon et la couche de sol doivent être considérés comme deux objets pédologiques différents, correspondant à deux échelles d'observation différentes et dont on peut comparer les propriétés. En multipliant les échelles d'observation, on peut avoir accès aux différents composantes de l'espace poral du sol (voir § 6.4). Reste à savoir si celles-ci sont pertinentes.

15.4 L'hypothèse d'isotropie du retrait

Le passage de mesures linéaires du retrait à des valeurs volumiques est nécessaire, conjointement à une mesure de ρ_s , lorsque l'on cherche à quantifier les volumes poraux du sol et leur dynamique en fonction de la teneur en eau. La plupart du temps, ce passage est réalisé en supposant l'isotropie du retrait. Si cette hypothèse est assez souvent vérifiée sur de petits échantillons de sols argileux, elle ne l'est généralement pas pour des volumes plus grands (voir § 6.2).

Malgré la faible précision des mesures de masse volumique réalisées au laboratoire (méthode du sachet plastique ; Boivin *et al.*, 1991), nous avons pu mettre en évidence le **caractère anisotrope du retrait de plusieurs échantillons**. L'utilisation systématique de l'hypothèse d'isotropie du retrait, pour l'interprétation de mesures de retrait linéaire en termes volumiques, apparaît donc abusive. Ces résultats confirment les observations faites par le laboratoire ORSTOM d'hydrophysique des sols de Bondy (Bellier, comm. pers.) à l'aide de mesures du retrait latéral d'échantillons de sol. Ce comportement anisotrope serait lié à la faible cohésion des échantillons à l'état humide. Une étude du comportement mécanique du sol permettrait une interprétation plus approfondie de ce type de comportement.

L'isotropie du retrait n'a, à notre connaissance, jamais été vérifiée *in situ*. Cette vérification nécessite, dans la mesure où le retrait linéaire latéral est difficilement accessible sur le terrain (A. du § 6.4.4), des mesures précises de la masse volumique du sol. De telles mesures ont déjà pu être obtenues *in situ* (Reginato, 1974) à l'aide de la gammamétrie de transmission double sources. Malheureusement, ces mesures n'étaient pas accompagnées de mesures des variations d'épaisseur des couches de sol suivies à la sonde gammamétrique, mais seulement de mesures des variations d'altitude de la surface du sol. Il n'est donc pas possible, sur la base de telles mesures, de trancher définitivement à propos de l'hypothèse d'une déformation isotrope du sol *in situ*. Toutefois, Baveye *et al.* (1989) ont montré que, dans le cas du sol étudié par Reginato (1974), cette déformation était **très probablement anisotrope**. En couplant des mesures précises de ρ_d par gammamétrie de transmission et des mesures de variation d'épaisseur de couches de sol, on devrait pouvoir préciser le caractère plus ou moins

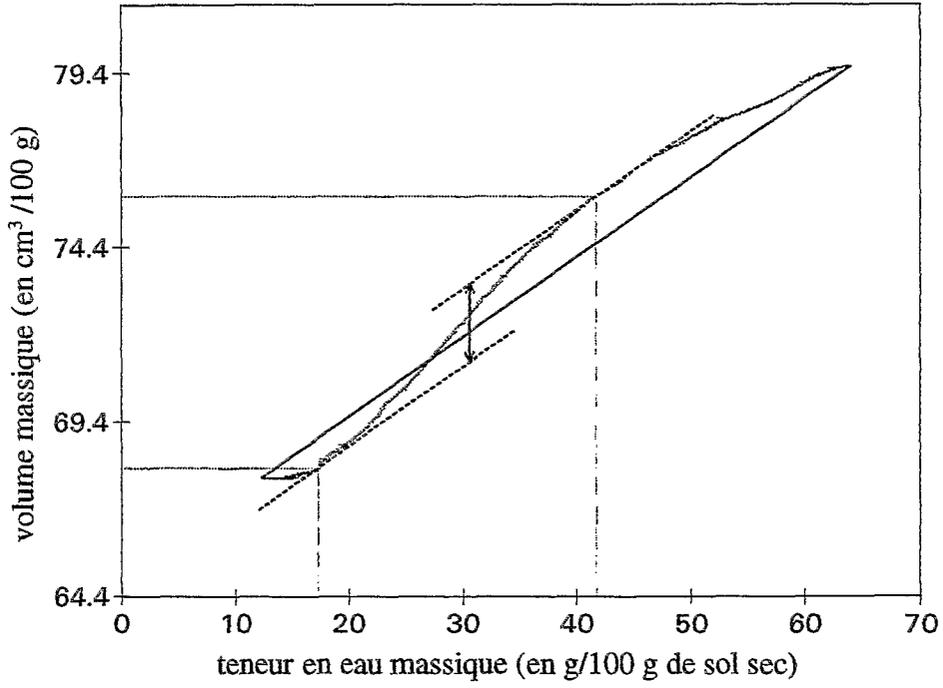


Figure 15-2 : Modélisation de la courbe de retrait d'un sol argileux gonflant (vertisol) par une droite. Evaluation de l'erreur relative maximum commise par l'utilisation de ce modèle.

isotrope des variations de volume du sol rencontrées *in situ*. Un tel travail permettrait de vérifier l'hypothèse faite par Towner (1986) selon laquelle le retrait horizontal ne peut être plus de 2 fois supérieur ou inférieur au retrait vertical (§ 6.3).

Dans la première partie de cette thèse, nous avons essayé de dresser un cadre général pour l'étude *in situ* des variations de volume du sol (§ 6.4). Cependant, nous n'avons pas pu appliquer aux sols peu gonflants que nous avons étudiés, le modèle général d'interprétation des mesures *in situ* des variations de volume du sol, présenté au § 6.4, en raison du manque de mesures suffisamment précises des variations de ρ_d . La seule application du modèle a été de montrer que les variations de ρ_d enregistrées par la sonde gammamétrique de rétrodiffusion étaient plus vraisemblablement attribuables aux erreurs de mesure qu'à un comportement anisotrope du sol en place, car les coefficients de tropisme alors obtenus sont difficilement plausibles (§ 11.3.3). Une mesure plus précise de ρ_d serait nécessaire afin d'évaluer le caractère plus ou moins isotrope de la déformation des sols dont nous avons mesuré le retrait linéaire, mais, à notre connaissance, il n'existe pas à l'heure actuelle d'instrument suffisamment précis pour réaliser ce type de mesure.

15.5 Sols gonflants et sols non gonflants

La figure 15-1 rassemble les courbes de retrait, mesurées sur échantillons, de différents types de sol : un vertisol de Nouvelle-Calédonie (Podwojewski, 1992), un sol limoneux du Bassin Parisien (Bellier, comm. pers.), et un horizon sableux (sol ferrallitique de Yabone, 15 cm). On perçoit le caractère relatif de la notion de retrait-gonflement. Sur la base du graphe supérieur de cette figure, on peut considérer le vertisol comme un sol gonflant, le sol limoneux comme un sol peu gonflant et le sol sableux comme un sol non gonflant. En fait, tout dépend du degré de finesse que l'on cherche à atteindre dans la caractérisation (et la prévision) du comportement du sol, et des moyens dont on dispose pour cette caractérisation.

Ainsi, la première source d'information à considérer est le retrait global du sol, mesuré sur échantillon, entre un état de quasi-saturation et l'état sec à 105°C. Cette donnée est à mettre en relation avec le taux d'argile et la nature de la phase argileuse. Lorsque l'on ne cherche pas à aller dans le détail des propriétés de retrait du sol, cette caractérisation est généralement suffisante. L'allure de la courbe de retrait des sols gonflants (figure 15-1) montre que cette caractérisation est d'autant plus suffisante que le sol est gonflant. En effet, la phase principale de la courbe de retrait de ces sols constitue l'essentiel de la courbe. On peut alors simplement modéliser cette courbe par une droite. La figure 15-2 montre que l'on ne commet au maximum qu'une erreur relative de 28 % lorsque l'on utilise cette droite comme modèle de la courbe de retrait. Cette erreur relative maximum passe à 89 % pour le sol limoneux, et 760 % pour le sol sableux. Elle est d'autant plus importante que la forme de la courbe de retrait réelle s'éloigne de celle d'une droite.

La mesure du retrait global d'un échantillon de sol est généralement effectuée entre des états hydriques extrêmes (voir la discussion du COLE, § 2.1), le plus souvent non représentatifs de ceux rencontrés sur le terrain. Quand on s'intéresse au fonctionnement du sol en place, il est important de ne considérer que la valeur du retrait global obtenue **dans la gamme de variation de la teneur en eau effectivement rencontrée *in situ***. Cette considération s'applique aussi aux études de la courbe de retrait. Plus la courbe de retrait du sol s'éloigne d'une forme de droite, plus le risque d'une mauvaise estimation du retrait, dans une gamme de teneur en eau donnée, est importante.

Si l'on a besoin d'aller plus loin dans la caractérisation des propriétés de retrait du sol, on peut alors chercher à mesurer la courbe de retrait du sol.

Celle-ci est nécessaire à une description correcte des transferts dans le cas des sols gonflants (Smiles & Rosenthal, 1968 ; Philip, 1969 ; Talsma, 1974 ; Sposito, 1975 ; Vauclin, 1987 ; Angulo, 1990). Dans le cas des sols peu gonflants, on peut s'interroger sur l'influence des phénomènes de retrait-gonflement sur la dynamique de l'eau. Vu leurs très faibles variations de volume, ces sols peuvent être considéré comme des sols indéformables. La prise en compte des phénomènes de retrait-gonflement dépendra de la justesse et de la précision attendues des caractérisations.

En toute rigueur, la courbe de retrait devrait être mesurée *in situ*, mais cela réclame des moyens expérimentaux lourds. D'où l'intérêt des mesures au laboratoire. Mais nous avons vu que, dans le cas des sols peu gonflants, il est délicat d'extrapoler ces mesures au sol en place. Dans l'hypothèse où les sols peu gonflants que nous avons étudiés, peuvent être considérés comme rigides, du point de vue de leur caractérisation hydrodynamique, pour quelles raisons chercherait-on à mesurer leur courbe de retrait ?

Cabidoche & Ozier-Lafontaine (1992) ont montré, dans le cas de vertisols, que la transition entre la phase structurale et la phase principale du retrait correspondait à l'apparition d'un stress hydrique de la plante (diminution du potentiel foliaire, donc de l'évapotranspiration). Le fait que l'on retrouve cette transition entre retraits structural et principal dans le cas des sols peu gonflants laisserait envisager que l'on puisse généraliser une telle relation. Dans la perspective d'une telle application agronomique, un gros effort reste à faire concernant l'étude de **l'évolution des propriétés de retrait du sol au cours du temps** (notamment au cours des cycles saisonniers). Si l'on cherche à asservir l'irrigation d'un sol à son état hydrique évalué par son état de retrait-gonflement (comme c'est le cas du système proposé par Cabidoche & Ozier-Lafontaine (1991)), la connaissance de la pérennité des propriétés de retrait du sol est un des facteurs de réussite d'un tel procédé.

La courbe de retrait des sols peu gonflants peut aussi servir à une caractérisation plus générale du comportement physique de ces sols. Ce point de vue est illustré par le sol alluvial de Guia, qui se différencie nettement du sol ferrallitique de Yabone par son comportement de **prise en masse** des horizons superficiels suite à leur mise en eau. L'étude micromorphologique de ces deux sols (chap. 8) confirme nettement le rôle joué par la **phase argileuse** dans leur

comportement physique. Les transformations de l'espace microporal, dont les sols peu gonflants peuvent être le siège, ont vraisemblablement des implications importantes en termes de transferts et de comportement mécanique. En utilisant cette approche, on pourrait alors qualifier le sol ferrallitique de Yabone effectivement de "non-gonflant" ou d'"indéformable", à cause de sa phase argileuse discontinue et relativement "inerte" vis-à-vis du retrait-gonflement. Le sol alluvial de Guia serait qualifié de "peu gonflant", dans la mesure où la description **macroscopique** de son comportement hydrodynamique pourrait ne pas faire intervenir de déformation de la phase solide, tout en se différenciant d'un sol "totalement rigide" par le rôle joué par la phase argileuse dans l'organisation et la dynamique de son espace poral (phase argileuse continue, avec une dynamique de fissuration).

15.6 La dynamique de l'espace poral des sols

Nous avons vu au § 6.4 que l'utilisation d'un modèle d'interprétation des mesures *in situ* des variations de volume du sol, dans une perspective d'étude du tropisme du retrait, impliquait une hypothèse sur la géométrie des différents compartiments de porosité que l'on distingue dans le sol en place. Cette géométrie est toujours simple, si bien que le modèle d'espace poral impliqué reste très schématique (voir A. du § 6.4.4 et § 6.5). Un tel modèle ne peut rendre compte de la complexité réelle de l'espace poral du sol en place. Il peut en revanche constituer une modèle équivalent, à géométrie simplifiée, valable pour certains sols (sols argileux fissurants) à certaines échelles (macroscopiques, *i.e.* du millimètre au mètre). L'intérêt de tels modèles est illustré par les travaux de Bronswijk (1991), qui montrent que la prise en compte des phénomènes de retrait-gonflement et de fissuration, lors de l'infiltration de l'eau dans les sols argileux, permet d'améliorer notablement la prévision du bilan hydrique dans ce type de sols.

A l'heure actuelle, plusieurs outils de caractérisation de l'espace poral du sol se développent (analyse d'image, géométrie fractale) qui permettent de décrire des formes géométriques de l'espace poral de plus en plus complexes. Le complage de tels modèles de l'espace poral des sols, intégrant les échelles (de la phase argileuse jusqu'aux niveaux d'organisation macroscopiques), avec des modèles de déformations liées au retrait-gonflement, dans un but de prévision de comportement hydrodynamique du sol, en est à ses débuts (voir, par exemple, Bronswijk, 1991 ; Perrier, 1994). Si la simulation numérique de tels modèles constituent une étape fondamentale dans leur étude et leur mise au point, leur calage par des études expérimentales de terrain est nécessaire à leur validation et à la mise en évidence de leurs limites. C'est la raison pour laquelle il nous semble important de continuer les efforts méthodologiques portant sur les mesures sur sol en place.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AITCHISON G. D., HOLMES J. W., 1953, Aspects of Swelling in the Soil Profile, Aust. J. Appl. Sci., 4 : 244-259.

AIVAZIAN S., 1970, Etude statistique des dépendances, Ed. Mir, 236 pp.

ALBERGEL J. et al., 1991, Projet pilote "Casamance". Bas-fond de Djiguinoum. Rapport de synthèse hydrologie-hydrogéologie. Multigr., ORSTOM/ISRA/R3S/IRAT edrs, 42 pp.

ANDREUX F. et al., 1984, Constituants organiques et interactions organo-minérales dans les sols, pp. 241-251, in 'Livre jubilaire du cinquantenaire de l'AFES (1934-1984)', Ed. AFES, 347 pp.

ANGULO R. et al., 1990, Conductivité hydraulique d'un milieu poreux partiellement saturé, déformable. I. Principes de détermination, C. R. Acad. Sci., 310 (série 2) : 161-164.

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, Institut National Polytechnique de Grenoble, 209 pp.

AUBERT G., SEGALEN P., 1966, Projet de classification des sols ferrallitiques, Cah. ORSTOM, sér. Pédologie, 4 (4) : 97-112.

AUCHINLECK G. G., 1912, West Indian Bulletin, 12 : 50-69.

AYLMORE L. A. G., QUIRK J. P., 1959, Swelling of clay-water systems, Nature, 183 (4677) : 1752-1753.

BADO L., 1975, Rapport de stage. Etude pédologique au 1/20.000 d'une partie de la cuvette de Nianga - région de NDiayène (Moyenne Vallée du Fleuve Sénégal). (+ 3 cartes), Ed. ORSTOM, 128 pp.

BAIZE D., 1988, Guide des analyses courantes en pédologie. Choix, expression, présentation, interprétation, Ed. INRA, 172 pp.

BARTENFELDER D. C. et al., 1986, A personal computer program for calculation of soil bulk density, coefficient of linear extensibility and linear shrinkage, Comm. in Soil Sci. Plant Anal., 17 (7) : 725-734.

BAVEYE P., SPOSITO G., 1984, The operational significance of the continuum hypothesis in the theory of water movement through soils and aquifers, Water Res. Res., 20 (5) : 521-530.

BAVEYE P. et al., 1989, Use of Referential Coordinates in Deforming Soils, Soil Sci. Soc. Am. J., 53 : 1338-1343.

BEN RHAÏEM H. et al., 1986, Comportement hydrique et évolution structurale et texturale des montmorillonites au cours d'un cycle de dessiccation-humectation. Partie I : Cas des montmorillonites calciques, Agronomie, 21 : 9-29.

BERNDT R. D., COUGHLAN K. J., 1976, The Nature of Changes in Bulk Density with Water Content in a Cracking Clay, Aust. J. Soil Res., 15 : 27-37.

- BERTUZZI P. et al., 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., GERMANN P., 1982, Macropores and water flow in soils, *Water Res. Res.*, 18 : 1311-1325.
- BLACKWELL P. S. et al., 1985, Compaction of a swelling clay soil by agricultural traffic ; effects upon conditions for growth of winter cereals and evidence for some recovery of structure, *J. Soil Sci.*, 36 : 633-650.
- BLOKHUIS W. A., 1982, Morphology and genesis of vertisols, pp. 23-47, in 'Vertisols and rice soils of the tropics. symposia papers 2. Twelfth International Congress of Soil Science, New Dehli, India, 8 - 16 feb. 1982'.
- BOEHLER J. P., KABBAJ M., 1985, Etude du gonflement anisotrope de la bentonite, pp. 407-410, in '11ème cong. int. de mécanique des sols et travaux de fondations, San Fransisco, U.S.A., août 1985. volume 2', Ed. Balkema.
- BOIVIN P., 1990, Caractérisation physique des sols sulfatés acides de la vallée de Katouré (Basse Casamance. Sénégal). Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Ed. ORSTOM, coll. 'Colloques et thèses', 185 pp.
- BOIVIN P. et al., 1991, Densité apparente d'échantillon de sol : méthode de la poche plastique, *Bull. GFHN*, 28 : 59-71.
- BOUMA J., 1981, Soil morphology and preferential flow along macropores, *Agric. Water Manag.*, 3 : 235-250.
- BOUMA J., DEKKER W., 1978, A case study on infiltration into dry clay soil. I. Morphological observations., *Geoderma*, 20 : 27-40.
- BOZOZUK M., BURN K. N., 1960, Vertical Ground Movements Near Elm Trees, *Geotechnique*, 10 : 19-32.
- BRASHER B. R. et al., 1966, Use of Saran Resin to Coat Natural Soil Clods for Bulk-Density and Water-Retention Measurements, *Soil Sci.*, 1012 : 108-108.
- BRAUDEAU E., 1978, Etude pédologique de la cuvette de Nianga (secteur A, région du Fleuve Sénégal). Rapport d'élève 2ème année ORSTOM (+ annexe 25 p. + 3 cartes), Centre ORSTOM de Dakar edrs, Ed. ORSTOM, 77 pp.
- BRAUDEAU E., 1987, Mesure automatique de la rétraction d'échantillons de sol non remaniés, *Science du sol*, 25 (2) : 85-93.
- BRAUDEAU E., 1988a, Modèle de répartition de l'eau et de l'air dans un échantillon de sol structuré (à partir de la modélisation des courbes de retrait), pp. 79-92, in 'Séminfor 2', Ed. ORSTOM.
- BRAUDEAU E., 1988b, Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sol structurés, *C. R. Acad. Sci.*, 307 (série 2) : 1731-1734.

BRAUDEAU E., 1988c, Essai de caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol basé sur l'étude de la courbe de retrait, C. R. Acad. Sci., 307 (série 2) : 1933-1936.

BRAUDEAU E., 1988d, Méthode de caractérisation pédo-hydrrique des sols basée sur l'analyse de la courbe de retrait, Cah. ORSTOM, sér. Pédologie, 24 (3) : 179-189.

BRAUDEAU E., BOIVIN P., à paraître, Transient determination of shrinkage curve for undisturbed soil samples : a standardized experimental method, in 'Clay swelling and expansive soils. Proceedings of the International NATO Workshop on Swelling Soils, 12-16 août 1991, Cornell University, Ithaca, New York, USA'.

BRAUDEAU E., BRUAND A., 1993, Détermination de la courbe de retrait de la phase argileuse à partir de la courbe de retrait établie sur échantillon de sol non remanié. Application à une séquence de sols de Côte-d'Ivoire, C. R. Acad. Sci., 316 (série 2) : 685-692.

BRONSWIJK J. J. B., 1988, Modeling of water balance, cracking and subsidence of clay soils, J. Hydrol., 97 : 199-212.

BRONSWIJK J. J. B., 1990, Shrinkage geometry of a heavy clay soil at various stresses, Soil Sci. Soc. Am. J., 54 : 1500-1502.

BRONSWIJK J. J. B., 1991, Relation Between Vertical Soil Movements and Water-Content Changes in Cracking Clays, Soil Sci. Soc. Am. J., 55 : 1220-1226.

BRUAND A., 1985, Contribution à l'étude de la dynamique de l'organisation de matériaux gonflants. Application à un matériau provenant d'un sol argilo-limoneux de l'Auxerrois. Thèse de doctorat, Université de Paris VII, 226 pp.

BRUAND A., 1986, Contribution à l'étude de la dynamique de l'espace poral. Utilisation des courbes de retrait et des courbes de rétention d'eau, Science du sol, 244 : 351-362.

BRUAND A., CABIDOCHÉ Y. M., à paraître, The shrinkage curve : its measurement and significance for soil structure studies, in 'Clay swelling and expansive soils. Proceedings of the International NATO Workshop on Swelling Soils, 12-16 août 1991, Cornell University, Ithaca, New York, USA'.

BRUAND A., PROST R., 1989, Effect of water content on the fabric of a soil material : an experimental approach, J. Soil Sci., 38 : 461-472.

BRUAND A. et al., 1988, Contribution à l'étude des propriétés de rétention en eau des sols argileux : importance de la prise en compte de l'organisation de la phase argileuse, C. R. Acad. Sci., 307 (Série 2) : 1937-1941.

BRUAND A. et al., 1989, Détermination de la masse volumique du solide pour un échantillon de sol argileux : validité de la méthode utilisant les propriétés de retrait de l'échantillon remanié sous dessiccation pneumatique, Agronomie, 9 : 109-112.

BRUAND A. et al., 1990, Evolution de la géométrie de l'espace poral des sols lors du passage du domaine ferrallitique au domaine ferrugineux et hydromorphe. Exemple du bassin de Booro Borotou (Côte d'Ivoire), pp. 137-145, in 'Structure de fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide. Journées hydro-pédologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 12-13 septembre 1989 (5èmes journées hydrologiques de l'ORSTOM)', Equipe HYBERBAV edrs, Ed. ORSTOM, coll. 'Etudes et thèses', 307 pp.

BRUAND A. et al., 1993, Analysis of porosity in a tilled "crusting soil" in Zimbabwe, *Geoderma*, 59 : 235-248.

BRUCKLER L., GAUDU J. C., 1984, Utilisation de la tensiométrie en situation non-isotherme, *Science du sol*, 1984 (1) : 5-21.

BUCHER F., MÜLLER-VONMOOS M., 1989, Bentonite as a containment barrier for the disposal of highly radioactive wastes, *Appl. Clay Sci.*, 4 : 157-177.

BURGESS T. M., WEBSTER R., 1980a, Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. I. The semi-variogram and punctual kriging, *J. Soil Sci.*, 31 : 315-331.

BURGESS T. M., WEBSTER R., 1980b, Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. II. Block kriging, *J. Soil Sci.*, 31 : 333-341.

C.E.A., 1978, *Statistique appliquée à l'exploitation des données*. Tome 1, Ed. Masson, 128 pp.

CABIDOCHÉ Y. M., OZIER-LAFONTAINE H., 1992, Gestion agricole de l'eau à la parcelle et systèmes de culture irrigués dans la zone caraïbe, pp. 15-31, in 'Usage agricole de l'eau. Sixièmes journées hydrologiques de l'ORSTOM, Montpellier, 12 & 13 sept. 1990', P. Carré edrs, Ed. ORSTOM, coll. 'Colloques et séminaires', 338 pp.

CABIDOCHÉ Y. M., VOLTZ M., 1988, Modélisation des variations macroscopiques de volume d'un sol argileux gonflant. II. Contrôle expérimental dans le cas d'un vertisol calcique de la Guadeloupe, pp. 143-159, in 'Les phénomènes de transfert dans les milieux poreux déformables. Séminaire du département de science du sol, L'Isle-sur-Sorgues, octobre 1987', Ed. INRA.

CABIDOCHÉ Y. M. et al., 1986, Dynamique de l'eau dans les vertisols sur calcaires récifaux., pp. 449-478, in 'Sol et eau. Actes du séminaire de La Havane, 8-20 avril 1985', Ed. ORSTOM.

CALLEN H. B., 1985, *Thermodynamics and an introduction to thermostatistics*, Ed. John Wiley.

CALVET R., 1972, Adsorption de l'eau sur les argiles : étude de l'hydratation de la montmorillonite, *Bull. Soc. Chim. France* (8) : 3097-3104.

CAMARA L., 1982, Comportement hydrique et propriétés de gonflement macroscopique de mélanges d'argile. Thèse de doctorat, Université de Paris VI, 155 pp.

CAMBIER P., 1986, Organisation des constituants au sein de microagrégats de sols. Application au système ferrallitique kaolinite - oxyde de fer. Thèse de doctorat, Ed. INRA, 226 pp.

CANUTI P. et al., 1986, Swelling soils in the Adis Abeba (Ethiopia) metropolitan area and their pedological and engineering geological properties, pp. 667-671, in 'Proc. 5th international IAEG congress, Buenos Aires, 1986', International Association of Engineering Geology edrs, Ed. Balkema.

CARNEIRO C., DE JONG E., 1985, In situ determination of the slope of the calibration curve of a neutron probe using a volumetric technique, *Soil Sci.*, 139 (3) : 250-254.

CHAMAYOU H., LEGROS J. P., 1989, Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol, Agence de Coopération Culturelle et Technique, Conseil International de la Langue Française edrs, Ed. Presses Universitaires de France, coll. 'Techniques Vivantes', 593 pp.

CHAN K. Y., 1981, Representative Sampling for Bulk Density in Vertisol, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 : 668-669.

CHAN K. Y., 1982, Shrinkage Characteristics of Soil Clods from Grey Clay under Intensive Cultivation, *Aust. J. Soil Res.*, 20 : 65-68.

CHANG R. K., WARKENTIN B. P., 1968, Volume Changes of Compacted Clay Soil Aggregates, *Soil Sci.*, 1052 : 106-111.

CHAUVEL A., 1977, Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Evolution et réorganisation des sols rouges de Moyenne-Casamance (Sénégal).. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, Ed. ORSTOM, coll. 'travaux et documents n° 62', 532 pp.

CHAUVEL A., FAUCK R., 1969, Sur la mise en évidence et la caractérisation d'un horizon B dit "de comportement" dans les sols rouges de Casamance (Sénégal oriental), *C. R. Acad. Sci.*, 269 : 2080-2083.

CHAUVEL A., PEDRO G., 1978, Sur l'importance de l'extrême dessiccation des sols (ultra-dessiccation) dans l'évolution pédologique des zones tropicales à saisons contrastées, *C. R. Acad. Sci.*, 286 (Sér. D) : 1581-1584.

CHENU C., 1985, Etude des interactions argiles - polysaccharides neutres. Contribution à la connaissance des phénomènes d'agrégation d'origine biologique des sols.. Thèse de doctorat, Université de Paris VII, 187 pp.

CHRETIEN L., TESSIER D., 1988, Influence du squelette sur les propriétés physiques des sols : hydratation, gonflement et aération, *Science du sol*, 26 (4) : 255-268.

COLLEUILLE H., 1989, Relations entre le comportement hydrodynamique d'un sol et sa morphologie. Mémoire de D.E.A., Université Paris VI.

COLLEUILLE H., 1993, Approches physique et morphologique de la dynamique structurale des sols. Application à l'étude de deux séquences pédologiques tropicales, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie Paris 6, 354 pp.

CONCARET J., 1981, Drainage agricole. Théorie et pratique, Ed. Chambre régionale d'Agriculture de Bourgogne, 509 pp.

COUCHAT P., 1967, Détermination de la courbe d'étalonnage de l'humidimètre à neutrons à partir de l'analyse chimique des sols, in 'Isotope and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies', Ed. IAEA.

COUCHAT P. et al., 1975, The measurement of thermal neutron constants of the soil ; application to the calibration of neutron moisture gauges and to the pedological study of soil, in 'Proc. Conf. Nuclear Data Cross Sections in Technology, Washington DC'.

CPCS, 1967, Classification des sols. Travaux de la CPCS. Multicop., INRA Orléans edrs, 96 pp.

CRONEY D., COLEMAN J. D., 1954, Soil structure in relation to soil suction (pF), J. Soil Sci., 5 (1) : 75-84.

CURMI P., 1988, Structure, espace poral du sol et fonctionnement hydrique. Analyse de quelques cas concrets., Science du Sol, 26 (3) : 203-214.

DAGG M., RUSSAM K., 1968, Relation entre le retrait du sol et la formation de fissures superficielles dans une route expérimentale au Kenya, Sols Africains, 13 (1) : 27-34.

DANIELLS I. G., 1989, Degradation and Restoration of Soil Structure in a Cracking Grey Clay used for Cotton Production, Aust. J. Soil Res., 27 : 455-469.

DASOG G. S. et al., 1988, Shrink-Swell Potential and Cracking in Clay Soils of Saskatchewan, Can. J. Soil Sci., 68 : 251-260.

DAUDET F. A., 1970, Méthodes et techniques d'étude de l'état de liaison et de la teneur en eau dans le sol et la plante, pp. 283-313, in 'Techniques d'étude des facteurs physiques de la biosphère', Ed. INRA.

DAVIDSON S. E., PAGE J. B., 1956, Factors Influencing Swelling and Shrinking in Soils, Soil Sci. Soc. Am. Proc..

DE JONG E. et al., 1983, Gaseous Diffusion in Shrinking Soils, Soil Sci., 1361 : 10-18.

DELFINER P., 1979, Basic introduction to geostatistics. Cours de l'école d'été du C.G.M.M., Ed. Centre de Géostatistique de Fontainebleau, 152 pp.

DELHOMME J. P., 1978, Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau, Bull. B.R.G.M. (2) 3, 1978 (4) : 341-375.

DOUGLASS J. E., 1966, Volumetric Calibration of Neutron Moisture Probes, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 30 : 541-544.

EDWARDS W. M. et al., 1979, A numerical study of the effects of noncapillary-sized pores upon infiltration, Soil Sci. Soc. Am. J., 43 : 851-856.

FAO, 1973, Légende de la carte des sols du monde FAO/UNESCO au 1/5.000.000. Document provisoire FAO du 3-12-1973.

FIES J. C., STENGEL P., 1981a, Densité texturale de sols naturels. I. Méthode de mesure, Agronomie, 1 (8) : 651-658.

FIES J. C., STENGEL P., 1981b, Densité texturale de sols naturels. II. Eléments d'interprétation, *Agronomie*, 1 (8) : 659-666.

FIES J. C., STENGEL P., 1984, Relations entre la constitution granulométrique et minéralogique et les caractéristiques de l'espace poral des sols., pp. 235-240, in 'Livre jubilaire du cinquantenaire de l'AFES (1934-1984)', Ed. AFES, 347 pp.

FOX W. E., 1964, A Study of Bulk Density and Water in a Swelling Soil, *Soil Sci.*, 98 : 307-316.

FOX W. E., PAGE-HANIFY D. S., 1959, A method of determining bulk density of soil, *Soil Sci.*, 88 : 168-171.

FRANZMEIER D. P., ROSS S. J., 1968, Soil Swelling : Laboratory Measurements and Relation to Other Soil Properties, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32 (4) : 573-577.

FRITSCH E. et al., 1990, Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges-sols jaunes" dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique Occidentale (Booro-Borotou, Côte d'Ivoire), in 'Structure de fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide. Journées hydro-pédologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 12-13 septembre 1989 (5èmes journées hydrologiques de l'ORSTOM)', Equipe HYBERBAV edrs, Ed. ORSTOM, coll. 'Etudes et thèses', 307 pp.

GASCUEL-ODOUX C., 1987, Variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol, méthodes et résultats ; cas d'une seule variable : revue bibliographique, *Agronomie*, 7 (1) : 61-71.

GERMANN P., BEVEN K., 1981, Water flow in soil macropores. I. An experimental approach, *J. Soil Sci.*, 32 : 1-13.

GILL W. R., 1959, Soil Bulk Density Changes Due to Moisture Changes in Soil, pp. 104-105, in 'Transactions of the ASAE'.

GILLOTT J. E., 1986, Some clay-related problems in engineering geology in north america, *Clay Min.*, 21 : 261-278.

GIRALDEZ J. V. et al., 1983, A General Soil Volume Change Equation: I. The Two-Parameter Model, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47 : 419-422.

GOURIEROUX C., MONFORT A., 1990, Séries temporelles et modèles dynamiques, Ed. Economica, coll. 'Economie et statistiques avancées', 780 pp.

GREACEN E. L., HIGHNETT C. T., 1979, Sources of Bias in the Field Calibration of a Neutron Meter, *Aust. J. Soil Res.*, 17 : 405-415.

GREACEN E. L., SCHRALE G., 1976, The Effect of Bulk Density on Neutron Meter Calibration, *Aust. J. Soil Res.*, 14 : 159-169.

GRECIAS P., MIGEON J. P., 1989, Physique (Sup Bio, Vêto, Deug B). Cours et tests d'application. Tome 1, Ed. Technique et Documentation Lavoisier, coll. 'Sciences physiques Bio-Vêto', 528 pp.

- GREENE-KELLY R., 1971, The shrinkage of clay soils during impregnation by polyethylene glycols, *J. Soil Sci.*, 22 (2) : 191-202.
- GRIMALDI M., TESSIER D., 1986, Changements des propriétés de retrait, de gonflement et de rétention d'un matériau limoneux soumis à un compactage dynamique, *Science du sol*, 244 : 319-336.
- GROENEVELT P. H., 1974, The use of a dual gamma scanner to observe the shrinkage of clay, *Geoderma*, 11 : 287-295.
- GROENEVELT P. H., PARLANGE J. Y., 1974, Thermodynamic stability of swelling soils, *Soil Sci.*, 118 (1) : 1-5.
- GROSSMAN R. B. et al., 1968, Linear Extensibility as Calculated from Natural-Clod Bulk Density Measurements, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32 (4) : 570-573.
- HAINES W. B., 1923, The volume-changes associated with variations of water content in soil, *J. Agric. Sci.*, 13 : 296-310.
- HALITIM A. et al., 1984, Influence des cations échangeables (Na⁺, Ca⁺⁺, Mg⁺⁺) et de la concentration saline sur le comportement physique (rétention d'eau, conductivité hydraulique) de la montmorillonite, *Agronomie*, 4 (5) : 451-459.
- 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.
- HALLAIRE V., 1991, Une méthode d'analyse bidimensionnelle du retrait d'échantillons naturels de sol, *Science du Sol*, 29 (2) : 147-158.
- HAMILTON J. J., 1963, Volume Changes in Undisturbed Clay Profiles in Western Canada, *Can. Geotech. J.*, 1 (1) : 27-42.
- Handbook of Chemistry and Physics, 1985, Handbook of Chemistry and Physics. 65ème éd., Ed. CRC Press.
- HARDY F., 1923, The physical significance of the shrinkage coefficient of clays and soils, *J. Agric. Sci.*, 13 (3) : 243-264.
- HAVERKAMP R. et al., 1984, Error Analysis in Estimating Soil Water Content from Neutron Probe Measurements : 1. Local Standpoint, *Soil Sci.*, 137 (2) : 78-90.
- HENIN S., 1938, La structure des sols, pp. 15-29, in 'Comptes Rendus de la 1ère commission de l'AISS, Bangor, Wales, vol. A', ROBINSON G. W. edrs, Ed. Cambrian News (Aberystwyth), Ltd.

- HETTIARATCHI J. P. et al., 1988, A procedure for evaluating municipal solid waste leachate components capable of causing volume shrinkage in compacted clay soils, *Env. Tech. Let.*, 9 : 23-34.
- HODGSON A. S., 1988, Use of Neutron and Gamma Radiation Meters to Estimate Bulk Density and Correct for Biases of Sampling for Water Content in a Swelling Clay Soil, *Aust. J. Soil Res.*, 26 : 261-268.
- HODNETT M. G., BELL J. P., 1991, Neutron probe standards : transport shields or a large drum of water ?, *Soil Sci.*, 151 (2) : 113-120.
- HOLMES J. W., 1955, Water sorption and swelling of clay blocks, *J. Soil Sci.*, 6 (2) : 200-208.
- HOLMES J. W., 1966, Influence of bulk density of the soil on neutron moisture meter calibration, *Soil Sci.*, 102 (6) : 355-360.
- HOSKING A. D., 1968, Subsurface testing with particular reference to embedded instruments, *Aust. Road. Res. Board Proc.*, 4 (2) : 1698-1722.
- HUMBEL F. X., 1976, L'espace poral des sols ferrallitiques du Cameroun. Caractéristiques et comportements en relation avec les régimes hydriques et les bioclimats, Ed. ORSTOM, coll. 'Travaux et Documents n° 54', 306 pp.
- JAMISON V. C., THOMPSON G. A., 1967, Layer Thickness Changes in a Clay-rich Soil in Relation to Soil Water Changes, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 31 (4) : 441-444.
- JARVIS N. J., LEEDS-HARRISON P. B., 1987, Some problems associated with the use of the neutron probe in swelling/shrinking clay soils, *J. Soil Sci.*, 38 : 149-156.
- JAYAWARDANE N. S., 1984, Determination of the Swelling Characteristics of a Soil Using Neutron and Gamma Density Meters, *Aust. J. Soil Res.*, 22 : 389-399.
- JAYAWARDANE N. S., BLACKWELL J., 1985, The Effects of Gypsum-enriched Slots on Moisture Movement and Aeration in an Irrigated Swelling Clay, *Aust. J. Soil Res.*, 23 : 481-492.
- JAYAWARDANE N. S., MEYER W. S., 1985, Measuring Air-filled Porosity Changes in an Irrigated Swelling Clay Soil, *Aust. J. Soil Res.*, 23 : 15-22.
- JAYAWARDANE N. S. et al., 1984, Moisture Measurement in a Swelling Clay Soil Using Neutron Moisture Meters, *Aust. J. Soil Res.*, 22 : 109-117.
- JOHNSTON J. R., HILL H. O., 1944, A Study of the Shrinking and Swelling Properties of Rendzina Soils, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 9 : 24-29.
- JOURNEL A. G., 1977, Géostatistique minière, Ed. Centre de Géostatistique de Fontainebleau, 737 pp.
- JUAREZ-BADILLO E., 1985, General time volume change equation for soils, pp. 519-530, in '11ème cong. int. de mécanique des sols et travaux de fondations, San Francisco, U.S.A., août 1985. volume 2', Ed. Balkema.

- JUSTO J. L., 1986, Engineering geological aspects of foundations in swelling soils, pp. 2209-2228, in 'Proc. 5th international IAEG congress, Buenos Aires, 1986', International Association of Engineering Geology eds, Ed. Balkema.
- JUSTO J. L. et al., 1985, Prediction and performance for seasonal swelling-shrinkage of buildings on expansive clay, pp. 2199-2204, in '11ème cong. int. de mécanique des sols et travaux de fondations, San Francisco, U.S.A., août 1985. volume 2', Ed. Balkema.
- KALOGA B., 1990, Relations entre transformations morphologiques et physico-chimiques de l'héritage ferrallitique au Sénégal méridional, pp. 81-102, in 'Journées laboratoires du centre ORSTOM de Bondy, 18 - 20 sept. 1990', Ed. ORSTOM.
- KEEN B. A., 1931, The Physical Properties of the Soil, Ed. Longmans, Green & Co..
- KIM D. J. et al., 1992, On the characterization of properties of an unripe marine clay soil. I. Shrinkage processes of an unripe marine clay soil in relation to physical ripening, Soil Sci., 153 (6) : 471-481.
- KIRKHAM D., KUNZE R. J., 1962, Isotopes Methods and Uses in Soil Physics Research, Adv. Agron., 14 : 321-358.
- KUZNETSOVA I. V., DANILOVA V. I., 1988, Loosening of soils by swelling and shrinkage, Soviet Soil Sci., 20 (6) : 108-120.
- LACHENBRUCH A. H., 1961, Depth and Spacing of Tension Cracks, J. Geophys. Res., 66 (12) : 4273-4292.
- LAMOTTE M., 1993, Les sols sableux à forte cohésion des zones tropicales arides. Etude du hardé Lagadgé au Nord-Cameroun. Thèse de doctorat, Université Pierre & Marie Curie Paris VI, 315 pp.
- LAURITZEN C. W., 1948, Apparent Specific Volume and Shrinkage Characteristics of Soil Materials, Soil Sci., 65 : 155-179.
- LAURITZEN C. W., STEWART A. J., 1941, Soil-volume Changes and Accompanying Moisture and Pore-space Relationships, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 6 : 113-116.
- LE BORGNE J., 1988, La pluviométrie au Sénégal et en Gambie, Ed. Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Sénégal, 95 pp.
- LLOYD G. E., 1987, Atomic number and crystallographic contrast images with the SEM : a review of backscattered electron techniques, Mineralog. Mag., 51 : 3-19.
- LUC J. P., 1978, Caractérisation hydrique des sols. Utilisation des mesures d'humidité et de charge in situ. Comparaison avec les méthodes de laboratoire. Thèse, Université des Sciences et Tech. du Languedoc.
- MAIGNIEN R., 1961, le passage des sols ferrugineux aux sols ferrallitiques dans les régions sud-ouest du Sénégal, Sols Africains, 6 (2-3) : 113-228.
- MARSHALL C. E., 1964, The physical chemistry and mineralogy of soils, Ed. John Wiley.

- MBAGWU J. S. C., 1992, Evaluation of Shrink-swell Potential of Soils by Two Procedures, *Pédologie*, 62 (1) : 69-82.
- MCGARRY D., 1988, Quantification of the Effects of Zero and Mechanical Tillage on a Vertisol by Using Shrinkage Curve Indices, *Aust. J. Soil Res.*, 26 : 537-542.
- MCGARRY D., DANIELLS I. G., 1987, Shrinkage Curve Indices to Quantify Cultivation Effects on Soil Structure of a Vertisol, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51 : 1575-1580.
- MCGARRY D., MALAFANT K. W. J., 1987a, The Analysis of Volume Change in Unconfined Units of Soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51 : 290-297.
- MCGARRY D., MALAFANT K. W. J., 1987b, A Cumulative Mass Coordinate to Determine Water Profile Changes in Variable Volume Soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51 : 850-854.
- MCGARRY D., SMITH K. J., 1988, Indices of Residual Shrinkage to Quantify the Comparative Effects of Zero and Mechanical Tillage on a Vertisol, *Aust. J. Soil Res.*, 26 : 543-548.
- MCINTYRE D. S. et al., 1982, Swelling of a Clay Soil Profile under Ponding, *Aust. J. Soil Res.*, 20 : 71-79.
- MERING J., 1946, On the hydration of montmorillonite, *Trans. Faraday Soc.*, 42 (B) : 205-219.
- MICHEL J. C., 1993, Etude des mécanismes de structuration des sols argileux. Mémoire de D.E.A., INRA, Versailles, 70 pp.
- MICHEL P., 1973, Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique, Ed. ORSTOM, coll. 'Mémoires n° 63'.
- MITCHELL A. R., 1991, Soil surface shrinkage to estimate profile soil water, *Irrig. Sci.*, 12 : 1-6.
- MITCHELL A. R., 1992, Shrinkage Terminology : Escape from "Normalcy", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56 : 993-994.
- MITCHELL A. R., VAN GENUCHTEN M. T., 1992, Shrinkage of bare and cultivated soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56 : 1036-1042.
- MONNIER G. et al., 1973, Une méthode de mesure de la densité de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol, *Ann. agron.*, 24 (5) : 533-545.
- MUÑOZ-PARDO J. F., 1987, Approche géostatistique de la variabilité spatiale des milieux géophysiques. Application à l'échantillonnage de phénomènes bidimensionnels par simulation d'une fonction aléatoire, Thèse de doctorat, Université scientifique, technologique et médicale de Grenoble; Institut national polytechnique de Grenoble, 254 pp.
- NAKAYAMA F. S., REGINATO R. J., 1982, Simplifying neutron moisture meter calibration, *Soil Sci.*, 133 (1) : 48-52.
- NEWMAN A. C. D., THOMASSON A. J., 1979, Rothamsted studies of soil structure III. pore size distributions and shrinkage processes, *J. Soil Sci.*, 30 : 415-439.

- NORRISH K., 1954, The swelling of montmorillonite, *Disc. Faraday Soc.*, 18 : 120-134.
- OSIPOV V. I. et al., 1987, Cyclic Swelling of Clays, *Appl. Clay Sci.*, 2 : 363-374.
- PARKER J. C. et al., 1977, An Evaluation of Several Methods of Estimating Soil Volume Change, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41 : 1059-1064.
- PAYCHENG C., 1980, Méthodes d'analyse utilisées au laboratoire commun de Dakar. *Multigr.*, Ed. ORSTOM, Dakar, 104 pp.
- PEDRO G., TESSIER D., 1985, Importance de la prise en compte des paramètres texturaux dans la caractérisation des argiles, pp. 417-428, in 'Fifth Meeting of the European Clay Groups, Prague, 1983'.
- PERRIER E., 1994, Structure géométrique et fonctionnement hydrique des sols. Simulations exploratoires. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, 252 pp.
- PERROUX K. M. et al., 1974, Volume change and air-water relations of chai nat soil, *Thai J. Agr. Sci.*, 7 : 23-35.
- PHILIP J. R., 1969, Moisture Equilibrium in the Vertical in Swelling Soils. I. Basic Theory, *Aust. J. Soil Res.*, 7 : 99-120.
- PHOGAT V. K. et al., 1991, Simultaneous Measurement of the Spatial Distribution of Soil Water Content and Bulk Density, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 908-915.
- PODWOJEWSKI P., 1992, Les vertisols à gypse de Nouvelle-Calédonie dans leur environnement pédologique. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg 1.
- PONS C. H., 1980, Mise en évidence des relations entre la texture et la structure dans les systèmes eau-smectites par diffusion aux petits angles du rayonnement X synchrotron. Thèse de doctorat, Université d'Orléans.
- POSS R., 1984, La précision du comptage neutronique avec l'humidimètre Solo 25. Définition des protocoles de mesure, *Bull. GFHN*, 16 : 109-122.
- PRAT C., 1991, Etude du "Talpetate", horizon volcanique induré de la région centre-pacifique du Nicaragua. Genèse, caractérisation morphologique, physico-chimique et hydrodynamique. Son rôle dans l'érosion des sols, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, 319 pp.
- PROST R., 1975a, Etude de l'hydratation des argiles : interaction eau-minéral et mécanisme de la rétention d'eau. I. Etude d'une zéolite (natrolite) et de deux minéraux fibreux (attapulgite et sépiolite), *Agronomie*, 26 (4) : 401-461.
- PROST R., 1975b, Etude de l'hydratation des argiles : interaction eau-minéral et mécanisme de la rétention d'eau. II. Etude d'une smectite (hectorite), *Agronomie*, 26 (5) : 463-535.
- PROST R., 1984, Propriétés de surface et réactivité des constituants argileux des sols, pp. 211-221, in 'Livre jubilaire du cinquantenaire de l'AFES (1934-1984)', Ed. AFES, 347 pp.

PYATT D. G., JOHN A. L., 1989, Modelling Volume Changes in Peat under Conifer Plantations, *J. Soil Sci.*, 40 : 695-706.

QUIRK J. P., AYLMOORE L. A. G., 1960, Swelling and shrinkage of clay-water system, pp. 378-387, in 'Seventh International Congress of Soil Science, Madison, Wisconsin, U.S.A.'.

QUIRK J. P., AYLMOORE L. A. G., 1971, Domains and quasi-crystalline regions in clay systems, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35 : 652-654.

RAATS P. A. C., KLUTE A., 1969, One-dimensional, simultaneous motion of the aqueous phase and the solid phase of saturated and partially saturated porous media, *Soil Sci.*, 1107 : 329-333.

RAWITZ E. et al., 1982, Calibration and Field Testing of a Two-probe Gamma Gauge, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46 : 461-465.

REEVE M. J., HALL D. G. M., 1978, Shrinkage in Clayey Subsoils of Contrasting Structure, *J. Soil Sci.*, 29 : 315-323.

Référentiel pédologique français, 1990, Référentiel pédologique français. Troisième proposition. Multicop., Ed. AFES.

REGINATO R. J., 1974a, Gamma Radiation Measurements of Bulk Density Changes in a Soil Pedon Following Irrigation, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38 : 24-29.

REGINATO R. J., 1974b, Water Content and Bulk Density Changes in a Soil Pedon Measured with Dual Energy Gamma-ray Transmission, *Can. J. Soil Sci.*, 54 : 325-328.

REGINATO R. J., JACKSON R. D., 1971, Field Measurement of Soil-Water Content by Gamma-Ray Transmission Compensated for Temperature Fluctuations, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35 : 529-533.

REGINATO R. J., NAKAYAMA F. S., 1988, Neutron probe calibration based on plastic transfer standards, *Soil Sci.*, 145 (5) : 381-384.

ROBERT M., TESSIER D., 1986, Minéralogie, microorganisation et propriétés physiques des minéraux argileux., pp. 241-268, in 'Sol et eau. Actes du séminaire de La Havane, 8-20 avril 1985', Ed. ORSTOM.

ROBERT M. et al., 1983, Influence des polycations du fer et de l'aluminium sur les propriétés des argiles, *Science du sol* (3-4) : 235-251.

ROSS P. J., 1985, Using Bulk Density to Calculate Soil Water Changes in Soils with Shrinkage Cracks, *Aust. J. Soil Res.*, 23 : 109-113.

RUELLE P. et al., 1986, Méthodologie d'analyse de la variabilité spatiale d'une parcelle agronomique. Application à l'échantillonnage, *Agronomie*, 6 (6) : 529-539.

SAFAR T. et al., 1992, Evolution structurale de la tranchée de drainage en sol argileux : importance de la nature minéralogique de l'argile, *Science du Sol*, 30 (3) : 185-192.

SAPORTA G., 1990, Probabilités, analyse des données et statistique, Ed. Technip, 493 pp.

SAS/STAT, 1989, SAS/STAT User's Guide. Version 6, Fourth Ed, Vol. 1 & 2, Ed. SAS Institute Inc, 943 & 836 pp.

SEGUIS L., DUBEE G., 1992, Cuvette de Nianga. Rapport hydrologique. Hivernage 1991 (première partie). Multigr., Ed. ORSTOM, Dakar, 48 pp.

SELIG E. T., REINIG I. G., 1982, Vertical Soil Extensometer, Geotech. Test. J., 5 (3/4) : 76-84.

SELMER-OLSEN R., PALMSTROM A., 1990, Tunnel collapses in swelling clay zones. Part 2, Tunnels & Tun., 22 : 55-58.

SINCLAIR D. F., WILLIAMS J., 1979, Components of Variance Involved in Estimating Soil Water Content and Water Content Change Using a Neutron Moisture Meter, Aust. J. Soil Res., 17 : 237-247.

SMILES D. E., ROSENTHAL M. J., 1968, The Movement of Water in Swelling Materials, Aust. J. Soil Res., 6 : 237-248.

SOIL SURVEY STAFF, 1975, Soil Taxonomy. A basic system soil classification for making and interpreting soil surveys, USDA Soil Conservation Service edrs, Ed. US Government Printing Office, coll. 'Agriculture Handbook n° 436'.

SORANI V. et al., 1987, Comportement des horizons d'un sol argileux en fonction de l'état hydrique : étude d'échantillons à structure conservée., Science du Sol, 25 (3) : 133-144.

SPOSITO G., 1972, Thermodynamics of Swelling Clay-water Systems, Soil Sci., 114 (4) : 243-249.

SPOSITO G., 1975, On the Differential Equation for the Equilibrium Moisture Profile in Swelling Soil, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 39 : 1053-1056.

SPOSITO G., 1984, The surface chemistry of soils, Ed. Clarendon Press.

SPOSITO G., GIRALDEZ J. V., 1976, Thermodynamic Stability and The Law of Corresponding States in Swelling Soils, Soil Sci. Soc. Am. J., 40 : 352-358.

SPOSITO S. et al., 1976, The Theoretical Interpretation of Field Observations of Soil Swelling Through a Material Coordinate Transformation, Soil Sci. Soc. Am. J., 40 : 208-211.

STAMATOPOULOS A. C. et al., 1989, Recent experiences with swelling soils, pp. 655-658, in '12ème cong. int. de mécanique des sols et travaux de fondation, Rio de Janeiro, 1989'.

STENGEL P., 1979, Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol in situ, Ann. agron., 30 (1) : 27-51.

STENGEL P., 1981, Relations entre le retrait et le potentiel de l'eau dans des mélanges smectite-limon, C. R. Acad. Sci., 293 (Sér. 2) : 465-468.

STENGEL P., 1988, Etude expérimentale de la fissuration au cours du dessèchement et de l'humectation, pp. 161-183, in 'Les phénomènes de transfert dans les milieux poreux déformables. Séminaire du département de science du sol, L'Isle-sur-Sorgues, octobre 1987', Ed. INRA.

STEPHENS M. A., 1974, EDF Statistics for Goodness of Fit and Some Comparisons, *J. Am. Stat. Assoc.*, 69 (347) : 730-737.

STEWART G. L., TAYLOR S. A., 1957, Field experience with the neutron-scattering method of measuring soil moisture, *Soil Sci.*, 83 (2) : 151-158.

STIRK G. B., 1954, Some Aspects of Soil Shrinkage and the Effect of Cracking upon Water Entry into the Soil, *Aust. J. Soil Res.*, 5 : 279-290.

TALSMA T., 1974, Moisture Profiles in Swelling Soils, *Aust. J. Soil Res.*, 12 : 71-75.

TARIQ A., DURNFORD D. S., 1993, Analytical volume change model for swelling clay soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57 : 1183-1187.

TAYLOR R. K., SMITH T. J., 1986, The engineering geology of clay minerals : swelling, shrinking and mudrock breakdown, *Clay Min.*, 21 : 235-260.

TEMPANY H. A., 1917, The shrinkage of soils, *J. Agric. Sci.*, 8 : 312-330.

TESSIER D., 1980, Sur la signification de la limite de retrait dans les argiles, *C. R. Acad. Sci.*, 291 (Série D) : 377-380.

TESSIER D., 1984, Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse de doctorat, Université de Paris VII, Ed. INRA, 361 pp.

TESSIER D., 1992, Réorganisation du sol sous l'effet de contraintes. Importance de la texture des argiles et des paramètres géochimiques, in 'Organisation et fonctionnement des altérites et des sols. séminaire ORSTOM, Bondy, 5-9 février 1990', J. M. WACKERMAN edrs, Ed. ORSTOM, coll. 'Colloques et séminaires'.

TESSIER D., BERRIER J., 1979, Utilisation de la microscopie électronique à balayage dans l'étude des sols. Observation de sols humides soumis à différents pF, *Science du Sol* (1) : 67-82.

TESSIER D., PEDRO G., 1980, Sur les propriétés de gonflement des argiles dans les sols, *C. R. Acad. Sci.*, 291 (Série D) : 461-464.

The New Civil Engineer, 1988, Swelling endangers clay fill embankements, *New Civ. Eng.* (774) : 35-35.

THUREAU J. M., 1985, Contribution à l'étude géotechnique des sols gonflants. Problèmes rencontrés au Sénégal. Thèse de docteur-ingénieur, Université de Nantes, 315 pp.

TISOT J. P. et al., 1986, Etude de sols argileux gonflants des zones tropicales, pp. 747-754, in '12ème cong. int. de mécanique des sols et travaux de fondation, Rio de Janeiro, 1989'.

TOWNER G. D., 1976, The Application of the Overburden Potential Theory to Swelling Soils, *Water Res. Res.*, 126 : 1313-1314.

- TOWNER G. D., 1986, Anisotropic shrinkage of clay cores, and the interpretation of field observations of vertical soil movement, *J. Soil Sci.*, 37 : 363-371.
- VACHAUD G. et al., 1977, Comparison of methods of calibration of a neutron probe by gravimetry or neutron-capture model, *J. Hydrol.*, 34 : 343-356.
- VAN BAVEL C. H. M. et al., 1961, Calibration and Characteristics of Two Neutron Moisture Probe, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 25 (5) : 329-334.
- VAUCLIN M., 1983, Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol, pp. 9-43, in 'Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols. Colloque SHF-INRA, Groupe de travail "Dispersion en milieu poreux", Avignon, 24-25 juin 1982', Ed. INRA, coll. 'Les colloques de l'INRA, n°15'.
- VAUCLIN M., 1987, Hydrodynamique dans les sols partiellement saturés déformables, pp. 63-113, in 'Les phénomènes de transfert dans les milieux poreux déformables. Séminaire du département de science du sol, L'Isle-sur-Sorgues, octobre 1987', Ed. INRA.
- VICENTE M. A., ROBERT M., 1981, Rôle des acides fulviques et humiques dans la microagrégation des particules argileuses, *C. R. Acad. Sci.*, 292 (Sér. 2) : 1161-1166.
- VIRGO K. J., 1981, Observations of Cracking in Somali Vertisols (note), *Soil Sci.*, 131 (1) : 60-61.
- VIRMANI S. M. et al., 1982, Physical and chemical properties of vertisols and their management, pp. 80-93, in 'Vertisols and rice soils of the tropics. symposia papers 2. Twelfth International Congress of Soil Science, New Dehli, India, 8 - 16 feb. 1982'.
- VOLTZ M., CABIDOUCHE Y. M., 1987, Sur le retrait macroscopique d'un sol argileux gonflant. Modèle de relation entre le retrait vertical et les variations de teneur en eau. Vérification expérimentale du modèle, *C. R. Acad. Sci.*, 305 (série 2) : 511-516.
- WEBSTER R., BURGESS T. M., 1980, Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. III. Changing drift and universal kriging, *J. Soil Sci.*, 31 : 505-524.
- WEISS A., 1989, About sealing of waste disposals by clays with special consideration of organic compounds in percolating water, *Appl. Clay Sci.*, 4 : 193-209.
- WHITE E. M., 1962, Volume changes in some clay soils, *Soil Sci.*, 94 (3) : 168-172.
- WILDING L. P., TESSIER D., 1988, Genesis of vertisols : shrink-swell phenomena, pp. 55-81, in 'Vertisols : their distribution, properties, classification and management', Wilding L. P., Puentes R. eds, Ed. Texas A&M University, coll. 'Technical Monograph'.
- WILSON D. J., RITCHIE A. I. M., 1986, Neutron Moisture Meters : The Dependence of their Response on Soil Parameters, *Aust. J. Soil Res.*, 24 : 11-23.
- WOODRUFF C. M., 1936, Linear changes in the shelby loam profile as a function of soil moisture, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1 : 65-70.
- YAALON D. H., KALMAR D., 1972, Vertical Movement in an Undisturbed Soil : Continuous Measurement of Swelling and Shrinkage with a Sensitive Apparatus, *Geoderma*, 8 : 231-240.

YONG R. N., WARKENTIN B. P., 1975, Soil properties and behaviour, Ed. Elsevier Scientific Publishing Company, coll. 'Developments in geotechnical engineering'.

YULE D. F., RITCHIE J. T., 1980a, Soil Shrinkage Relationships of Texas Vertisols: I. Small Cores, Soil Sci. Soc. Am. J., 44 : 1285-1291.

YULE D. F., RITCHIE J. T., 1980b, Soil Shrinkage Relationships of Texas Vertisols: II. Large Cores, Soil Sci. Soc. Am. J., 44 : 1291-1295.

ZEIN EL ABEDINE A., ROBINSON G. H., 1971, A study on cracking in some vertisols of the Sudan, Geoderma, 5 : 229-241.

ØLGAARD P. L., HAAHR V., 1968, On the sensitivity of subsurface neutron moisture gauges to variations in bulk density, Soil Sci., 105 (1) : 62-64.

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 2 : APPROCHE EXPERIMENTALE DU RETRAIT - GONFLEMENT SUR ECHANTILLON DE SOL		27
figure 2-1 :	Les "premières courbes de retrait", de Tempany (1917), établies sur des sols des Antilles britanniques.	28
figure 2-2 :	Courbes de retrait sur pâtes remaniées, de Haines (1923)	28
figure 2-3 :	Les 4 phases d'une courbe de retrait "en S" d'un échantillon de sol non remanié	34
figure 2-4 :	Le premier modèle de courbe de retrait (Haines, 1923)	34
figure 2-5 :	(a) et (b) : courbes de retrait de mottes de sol ; (c) : "volume change ratios" correspondants (Lauritzen & Stewart, 1941)	36
figure 2-6 :	Courbes de retrait d'une colonne de sol reconstituée (argile limoneuse "noire"), (d'après Cameron & Gallagher, 1908, cités par Haines, 1923)	38
 CHAPITRE 3 : MODELISATION DE LA COURBE DE RETRAIT		 41
figure 3-1 :	Modèle de courbe de retrait à 3 phases (3 segments de droite dont 2 horizontaux), d'après Yule & Ritchie (1980a).	42
figure 3-2 :	La "limite de retrait", telle qu'elle est calculée en génie civil.	42
figure 3-3 :	Modèle de Giraldez <i>et al.</i> (1983), appliqué aux données de Fox (1964).	42
figure 3-4 :	Modèle à 3 segments de droite, de McGarry & Malafant (1987a).	44
figure 3-5 :	Modèle de Braudeau (Braudeau & Bruand, 1993).	44
figure 3-6 :	Courbe de retrait du volume microporal d'un échantillon de sol non remanié (Braudeau & Bruand, 1993)	50
figure 3-7 :	Modèle de Kim <i>et al.</i> (1992), appliqué à un échantillon de sol alluvial peu évolué (poldérisation récente).	52
figure 3-8 :	Modèle de Tariq & Durnford (1993).	52
figure 3-9 :	La phase de retrait principale ("basic") ou "normale", dans le modèle de McGarry & Malafant (1987a) (dans Mitchell, 1992).	60
figure 3-10 :	La phase de retrait "normale" (principale), pour Chan (1982).	62
figure 3-11 :	Courbe de retrait d'un sol sableux (Boivin, 1990).	68
figure 3-12 :	Courbe de retrait d'un sol (arénosol salsodique) développé sur Talpetate (Prat, 1991).	68
figure 3-13 :	Courbe de retrait d'un sol limoneux (brun lessivé).	68
 CHAPITRE 4 : REPRESENTATIVITE DE LA COURBE DE RETRAIT MESUREE SUR ECHANTILLON		 71
figure 4-1 :	relation entre les mailles des réseaux de pores et le volume de l'échantillon nécessaire à la mesure de la porosité totale, d'après Stengel, 1979.	72
figure 4-2 :	courbes de retrait d'échantillons de tailles : a. micrométrique (pâte remaniée) ; b. millimétrique (~ 30 mm ³) ; c. centimétrique (~ 3 cm ³) ; d. décimétrique (~ 0,3 dm ³) d'un même horizon de sol (B de "terre d'Aubue") (Bruand & Prost, 1987).	72
figure 4-3 :	Effet de la taille de l'échantillon sur la courbe de retrait de 2 sols argileux (d'après De Jong <i>et al.</i> , 1983).	74

figure 4-4 :	Variation de la masse volumique en fonction du volume d'échantillons isolés par tamisage d'un sol limono-argileux (Fiès et Stengel, 1981a).	74
figure 4-5 :	Exemples de comportement d'argiles sédimentaires au cours de cycles dessiccation-humectation (Yong & Warkentin, 1975).	76
figure 4-6 :	Evolution de la masse volumique d'un chernozem argilo-sableux, au cours de cycles humectation-dessiccation, pour différents états de compaction initiaux (Kuznetsova & Danilova, 1988).	76

CHAPITRE 5 : APPROCHE EXPERIMENTALE SUR SOL EN PLACE 81

figure 5-1 :	Les 2 modèles de variation volumique du sol proposés par Aitchison & Holmes (1953) et Fox (1964).	82
figure 5-2 :	Vérification expérimentale des 2 modèles de variation volumique du sol proposés par Fox (1964) (Bernt & Coughlan, 1976).	82
figure 5-3 :	Explication de l'erreur d'interprétation commise par Fox (1964), qui le conduit à "vérifier" expérimentalement un retrait in situ monodimensionnel.	84
Figure 5-4 :	Le premier système de mesure des variations d'épaisseur de couches de sol (Woodruff, 1936).	88
Figure 5-5 :	Exemples de systèmes de mesure de l'épaisseur de couches de sol. (a) d'après Woodruff (1936) ; (b) d'après Aitchison & Holmes (1953) ; (c) d'après Hamilton (1963) ; (d) d'après Bozozuk & Burn (1960) ; (e) d'après Hosking (1968).	90
Figure 5-6 :	Exemples de systèmes de mesure de l'épaisseur de couches de sol (suite). (f) d'après Cabidoche & Ozier-Lafontaine (1992) ; (g) & (i) d'après Hallaire (1987) ; (h) d'après Selig & Reinig (1982).	92
Figure 5-7 :	Système de mesures des variations d'épaisseur de couches de sol, à deux disques rotatifs (Bronswijk, 1991).	94

**CHAPITRE 6 : ISOTROPIE DU RETRAIT-GONFLEMENT
ET INTERPRETATION DES VARIATIONS D'ÉPAISSEUR DE
COUCHES DE SOL 97**

figure 6-1 :	Evolution du facteur géométrique r_s , au cours du retrait d'un échantillon de sol de polder (Kim et al., 1992)	102
figure 6-2 :	Modèle de retrait anisotrope d'un cube de sol, d'après Towner (1986).	104
figure 6-3 :	Mise en évidence d'un retrait structural, puis principal, in situ, par Bozozuk & Burn (1960).....	106
figure 6-4 :	Modèle de variation volumique du sol, à fissures verticales (L_f) et horizontales (H_f).	110
figure 6-5 :	Comparaison du retrait mesuré au champ ("1D Field Data") à celui mesuré au laboratoire sur cylindres de sol ("3D Laboratory Data"), par Perroux et al. (1974)..	114
figure 6-6 :	Modèle à 3 compartiments de porosité d'Hallaire (1988b).	118

CHAPITRE 8 : PRESENTATION DES SITES D'ETUDE 129

Figure 8-1 :	Localisation des sites d'étude.	128
Figure 8-2 :	Schéma de la toposéquence de Yabone	130
Figure 8-3 :	Pluviosités mensuelles maximale, minimale, médiane et quartiles à Ziguinchor sur la période 1951-1980	130
Figure 8-4 :	Evolution de la pluviosité annuelle à Ziguinchor sur la période 1930-1990	130
Figure 8-5 :	granulométrie de la terre fine du sol de Yabone.	132
Figure 8-6 :	garniture cationique du complexe échangeable et pH des horizons du sol de Yabone	132
Figure 8-7 :	Carte de la situation géomorphologique du site de Guia, au sein de la cuvette de Nianga.	140

Figure 8-8 :	granulométrie de la terre fine du sol de Guia (profil A).....	142
CHAPITRE 9 : LES METHODES DE MESURE EMPLOYEES		157
figure 9-1 :	Principe de la mesure des variations d'épaisseur d'une couche de sol par le "rétractomètre de terrain".....	158
figure 9-2 :	Méthode de suivi de la teneur en eau généralement utilisée lors de l'établissement de la courbe de retrait de couches de sols argileux gonflants.....	160
figure 9-3 :	Méthode de suivi de la teneur en eau par prélèvements de sol et interpolation par krigeage.	160
figure 9-4 :	les 3 types d'étalonnage in situ de la sonde à neutrons, réalisables à partir de mesures de teneur en eau massique.	164
figure 9-5 :	Comparaison entre l'étalonnage de la sonde à neutrons "sur prélèvements" et l'étalonnage "sur valeurs krigées".	166
CHAPITRE 10 : LE PROTOCOLE EXPERIMENTAL.....		171
figure 10-1 :	Le dispositif expérimental : exemple du site de Guia.	172
figure 10-2 :	Apports d'eau sur le site de Guia : 3 cycles humectation - dessiccation, avant les pluies.	178
figure 10-3 :	Apports d'eau sur le site de Yabone : 1 seul cycle humectation - dessiccation, avant les pluies.	180
CHAPITRE 11 : PRECISION DES MESURES ET AUTRES RESULTATS INTERMEDIAIRES		189
Figure 11-1 :	Signal délivré par le capteur de déplacement de la couche 0-20 cm et enregistrement du la température par le thermocouple n°2. Site de Guia.....	190
Figure 11-2 :	Variations de cote des capteurs de déplacement. Site de Guia.	194
Figure 11-3 :	Variations d'épaisseur des différentes couches du sol de Guia.....	195
Figure 11-4 :	Variations d'épaisseur des couches du sol de Guia, mesurées à l'aide du système manuel.	196
Figure 11-5 :	Variations d'épaisseur des différentes couches du sol de Yabone.....	198
Figure 11-6 :	Résultats de l'analyse statistique de la teneur en eau massique de la couche 5-20 cm, pour le site de Guia.....	200
Figure 11-7 :	Résultats de l'analyse statistique de la teneur en eau massique de la couche 40-60 cm, pour le site de Guia.....	201
Figure 11-8 :	Résultats de l'analyse statistique de la teneur en eau massique de la couche 60-80 cm, pour le site de Guia.....	202
Figure 11-9 :	Résultats de l'analyse statistique de la teneur en eau massique de la couche 5-20 cm, pour le site de Yabone.....	204
Figure 11-10 :	Résultats de l'analyse statistique de la teneur en eau massique de la couche 40-60 cm, pour le site de Yabone.....	205
Figure 11-11 :	Résultats de l'analyse statistique de la teneur en eau massique de la couche 80-100 cm, pour le site de Yabone.....	206
Figure 11-12 :	Evolution de la moyenne des demi- $I_{C_{95}}$ des teneurs en eau estimées au centre O de la parcelle, en fonction du nombre de prélèvements utilisés pour le krigeage, et de la distance de ces points au centre O. Site de Guia.....	208
Figure 11-13 :	Les deux démarches d'estimation par krigeage : l'une (B), directement appliquée aux valeurs des points de prélevement sans tenir compte de la dérive, mais théoriquement incorrecte ; l'autre (A), théoriquement correcte, tenant compte de la dérive.	212

Figure 11-14 : Evolution du demi-intervalle de confiance à 95 % de l'estimation de la teneur en eau massique par la sonde à neutrons, à la profondeur 20 cm, pour différents types d'étalonnage. Site de Guia.	222
Figure 11-15 : Evolution du demi-intervalle de confiance à 95 % de l'estimation de la teneur en eau massique par la sonde à neutrons, à la profondeur 50 cm, pour différents types d'étalonnage. Site de Yabone.	222
Figure 11-16 : Comparaison des différentes méthodes de suivi de la teneur en eau. Site de Guia, couche 40-60 cm.	224
Figure 11-17 : Comparaison des différentes méthodes de suivi de la teneur en eau. Site de Yabone, couche 100-120 cm.	226
Figure 11-18 : Evolution des valeurs de volume massique mesurées par la sonde gammamétrique en fonction de la teneur en eau. Site de Guia, couche 20-40 cm : (a), (b), (c) ; site de Yabone, couche 40-60 cm : (d), (e), (f). Comparaison avec les variations d'épaisseurs des mêmes couches de sol : (b) & (e). Comparaison avec la courbe de retrait établie à partir des variations d'épaisseur des couches (retrait monodimensionnel) : (c) & (f).....	230
Figure 11-19 : Représentation schématique des variations possibles du volume de sol représentatif de la mesure gammamétrique.....	232
Figure 11-20 : Profils moyens de masse volumique sèche, mesurés à l'aide de la sonde gammamétrique. (a) : sol alluvial de Guia ; (b) : sol ferrallitique de Yabone.....	234

CHAPITRE 12 : COURBES DE RETRAIT DES COUCHES DE SOL ETABLIES *IN*

***SITU*..... 243**

Figure 12-1 : Variations d'épaisseur de la couche 0-20 cm en fonction de sa teneur en eau. Site de Guia.....	244
Figure 12-2 : Variations d'épaisseur de la couche 20-40 cm, en fonction de la teneur en eau. Site de Guia.	244
Figure 12-3 : Variations d'épaisseur de la couche 40-60 cm en fonction de la teneur en eau. Site de Guia.	245
Figure 12-4 : Variations d'épaisseur de couches de sol en fonction de leur teneur en eau. Site de Guia. (a) : couche 60-80 cm. (b) : couche 80-100 cm. (c) : couche 100-120 cm. (d) : couche 120-140 cm.	246
Figure 12-5 : Variations d'épaisseur de la couche 0-20 cm en fonction de sa teneur en eau. Site de Yabone.....	248
Figure 12-6 : Variations d'épaisseur de couches de sol, en fonction de leur teneur en eau. Site de Yabone. (a) : couche 20-40 cm ; (b) : couche 40-60 cm ; (c) : couche 60-80 cm ; (d) : couche 80-100 cm ; (e) : couche 100-120 cm ; (f) : couche 120-140 cm.	250
Figure 12-7 : Comparaison des courbes de retrait obtenues <i>in situ</i> pour différentes couches du sol de Guia.	252
Figure 12-8 : Comparaison des courbes de retrait obtenues <i>in situ</i> pour différentes couches du sol de Yabone.	252
Figure 12-9 : Courbe de retrait linéaire d'une couche de sol établie par Hallaire (1987) sur sol argileux.	254

CHAPITRE 13 : COURBES DE RETRAIT DE CYLINDRES DE SOL ETABLIES AU LABORATOIRE..... 257

Figure 13-1 : Dispositif de mesure de la courbe de retrait de cylindres de sol proposé par Braudeau (1987).....	258
Figure 13-2 : Comparaison des courbes de retrait obtenues sur cylindres prélevés dans la couche 80-100 cm du sol de Yabone.	258

Figure 13-3 :	courbes de retrait de cylindres prélevés dans les couches : (a) 0-20 cm ; (b) 20-40 cm ; (c) 40-60 cm ; (d) 60-80 cm ; (e) 80-100 cm ; (f) 100-120 cm ; (g) 120-140 cm, du sol de Guia.	259
Figure 13-4 :	courbes de retrait de cylindres prélevés dans les couches : (a) 0-20 cm ; (b) 20-40 cm ; (c) 40-60 cm ; (d) 60-80 cm ; (e) 80-100 cm ; (f) 100-120 cm ; (g) 120-140 cm, du sol de Yabone.	260
Figure 13-5 :	allure atypique des courbes de retrait des cylindres prélevés dans la couche de surface du sol de Yabone.	262
Figure 13-6 :	comparaison entre la courbe de retrait mesurée et l'ajustement obtenu par le modèle de Braudeau (1988a). Profondeur 55 cm, répétition n° 1, site de Guia.	262
Figure 13-7 :	comparaison entre la courbe de retrait mesurée et l'ajustement obtenu par le modèle de Braudeau (1988a). Profondeur 15 cm, répétition n° 3, site de Yabone.	264
Figure 13-8 :	Evolution avec la profondeur du retrait global (RG) et de la capacité de retrait-gonflement de l'argile (CRGA) du sol de Guia (a) et du sol de Yabone (b).	266
Figure 13-9 :	Analyse en composantes principales de la profondeur du sol de Guia, sur la base des paramètres du retrait. Répartition des observations, repérées par leur profondeur (en cm), et des paramètres du retrait, dans le premier plan factoriel	276
Figure 13-10 :	Analyse en composantes principales de la profondeur du sol de Yabone, sur la base des paramètres du retrait. Répartition des observations et des paramètres du retrait, dans le premier plan factoriel	276
Figure 13-11 :	Deux hypothèses sur la déformation du cylindre de sol (vu en coupe) au cours du retrait, dans le cas d'un comportement anisotrope. Cas (a) : retrait préférentiel horizontal constant ; cas (b) : retrait préférentiel vertical, puis horizontal (cas des sols peu cohérents)	282

CHAPITRE 14 : COMPARAISON DES COURBES DE RETRAIT MESUREES *IN SITU* SUR COUCHES DE SOL EN PLACE ET AU LABORATOIRE SUR PETITS CYLINDRES DE SOL..... 289

Figure 14-1 :	Comparaison des volumes massiques moyens des couches de sol et des cylindres prélevés pour la mesure de la courbe de retrait. (a) : sol alluvial de Guia ; (b) : sol ferrallitique de Yabone.	290
Figure 14-2 :	Comparaison du retrait linéaire relatif des couches de sol et des cylindres. (a) : sol alluvial de Guia ; (b) sol ferrallitique de Yabone.	292
Figure 14-3 :	Comparaison des courbes de retrait linéaire relatif mesurées sur couche de sol et sur cylindres. Couche 0-20 cm. Site de GUIA.	294
Figure 14-4 :	Comparaison des courbes de retrait linéaire relatif mesurées sur couche de sol et sur cylindres. Couche 20-40 cm. Site de GUIA.	296
Figure 14-5 :	Comparaison des courbes de retrait linéaire relatif mesurées sur couche de sol et sur cylindres. Couche 40-60 cm. Site de GUIA.	297
Figure 14-6 :	Comparaison des courbes de retrait linéaire relatif mesurées sur couches de sol et sur cylindres. Site de GUIA. (a) couche 100-120 cm. (b) couche 120-140 cm.	298
Figure 14-7 :	Comparaison des courbes de retrait linéaires relatives mesurées sur couches de sol et sur cylindres. Couche 0-20 cm. Site de YABONE.	299
Figure 14-8 :	Comparaison des courbes de retrait linéaires relatives mesurées sur couches de sol et sur cylindres. Couche 20-40 cm. Site de YABONE.	300
Figure 14-9 :	Comparaison des courbes de retrait linéaires relatives mesurées sur couches de sol et sur cylindres. Couche 40-60 cm. Site de YABONE. (a) état de référence : état initial, au début de l'expérimentation de terrain. (b) état de référence : état en fin de dessiccation, avant les premières pluies.	301
Figure 14-10 :	Comparaison des courbes de retrait linéaires relatives mesurées sur couches de sol et sur cylindres. Site de YABONE. (a) couche 80-100 cm. (b) couche 120-140 cm.	302

CHAPITRE 15 : CONCLUSION GENERALE	307
Figure 15-1 : 3 courbes de retrait linéaire, établies selon le protocole proposé par Braudeau & Boivin (1990), de sols aux caractéristiques physiques contrastées	314
Figure 15-2 : Modélisation de la courbe de retrait d'un sol argileux gonflant (vertisol) par une droite. Evaluation de l'erreur relative maximum commise par l'utilisation de ce modèle.	316

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 2 : APPROCHE EXPERIMENTALE DU RETRAIT - GONFLEMENT SUR ECHANTILLON DE SOL	27
tableau 2-1 : exemples de systèmes d'unités utilisés pour l'expression de la courbe de retrait	31
CHAPITRE 3 : MODELISATION DE LA COURBE DE RETRAIT	41
tableau 3-1 : valeur des ajustements g et g' du modèle de Braudeau (1988a), au cours du retrait	46
tableau 3-2 : équations de base simplifiées du modèle de Braudeau (1988a), pour les différentes phases du retrait	46
tableau 3-3 : équations de base simplifiées des différents volumes du modèle de Braudeau (1988d), pour les différentes phases du retrait	48
tableau 3-4 : $s = dv/dv_w$, comme critère du comportement volumique du sol lors de variations de teneur en eau.	66
CHAPITRE 6 : ISOTROPIE DU RETRAIT-GONFLEMENT ET INTERPRETATION DES VARIATIONS D'EPaisseur DE COUCHES DE SOL.....	97
tableau 6-1 : valeurs du critère $(\Delta V/S_0)/\Delta H$ d'isotropie du retrait, pour différentes approximations du calcul de $\Delta V/S_0$ et selon les valeurs relatives de retrait linéaire obtenues par divers auteurs	98
tableau 6-2 : $\varphi = dL/dH$, comme critère d'isotropie du retrait-gonflement, dans le cas du modèle de sol avec fissures verticales.	104
CHAPITRE 8 : PRESENTATION DES SITES D'ETUDE	129
Tableau 8-1 : pluviosité mensuelle à Podor, pour la période 1961-1985.	140
Tableau 8-2 : granulométrie des horizons dont proviennent les lames minces du site de Guia. ..	144
Tableau 8-3 : Principales caractéristiques d'organisation et de constitution des sols de Yabone et de Guia.	154
CHAPITRE 10 : LE PROTOCOLE EXPERIMENTAL.....	171
tableau 10-1 : nombre de "profils de teneur en eau" réalisables selon la taille du voisinage de krigeage.	182
Tableau 10-2 : Position des différents profils de masse volumique réalisés par gammamétrie, par rapport au régime hydrique du sol au cours de l'expérimentation. Site de Guia. ..	186
Tableau 10-3 : Position des différents profils de masse volumique réalisés par gammamétrie, par rapport au régime hydrique du sol au cours de l'expérimentation. Site de Yabone.	186
CHAPITRE 11 : PRECISION DES MESURES ET AUTRES RESULTATS INTERMEDIARES	189
Tableau 11-1 : Coefficients de sensibilité thermique des capteurs de déplacement	190
Tableau 11-2 : Gammes de variation de l'écart-type d'estimation de la teneur en eau volumique, mesurée par la sonde à neutrons, chez divers auteurs	210

Tableau 11-3 : Ecart-types et demi-intervalles de confiance à 95 % moyens d'estimation de la teneur en eau massique, pour la sonde à neutrons, calculés à partir de données de la littérature	210
Tableau 11-4 : Différences entre profils estimés par krigeage direct (voie B) ou krigeage indirect (voie A), pour 3 profils du site de Guia	214
Tableau 11-5 : Précision de la sonde à neutrons (exprimée par la valeur moyenne du demi-intervalle de confiance à 95 % de la teneur en eau massique), pour les différents types d'étalonnage de la sonde	220
Tableau 11-6 : Valeurs moyennes de $\hat{\rho}_d$ et de sa variance d'erreur sur l'ensemble du profil	229
Tableau 11-7 : Précision des diverses mesures effectuées lors de l'expérimentation de terrain	236

CHAPITRE 13 : COURBES DE RETRAIT DE CYLINDRES DE SOL ETABLIES AU LABORATOIRE 257

Tableau 13-1 : Résultats des tests multivariés de Wilks sur l'influence des effets "profondeur" et "répétition" sur l'ensemble des paramètres de la courbe de retrait	266
Tableau 13-2 : Scores des tests de validation croisée obtenus pour les différentes analyses discriminantes effectuées.	271
Tableau 13-3 : Matrice des coefficients de corrélation entre les paramètres du retrait, pour le sol de Yabone	272
Tableau 13-4 : Matrice des coefficients de corrélation entre les paramètres du retrait, pour le sol de Guia	272
Tableau 13-5 : Les différents cas de figures que l'on peut distinguer à l'issue du test sur l'isotropie du retrait des cylindres de sol	280
Tableau 13-6 : Nouveaux scores des tests de validation croisée des analyses discriminantes effectuées sur les paramètres de retrait du sol de Guia, en considérant l'influence de l'anisotropie du retrait.	284

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

CHAPITRE 8 : PRESENTATION DES SITES D'ETUDE 129

Planche 8-1 : Site de Yabone (sol ferrallitique). (a) : profil. Microorganisation observée sur lame mince en lumière naturelle : (b) : horizon A₁₂ ; (c) : horizon AB ; (d) : horizon B₂₁ 134

Planche 8-2 : Site de Yabone (sol ferrallitique). Microorganisation observée sur lame mince au microscope électronique à balayage (MEB) en mode "électrons rétrodiffusés" : horizon Ap : (a) ; horizon A12 : (b), (c) ; horizon AB : (d) ; horizon B22 : (e), (f), (g), (h) 136

Planche 8-3 : Site de Guia (sol alluvial). (a) : profil. Microorganisation observée sur lame mince en lumière naturelle : (b) & (c) : échantillon G1 (0-120 cm) ; (d) & (e) : échantillon G2 (120-140 cm) 146

Planche 8-4 : Site de Guia (sol alluvial). Microorganisation observée sur lame mince au microscope électronique à balayage (MEB) en mode "électrons rétrodiffusés" : échantillon G1 : (a), (b), (c), (d) ; échantillon G2 : (e), (f), (g) et (h) 148

Planche 8-5 : Site de Guia (sol alluvial). Microorganisation observée sur lame mince au microscope électronique à balayage en mode "électrons secondaires" : (a) & (b) : échantillon prélevé à 50 cm ; (c) & (d) : échantillon prélevé à 140 cm 150

CHAPITRE 10 : LE PROTOCOLE EXPERIMENTAL 171

Planche 10-1 : (a) : environnement de la parcelle expérimentale du site de Guia ; (b) : le "Namardé" ; (c) : site de Guia : travail superficiel du sol avant la mise en place du dispositif de mesure 174

Planche 10-2 : (a) : dispositif de mesure ; (b) : ancrage du pas de vis d'une canne rétractométrique dans le sol (site de Guia) 176

TABLE DES MATIERES

SOMMAIRE 7

AVANT PROPOS 9

NOTATIONS 11

INTRODUCTION..... 13

PREMIERE PARTIE

LES PHENOMENES DE RETRAIT-GONFLEMENT DANS LES SOLS 15

CHAPITRE 1 : MISE EN EVIDENCE ET ORIGINE DES PHENOMENES DE RETRAIT-GONFLEMENT 19

1.1 Importance de la prise en compte des phénomènes de retrait-gonflement 19

1.2 Origine des phénomènes de retrait-gonflement 22

1.2.1 Etude de matériaux argileux purs 23

1.2.2 Etude de mélanges entre minéraux argileux et autres constituants du sol (matières organiques, oxyhydroxydes, squelette) 24

1.2.3 Etude d'échantillons de sol naturel 24

1.3 Conclusion 25

CHAPITRE 2 : APPROCHE EXPERIMENTALE DU RETRAIT - GONFLEMENT SUR ECHANTILLON DE SOL 27

2.1 Expressions synthétiques du retrait : COLE, et autres paramètres 27

2.2 Les premières courbes de retrait 29

2.3 Les différents systèmes d'unité utilisés pour exprimer les courbes de retrait 32

2.3.1 Le choix d'un état de référence du sol 32

2.3.2 Référence pondérale ou référence volumique 32

2.3.3 L'influence des objectifs poursuivis 33

2.3.4 Conclusion sur les systèmes d'unités utilisés pour la représentation des courbes de retrait 35

2.4 Le premier modèle de courbe de retrait (Haines, 1923) et l'identification des différentes phases de la courbe de retrait 35

2.4.1 Les phases de retrait "normale" et "résiduelle" 35

2.4.2 la phase de «non-retrait» 37

2.4.3 la phase de retrait structural 39

2.5 Conclusion 40

CHAPITRE 3 : MODELISATION DE LA COURBE DE RETRAIT	41
3.1 Les différents modèles de courbe de retrait	43
3.1.1 Le modèle de Yule & Ritchie (1980a, b)	43
3.1.2 Le modèle GSVC de Giraldez <i>et al.</i> (1983a)	43
3.1.3 Le modèle de McGarry & Malafant (1987a)	45
3.1.4 Le modèle de Braudeau (1988a, b, d)	45
3.1.5 Le modèle de Kim <i>et al.</i> (1992)	53
3.1.6 Le modèle de Tariq & Durnford (1993)	54
3.1.7 Conclusion sur les différents modèles de courbe de retrait	54
3.2 Les variations de pente de la courbe de retrait entre les différentes phases du retrait : influence de la cinétique de dessèchement de l'échantillon.	55
3.2.1 Approche thermodynamique de la courbe de retrait	55
3.2.2 Confrontation avec les résultats expérimentaux	56
3.2.3 Critique de l'interprétation du retrait résiduel et structural proposée par Yule & Ritchie (1980a)	56
3.2.4 Influence d'éventuels gradients hydriques au sein de l'échantillon	58
3.2.5 Conclusion	59
3.3 Remise en cause du concept de "retrait normal"	61
3.3.1 Premiers sens attribués au terme de retrait "normal"	61
3.3.2 Extensions de la norme du retrait "normal"	63
3.3.3 Retrait "normal" et point d'entrée d'air	65
3.3.4 Retrait "normal" et type d'objet pédologique	65
3.3.5 Conclusion : influence du type d'échantillon sur l'allure de la courbe de retrait	67
3.4 Conclusion sur les modèles de courbe de retrait	69
 CHAPITRE 4 : REPRESENTATIVITE DE LA COURBE DE RETRAIT MESUREE SUR ECHANTILLON	 71
4.1 Représentativité de l'échantillon utilisé pour établir la courbe de retrait	71
4.1.1 L'influence du type d'échantillon prélevé : unité structurale naturelle ou cylindre	71
4.1.2 Effet de la taille de l'échantillon	73
4.2 La représentativité du comportement de l'échantillon par rapport à celui du sol en place	75
4.2.1 L'effet d'une réhumectation préalable de l'échantillon et du non-confinement	75
4.2.2 L'influence de la méthode de mesure du volume apparent de l'échantillon	78
A. Méthodes sans enrobage	78
B. Méthodes avec enrobage	79
4.3 Conclusion	80
 CHAPITRE 5 : APPROCHE EXPERIMENTALE SUR SOL EN PLACE	 81
5.1 Approches destructives. Problème de la représentativité des échantillons	81
5.2 Approches non-destructives. Problème de la représentativité des mesures	85
5.2.1 Gammamétrie	85
A. Gammamétrie de transmission	85
B. Gammamétrie de rétrodiffusion	87
C. Conclusion sur les techniques gammamétriques	89
5.2.2 Mesure de l'épaisseur de couches de sol	89
A. Première tentative	89
B. Les différents systèmes de mesure	89
C. Avantages et inconvénients des différents systèmes	95

5.3 Conclusion sur les approches de terrain 96

**CHAPITRE 6 : ISOTROPIE DU RETRAIT-GONFLEMENT
ET INTERPRETATION DES VARIATIONS D'EPAISSEUR DE
COUCHES DE SOL 97**

6.1 Le premier modèle d'interprétation des mesures d'épaisseur de couches de sols ; le système d'unité d'Aitchison & Holmes (1953) 99

6.2 Tentatives de vérification de l'isotropie du retrait 101

6.2.1 Mesures globales du tropisme du retrait 101

6.2.2 Evolution du tropisme au cours du retrait 103

6.3 La modification du modèle d'Aitchison & Holmes, proposée par Towner (1986) 105

6.4 Proposition d'un modèle général d'interprétation des mesures de retrait-gonflement réalisées *in situ* 107

6.4.1 Le retrait d'une couche de sol 107

6.4.2 Modèle à compartiments de porosité 107

6.4.3 Exemple d'application : cas d'un sol avec fissures verticales et horizontales 109

6.4.4 Vérification *in situ* de l'isotropie du retrait 113

 A. Principe 113

 B. Exemples 115

6.5 Conclusion sur l'isotropie du retrait 119

**CHAPITRE 7 : CONCLUSION SUR L'ETUDE EXPERIMENTALE DES
PHENOMENES DE RETRAIT - GONFLEMENT DANS LES
SOLS 121**

DEUXIEME PARTIE

**MESURE DE LA COURBE DE RETRAIT DE COUCHES DE
SOLS "PEU GONFLANTS" : MATERIEL EXPERIMENTAL ET
MISE AU POINT METHODOLOGIQUE 125**

CHAPITRE 8 : PRESENTATION DES SITES D'ETUDE 129

8.1 Le site de Yabone 131

8.1.1 L'environnement 131

8.1.2 Le sol 133

 A. Le profil 133

 B. Quelques caractères analytiques 133

 C. Microorganisation 133

 a. Horizon ferrallitique (horizon B21) 138

 b. Horizons de surface 139

8.2 Le site de Guia 141

8.2.1 L'environnement 141

8.2.2 Le sol 143

 A. Le profil 143

 B. Quelques caractères analytiques 145

C. Microorganisation	145
a. Microscopie sur lames minces	145
b. Microscopie sur petits fragments de sol	152
8.3 Conclusion	153

CHAPITRE 9 : LES METHODES DE MESURE EMPLOYEES..... 157

9.1 Mesure des variations d'épaisseur de couches de sol	157
9.2 Mesure de la teneur en eau massique	159
9.2.1 Estimation de la teneur en eau de couches de sol par mesure sur prélèvements et interpolation par krigeage	161
9.2.2 Estimation de la teneur en eau massique de couches de sol par humidimétrie neutronique	161
A. L'avantage des sols "peu gonflants"	162
B. Rappels sur l'utilisation de la sonde à neutrons	162
C. Les différents types d'étalonnage de la sonde à neutrons	163
a. méthodes de laboratoire	163
b. méthodes de terrain	163
D. Utilisation d'un nouveau type d'étalonnage	167
E. Estimation de la teneur en eau massique des couches suivies au rétractomètre, à partir des mesures neutroniques	168
F. Le suivi de la masse volumique du sol	168
9.3 Mesure de la masse volumique du sol par gammamétrie de rétrodiffusion	169

CHAPITRE 10 : LE PROTOCOLE EXPERIMENTAL 171

10.1 Analyse préalable de la variabilité spatiale de la teneur en eau massique	171
10.1.1 Le plan d'échantillonnage	173
10.1.2 Le choix de l'état hydrique du sol au moment du prélèvement	173
10.1.3 La réalisation des prélèvements	175
10.2 Mise en place du matériel expérimental	177
10.3 Les cycles humectation-dessiccation	179
10.4 Suivi des variations d'épaisseur des couches de sol	181
10.5 Suivi des variations de teneur en eau	181
10.5.1 Suivi par prélèvements et interpolation par krigeage	181
A. Localisation possible des prélèvements nécessaires au krigeage	181
B. Caractéristiques du krigeage utilisé	183
a. l'estimation par krigeage	183
b. construction des intervalles de confiance des estimations de teneur en eau massique	184
c. extension des variogrammes à l'ensemble du profil instrumenté	185
C. Nombre de points d'appui retenus	185
10.5.2 Suivi de la teneur en eau par humidimétrie neutronique	185
10.6 Suivi de la masse volumique par gammamétrie	187

CHAPITRE 11 : PRECISION DES MESURES ET AUTRES RESULTATS INTERMEDIAIRES 189

11.1 Les variations d'épaisseur des couches de sol : effet de la température et précision des mesures	189
11.1.1 Dépouillement des signaux des capteurs de déplacement	189
A. Les problèmes rencontrés	189
B. L'effet de la température	191

11.1.2	Précision des mesures	193
A.	Le système de mesure automatique	193
B.	Le système de mesure manuel	197
11.1.3	Résultats	197
A.	Site de Guia	197
B.	Site de Yabone	199
C.	Conclusion	199
11.2	Suivi de la teneur en eau massique	203
11.2.1	Suivi de la teneur en eau massique par prélèvements et krigeage	203
A.	Etablissement des variogrammes	203
B.	Validité du variogramme dans le temps	207
C.	Choix du nombre de points de prélèvement nécessaires au krigeage	207
D.	Comparaison de la précision a priori de la méthode par prélèvement et krigeage avec quelques résultats issus de la littérature concernant la précision de la sonde à neutrons	211
E.	Effet d'une dérive spatiale de la teneur en eau sur les valeurs estimées par krigeage	215
11.2.2	L'étalonnage de la sonde à neutrons	215
A.	Principe	215
B.	Comparaison de 2 types d'étalonnage	216
a.	Site de Guia	216
b.	Site de Yabone	217
c.	Conclusion	218
11.2.3	Résultats sur la précision des estimations de teneur en eau	219
A.	Précision des estimations de teneur en eau par prélèvements et krigeage	219
B.	Précision des mesures de teneur en eau à la sonde à neutrons	219
a.	Influence du type d'étalonnage sur la précision des mesures	221
b.	Influence de la prise en compte des erreurs expérimentales lors de la régression	221
c.	Conclusion	223
C.	Comparaison de la précision des deux méthodes de mesure de la teneur en eau massique (par prélèvements et krigeage, par humidimétrie neutronique)	223
11.2.4	Comparaison des suivis de teneur en eau réalisés à l'aide des différentes méthodes (prélèvements et krigeage, sonde à neutrons, prélèvements et moyenne arithmétique)	225
11.2.5	Conclusion	228
11.3	Suivi de la masse volumique	231
11.3.1	Précision des mesures	231
11.3.2	Evolution de la masse volumique sèche en fonction de la teneur en eau	231
11.3.3	Comparaison des mesures de masse volumique sèche avec les mesures d'épaisseur des couches de sol	233
11.3.5	Conclusion sur les mesures de masse volumique par gammamétrie de rétrodiffusion	235
11.4	Conclusion	237

TROISIEME PARTIE

MESURE DE LA COURBE DE RETRAIT DE COUCHES DE SOLS "PEU GONFLANTS" : RESULTATS 239

CHAPITRE 12 : COURBES DE RETRAIT DES COUCHES DE SOL ETABLIES *IN SITU* 243

12.1 Site de Guia	243
12.2 Site de Yabone	249
12.3 Le problème des couches qui "gonflent" en se dessèchant	251
12.4 Influence de la profondeur sur l'allure des courbes de retrait	253
12.5 Conclusion	255

CHAPITRE 13 : COURBES DE RETRAIT DE CYLINDRES DE SOL ETABLIES AU LABORATOIRE 257

13.1 Résultats : courbes de retrait de petits cylindres de sol	257
13.1.1 Comparaison entre les deux sols (Guia et Yabone)	261
13.1.2 Evolution de la courbe de retrait avec la profondeur	261
13.2 Problèmes rencontrés dans l'application du modèle proposé par Braudeau (1988a)	263
13.3 Traitement statistique des paramètres du retrait	265
13.3.1 Descriptif des méthodes utilisées	265
A. Analyses de variance	265
B. Tests de comparaison des moyennes calculées par niveaux de profondeur.	267
C. Analyse discriminante	267
13.3.2 Résultats	268
A. L'effet de la profondeur	268
a. Retrait global (RG) et capacité de retrait-gonflement de l'argile (CRGA)	268
b. Les paramètres de la courbe de retrait	269
B. Regroupements des couches de sol sur la base des paramètres du retrait. Comparai- son avec les groupes distingués par la sonde à neutrons.	270
C. Pouvoir discriminant des courbes de retrait	273
D. Les paramètres du retrait les plus importants	274
a. Interrelations entre les paramètres du retrait	274
b. Apport de l'analyse discriminante par étapes	275
13.3.3 Conclusion sur l'analyse statistique des paramètres du retrait	278
13.4 Discussion sur l'isotropie du retrait des cylindres de sol	279
13.4.1 Principe du test	279
13.4.2 Résultats	281
A. Erreur de mesure sur ρ_d	281
B. Site de Guia	281
C. Site de Yabone	281
13.4.3 Interprétation	283
A. Cas général	283
B. Cas des échantillons à texture limoneuse	285
13.4.4 Conséquences	285
A. Les paramètres du retrait sensibles à l'hypothèse d'isotropie	285
B. Influence sur les résultats de l'analyse statistique précédente	286

13.4.5 Conclusion sur l'isotropie du retrait 286
13.5 Conclusion sur l'étude des courbes de retrait sur petits cylindres de sol 287

**CHAPITRE 14 : COMPARAISON DES COURBES DE RETRAIT MESUREES IN
SITU SUR COUCHES DE SOL EN PLACE ET AU LABORATOIRE
SUR PETITS CYLINDRES DE SOL..... 289**

14.1 Comparaison des volumes massiques moyens 291
14.1.1 Calcul des volumes massiques moyens des couches de sol et des cylindres 291
14.1.2 Résultats des comparaisons 293
14.2 Comparaison du retrait global 293
14.2.1 Résultats communs aux deux sols 295
14.2.2 Comparaison des deux sols 295
14.3 Comparaison des courbes de retrait 303
14.3.1 Choix de l'état de référence 303
14.3.2 Tendances communes aux deux sols 303
14.3.3 Tendances spécifiques à chaque sol 304
14.4 Conclusion 305

CHAPITRE 15 : CONCLUSION GENERALE 307

15.1 Faisabilité des mesures in situ du retrait linéaire sur sols peu gonflants 309
15.2 Mesures de la courbe de retrait sur échantillon 312
15.3 Comparaison entre courbes de retrait linéaire de cylindres et de couches de sol 313
15.4 L'hypothèse d'isotropie du retrait 315
15.5 Sols gonflants et sols non gonflants 317
15.6 La dynamique de l'espace poral des sols 319

BIBLIOGRAPHIE 321

LISTE DES FIGURES 339

LISTE DES TABLEAUX 345

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES 347

TABLE DES MATIERES 349



THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE D'ORLEANS

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS

Discipline : **Sciences de la Terre** Spécialité : **Pédologie**

PAR

Yves COQUET

ETUDE *IN SITU* DES PHENOMENES DE RETRAIT-GONFLEMENT DES SOLS.

Application à deux sols tropicaux peu gonflants.

ANNEXES

Soutenu le 9 janvier 1995

MEMBRES DU JURY :

J. TRICHET	Président
G. PEDRO	Examineur
M. RIEU	Rapporteur
M. VAUCLIN	Rapporteur
P. BOIVIN	Examineur
A. BRUAND	Examineur

SOMMAIRE

- ANNEXE 1 : EQUIVALENCE ENTRE LES CRITERES DE TROPISME DU RETRAIT ϕ et r_s
- ANNEXE 2 : DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES ANALYTIQUES DES SOLS
- ANNEXE 3A : LE "RETRACTOMETRE" DE TERRAIN
- ANNEXE 3B : TRAITEMENT DU SIGNAL DELIVRE PAR LES CAPTEURS DE DEPLACEMENT
- ANNEXE 3C : GLOSSAIRE DES CARACTERISTIQUES TECHNIQUES DES CAPTEURS DE DEPLACEMENT ELECTRONIQUES
- ANNEXE 4A : TEST DE L'ETANCHEITE A L'EAU DE DIVERS CONTENANTS UTILISES POUR LES PRELEVEMENTS DE SOL
- ANNEXE 4B : ETALONNAGE DE LA SONDE A NEUTRONS
- ANNEXE 5A : TEST DE LA NORMALITE DE LA DISTRIBUTION STATISTIQUE D'UN ECHANTILLON
- ANNEXE 5B : TEST DE COMPARAISON DE 2 DROITES DE REGRESSION
- ANNEXE 5C : REGRESSION LINEAIRE AVEC ERREURS SUR LES VARIABLES
- ANNEXE 6A : NOTION DE "PRECISION" DES ESTIMATIONS DE TENEUR EN EAU MASSIQUE
- ANNEXE 6B : PRECISION DE LA METHODE DE MESURE DE LA TENEUR EN EAU MASSIQUE PAR PRELEVEMENTS ET KRIGEAGE
- ANNEXE 6C : PRECISION DE LA METHODE DE MESURE DE LA TENEUR EN EAU MASSIQUE PAR SONDE A NEUTRONS

ANNEXE 1 : EQUIVALENCE ENTRE LES CRITERES DE TROPISME DU RETRAIT φ et r_s

φ est défini par (Berndt & Coughlan, 1976 ; Yule & Ritchie, 1980a) :

$$\varphi = \frac{\Delta L/L_0}{\Delta H/H_0} \quad (\text{A1.1.a}).$$

Ce critère s'applique à un objet dont les déformations sont isotropes dans le plan horizontal. $\Delta H/H_0$ caractérise la déformation de l'échantillon dans la direction verticale et $\Delta L/L_0$ dans le plan horizontal.

Dans le cas où les dimensions initiales horizontales et verticale de l'objet sont identiques ($L_0 = H_0$), l'expression de φ se simplifie en :

$$\varphi = \frac{\Delta L}{\Delta H} \quad (\text{A1.1.b}).$$

r_s est défini par (Bronswijk, 1990) :

$$\frac{V}{V_0} = \left(\frac{H}{H_0} \right)^5 \quad (\text{A1.2})$$

qui peut aussi s'écrire (voir équation 6.6, § 6.2.1) :

$$\left(1 - \frac{\Delta V}{V_0} \right) = \left(1 - \frac{\Delta H}{H_0} \right)^5 \quad (\text{A1.3}),$$

avec $\Delta V = V_0 - V$ et $\Delta H = H_0 - H$.

Prenons le cas d'un parallélépipède rectangle de base carrée $S_0 = L_0^2$.

On a :

$$\Delta V = H_0 \cdot L_0^2 - (H_0 - \Delta H) \cdot (L_0 - \Delta L)^2 \quad (\text{A1.4}),$$

avec $\Delta L = L_0 - L$, soit :

$$\Delta V = 2\Delta L \cdot H_0 \cdot L_0 - \Delta L^2 \cdot H_0 + \Delta H \cdot L_0^2 - 2\Delta H \cdot \Delta L \cdot L_0 + \Delta H \cdot \Delta L^2 \quad (\text{A1.5}).$$

Divisons par S_0 :

$$\frac{\Delta V}{S_0} = 2H_0 \cdot \frac{\Delta L}{L_0} - H_0 \cdot \left(\frac{\Delta L}{L_0} \right)^2 + \Delta H - 2\Delta H \cdot \frac{\Delta L}{L_0} + \Delta H \cdot \left(\frac{\Delta L}{L_0} \right)^2 \quad (A1.6).$$

Divisons par ΔH :

$$\frac{\Delta V/S_0}{\Delta H} = 2 \frac{\Delta L/L_0}{\Delta H/H_0} + 1 - \frac{(\Delta L/L_0)^2}{\Delta H/H_0} - 2 \frac{\Delta L}{L_0} + \left(\frac{\Delta L}{L_0} \right)^2 \quad (A1.7).$$

Soit en remplaçant par l'expression (A1.1.a) du critère de tropisme φ :

$$\frac{\Delta V/S_0}{\Delta H} = (2\varphi + 1) - (2 + \varphi) \cdot \frac{\Delta L}{L_0} + \left(\frac{\Delta L}{L_0} \right)^2 \quad (A1.8).$$

De plus, on a :

$$\frac{\Delta L}{L_0} = \varphi \cdot \frac{\Delta H}{H_0},$$

donc (A1.8) peut s'écrire uniquement en fonction de φ et $\Delta H/H_0$:

$$\frac{\Delta V/S_0}{\Delta H} = (2\varphi + 1) - \varphi \cdot (2 + \varphi) \cdot \frac{\Delta H}{H_0} + \varphi^2 \cdot \left(\frac{\Delta H}{H_0} \right)^2 \quad (A1.9).$$

On retrouve la même expression (A1.9) pour un cylindre de sol, ou lorsque les dimensions initiales de l'échantillon sont identiques (avec $\varphi = \Delta H/\Delta L$).

Lorsque le retrait est isotrope ($\varphi = 1$), on retrouve bien l'équation (6.4), présentée au paragraphe 6.1 sur l'interprétation des mesures de variations d'épaisseur de couches de sol :

$$\frac{\Delta V/S_0}{\Delta H} = 3 - 3 \cdot \frac{\Delta H}{H_0} + \left(\frac{\Delta H}{H_0} \right)^2.$$

Le membre de droite de cette dernière équation représente le coefficient, mentionné au paragraphe 6.1, permettant de passer du rapport des variations d'épaisseur et de teneur en eau mesurées *in situ* $\Delta H/\Delta W$, à la pente de la courbe de retrait $(\Delta V/S_0)/\Delta W$ (voir équation 6.3, § 6.1).

Le terme $(\Delta V/S_0)/\Delta H$ correspond au critère de tropisme du retrait présenté au paragraphe 6.1. Ce terme peut aussi s'écrire :

$$\frac{\Delta V/S_0}{\Delta H} = \frac{\Delta V/V_0}{\Delta H/H_0} \quad (A1.10).$$

L'équation (A1.9) devient alors :

$$\frac{\Delta V}{V_0} = \frac{\Delta H}{H_0} \cdot \left[(2\varphi + 1) - \varphi \cdot (\varphi + 2) \cdot \frac{\Delta H}{H_0} + \varphi^2 \cdot \left(\frac{\Delta H}{H_0} \right)^2 \right] \quad (\text{A1.11}).$$

L'expression (A1.3) du facteur r_s peut s'écrire :

$$\frac{\Delta V}{V_0} = 1 - \left(1 - \frac{\Delta H}{H_0} \right)^{r_s}.$$

Si l'on utilise le développement en série de McLaurin de la fonction $f(x) = (1-x)^a$, appliqué à

l'expression $\left(1 - \frac{\Delta H}{H_0} \right)^{r_s}$, on obtient alors :

$$\left(1 - \frac{\Delta H}{H_0} \right)^{r_s} \approx 1 - r_s \cdot \frac{\Delta H}{H_0} + \frac{r_s \cdot (r_s - 1)}{2} \cdot \left(\frac{\Delta H}{H_0} \right)^2 - \varepsilon \left(\frac{\Delta H}{H_0} \right),$$

avec $\lim_{\frac{\Delta H}{H_0} \rightarrow 0} \varepsilon \left(\frac{\Delta H}{H_0} \right) = 0$. D'où :

$$\frac{\Delta V}{V_0} \approx r_s \cdot \frac{\Delta H}{H_0} - \frac{r_s \cdot (r_s - 1)}{2} \cdot \left(\frac{\Delta H}{H_0} \right)^2 + \varepsilon \left(\frac{\Delta H}{H_0} \right) \quad (\text{A1.12}).$$

Si, comme le font Aitchison & Holmes (1953), Mitchell (1991) et Mitchell & Van Genuchten (1992), on néglige les termes en $\Delta H/H_0$ d'ordre supérieur ou égal à 2, alors la confrontation des équations (A1.11) et (A1.12) donne :

$$r_s = 2\varphi + 1 \quad (\text{équation 6.9 du § 6.3}).$$

Cependant, nous avons montré (§ 6.1) que les termes en $(\Delta H/H_0)^2$ ne sont généralement pas négligeables, pour les valeurs de ΔH mesurées en sols gonflants. L'équivalence des seconds termes des membres de droite des équations (A1.11) et (A1.12) résulte en une condition supplémentaire :

$$\frac{r_s \cdot (r_s - 1)}{2} = \varphi \cdot (\varphi + 2).$$

En remplaçant par l'équation (6.9), on a :

$$\frac{(2\varphi + 1) \cdot 2\varphi}{2} = \varphi \cdot (\varphi + 2),$$

qui se simplifie en :

$$\varphi \cdot (\varphi - 1) = 0 \quad (\text{A1.13}),$$

c'est-à-dire :

$$\left\{ \begin{array}{l} \varphi = 0 \text{ et donc } r_s = 1 \\ \text{ou} \\ \varphi = 1 \text{ et donc } r_s = 3 \end{array} \right.$$

Donc, pour les valeurs de retrait linéaire de sol rencontrées dans la nature, les critères de tropisme du retrait φ et r_s ne sont reliés par l'équation (6.9), **que si** le retrait est **monodimensionnel vertical** ou **tridimensionnel isotrope**. Dans les autres cas de figure (sauf si le sol est peu gonflant, *i. e.* si l'on peut effectivement négliger ΔH^2 devant H_0^2), l'équation (6.9) ne s'applique pas.

Dans le cas général, on a, d'après (A1.1.a) :

$$\varphi = \frac{\left(1 - \frac{L}{L_0}\right)}{\left(1 - \frac{H}{H_0}\right)}.$$

D'autre part V/V_0 peut s'écrire :

$$\frac{V}{V_0} = \frac{H}{H_0} \cdot \left(\frac{L}{L_0}\right)^2.$$

Donc, d'après (A1.2), on a :

$$\frac{L}{L_0} = \left(\frac{H}{H_0}\right)^{\frac{2}{3}}.$$

En remplaçant dans l'expression de φ précédente, on obtient :

$$\varphi = \frac{1 - \left(\frac{H}{H_0}\right)^{\frac{\epsilon_s - 1}{2}}}{1 - \frac{H}{H_0}} \quad (\text{A1.14.a}),$$

ou, en fonction de ΔH :

$$\varphi = \frac{1 - \left(1 - \frac{\Delta H}{H_0}\right)^{\frac{\epsilon_s - 1}{2}}}{\frac{\Delta H}{H_0}} \quad (\text{A1.14.b}).$$

Les équations (A1.14a) et (A1.14b) sont des relations exactes entre φ et r_s . On remarque qu'elles sont dépendantes du retrait linéaire $\Delta H/H_0$ mesuré.

ANNEXE 2 : DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES ANALYTIQUES DES SOLS

A2.1 Site de Yabone

A2.1.1 Classification du sol

Référentiel Pédologique Français (1990) : ferrallisol meuble ferrallitique (A(ap)/A/F).

Soil Taxonomy (1975) : acrustox.

FAO (1973) : acric ferralsol.

A2.1.2 Description du profil (d'après Kaloga, comm. pers.)

Horizons A de surface :

Ap (A(ap)*) : 0 - 3 cm. Horizon sableux, humifère, couleur Munsell 2,5 YR 4,5/2. Structure massive litée. Cohérence moyenne à faible. Porosité biologique tubulaire moyenne. Débris de matière organique mal décomposée. Nombreuses racines fines.

A₁₁ (A₁*) : 3 - 6 cm. Horizon sableux légèrement argileux, faiblement humifère, couleur Munsell 2,5 YR 4/4. Structure massive à débit polyédrique de taille moyenne à grossière (centimétrique). Cohésion moyenne. Porosité faible principalement tubulaire. Transition très progressive avec l'horizon A₁₂.

A₁₂ (A₂*) : 6 - 15 cm. Horizon sableux, légèrement plus argileux que l'horizon A₁₁, très faiblement humifère, couleur Munsell 2,5 YR 5/4. Structure massive à débit polyédrique de taille moyenne à grossière. Cohésion moyenne. Porosité tubulaire légèrement plus forte et plus grossière que dans l'horizon A₁₁.

Horizon intermédiaire AB :

AB (A/F*) : 15-28 cm. Horizon sablo-argileux, légèrement brunâtre, couleur Munsell 2,5 YR 5/7. Structure massive à débit polyédrique de taille grossière. Cohésion moyenne à assez forte. Porosité biologique tubulaire moyenne, avec quelques cavités de taille grossière.

* : entre parenthèse, l'équivalent dans le Référentiel Pédologique Français (1990) des notations de la typologie C.P.C.S. (1967) que nous avons utilisées.

Tableau A2-1 : granulométrie 5 fractions de la partie minérale de la terre fine du sol de Yabone, exprimée en g / 100 g.

Horizon	Ap	A12	AB	B1	B21	B21	B22
Profondeur (cm)	0 - 3	6 - 15	15 - 28	35-50	60-75	120-140	290-310
A (%)	5,0	8,2	9,3	18,9	31,5	29,2	29,0
Lf (%)	2,6	3,4	3,0	2,7	3,4	4,0	5,4
Lg (%)	6,2	6,2	6,8	6,0	5,9	6,5	10,3
Sf (%)	47,4	45,9	42,8	33,2	24,3	29,9	25,9
Sg (%)	38,8	36,3	38,1	39,2	34,9	30,4	29,4

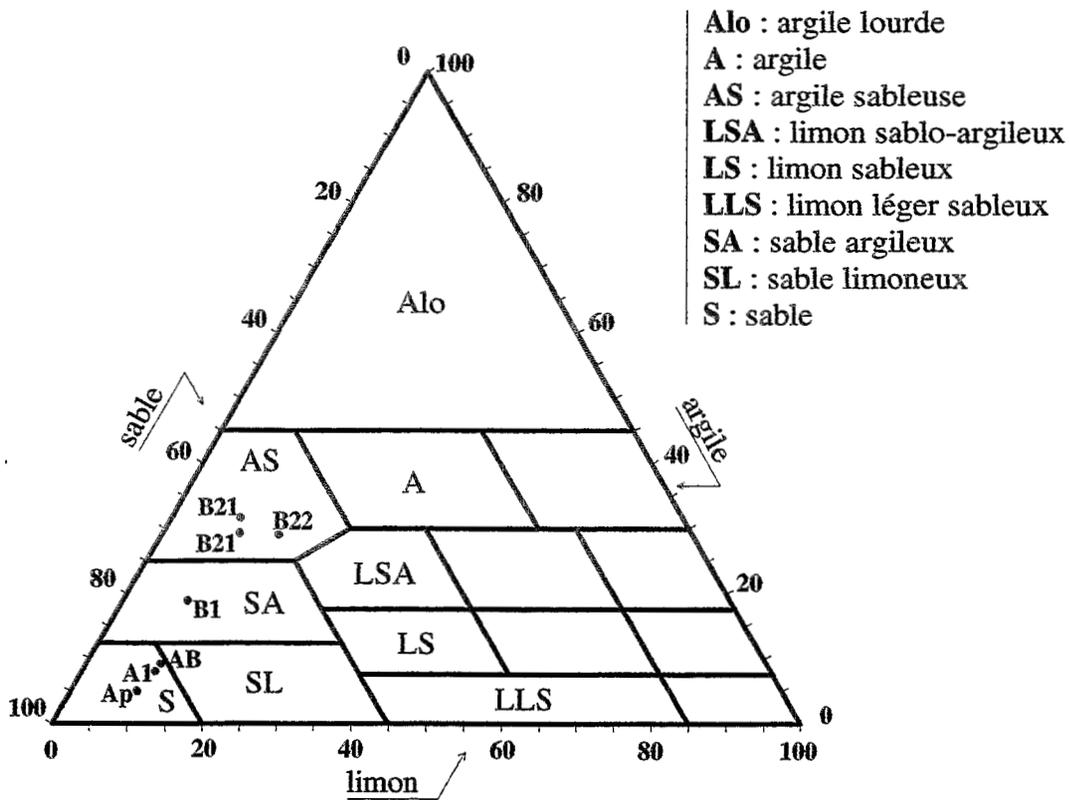


Figure A2-1 : texture des horizons du sol de Yabone (diagramme de classification du Service de la Carte des Sols de l'Aisne, in Baize, 1988).

Horizons B ferrallitiques :

- $B_1 (F_1^*)$: 28 - 60 cm. Horizon argilo-sableux, couleur Munsell 2,5 YR 5/7. Structure massive à débit polyédrique plus facile que pour les horizons A et AB. Cohésion moyenne à assez forte. Porosité de type identique à celle de l'horizon AB.
- $B_{21} (F_2^*)$: 60 - 230 cm. Horizon argilo-sableux à argileux, couleur Munsell 2,5 YR 5/8. Structure massive à débit facile polyédrique de taille variable (grossière à fine). Cohésion moyenne à faible. Porosité tubulaire plus faible que dans l'horizon B_1 .
- $B_{22} (F_3^*)$: 230-320 cm. Horizon argileux, couleur Munsell 2,5 YR 5/8. Structure identique à celle de l'horizon B_{21} , mais en un assemblage plus compact. Cohésion d'ensemble moyenne à assez forte.

A2.1.3 Caractéristiques analytiques

Les analyses du sol de Yabone ont été effectuées par le laboratoire du centre ORSTOM de Dakar (voir Paycheng, 1980, pour une description précise des méthodes utilisées).

Granulométrie et texture

La granulométrie 5 fractions des différents horizons distingués dans le sol est indiquée dans le tableau A2-1 et à la figure 8-5, en pourcentage de terre fine, sans matière organique, séchée à 105 °C. La destruction de la matière organique a été effectuée par de l'eau oxygénée (24 h à froid, puis ébullition pendant 1h). La dispersion des particules de sol a été assurée par du pyrophosphate de sodium, sous agitation pendant 2h. Les fractions argile et limon fin ont été déterminées par prélèvement à l'aide d'une pipette de Robinson, tandis que les fractions sableuses ont été recueillies par tamisage.

Le sol ne présente à l'analyse granulométrique aucun élément grossier, sur toute sa profondeur.

Du point de vue de la texture, les horizons A_1 et AB sont identiques (figure A2-1), avec une texture de transition entre les textures sableuse et sablo-limoneuse. L'horizon A_p de surface est plus sableux que les horizons A_1 et AB. L'horizon B_1 est un sable argileux. Les horizons B_2 (B_{21} , B_{22}) appartiennent à la même classe texturale (argile sableuse). Globalement, on constate un appauvrissement du sol en argile au profit de la fraction sableuse, au fur et à mesure que l'on se rapproche de la surface. La teneur en limon reste constante sur tout le profil (~ 10 %), sauf pour l'horizon B_{22} un peu plus limoneux.

* : entre parenthèse, l'équivalent dans le Référentiel Pédologique Français (1990) des notations de la typologie C.P.C.S. (1967) que nous avons utilisées.

Tableau A2-2 : Caractéristiques analytiques chimiques et physiques du sol de Yabone, exprimées par rapport à la terre tamisée à 2 mm et séchée à 105°C.

Horizon	Ap	A12	AB	B1	B21	B22
Profondeur (cm)	0 - 3	6 - 15	15 - 28	35-50	120-140	290-310
pH eau (1/2,5)	5,9	4,7	4,7	4,6	4,1	4,0
pH KCl N	5,4	4,2	4,0	4,0	3,9	4,0
C (‰)	5,79	3,71	2,69	2,28	1,35	0
MO (‰)	9,9	6,4	4,6	3,9	2,3	-
N (‰)	0,57	0,41	0,35	0,32	0,25	-
C/N (%)	10	9	8	7	5	-
Fe total (%)	0,57	0,71	0,74	1,20	1,63	1,75
Fe / tx d'A (%)	11,6	8,7	8,0	6,4	5,6	6,0
Ca (cmol(+).kg ⁻¹)	1,75	0,80	0,50	0,75	0,40	0,40
Mg (cmol(+).kg ⁻¹)	0,60	0,50	0,20	0,35	0,35	0,35
K (cmol(+).kg ⁻¹)	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Na (cmol(+).kg ⁻¹)	<0,05	0,06	0,05	<0,05	0,15	0,33
S (cmol(+).kg ⁻¹)	2,35	1,36	0,75	1,10	0,90	1,08
T (cmol(+).kg ⁻¹)	4,4	2,9	2,7	2,5	2,7	2,8
S/T (%)	53	47	28	44	33	39
T/ tx d'A (cmol(+).kg ⁻¹ d'A)	89,8	35,4	29,0	13,3	9,3	9,7
Al (cmol(+).kg ⁻¹)*	-	-	-	0,36	-	0,69
θ à pF 3	3,9	4,6	4,6	8,2	11,3	11,2
θ à pF 4,2	2,2	3,0	3,2	5,9	8,3	8,3

* : dans l'extrait 1/5

Nature de la fraction argileuse

L'analyse qualitative aux rayons X (Kaloga, 1990) montre que la fraction argileuse de l'horizon B est essentiellement composée de kaolinite, avec de l'hématite, un peu d'anatase et des traces de quartz. La présence de traces de goethite est seulement révélée à l'analyse thermique différentielle.

Le rapport de la CEC de l'échantillon (exprimée en $\text{cmol}(+)\cdot\text{kg}^{-1}$) sur la teneur de la fraction argileuse dans la terre fine séchée à 105°C (exprimée en kg de fraction argileuse. kg^{-1} de terre fine) est indiqué dans le tableau A2-2. Ce rapport est élevé dans les horizons de surface (horizons Ap, A₁ et AB) en raison de l'influence de la matière organique. Il tend à se stabiliser dans les horizons ferrallitiques B₁, B₂₁, B₂₂, vers $10 \text{ cmol}(+)\cdot\text{kg}^{-1}$ de fraction argileuse, valeur compatible avec l'analyse qualitative aux rayons X, puisqu'elle correspond bien à la présence dominante de kaolinite.

pH, CEC et bases échangeables

La CEC a été déterminée par extractions successives par CaCl_2 . Les dosages de Ca et Cl ont été effectués simultanément par colorimétrie. Les bases échangeables ont été obtenues par déplacement par de l'acétate d'ammonium à pH 7, et ont été dosées par absorption atomique.

Le pH de l'ensemble du sol est acide, celui de l'horizon Ap étant un peu plus élevé que celui des autres horizons (tableau A2-2). La comparaison des pH eau et KCl montrent que le sol possède une acidité d'échange non négligeable. Elle est cependant faible en valeur absolue compte-tenu de la très faible CEC de ce sol.

Le complexe d'échange de ce sol ferrallitique est, de manière classique, fortement désaturé (figure 8-6). Les cations dominants sont Ca^{2+} et Mg^{2+} , mais la part de Na^+ devient importante dans l'horizon B₂₂. La teneur du sol en potassium échangeable est telle que la concentration en cet élément de la solution extraite pour le dosage des bases échangeables, est inférieure au seuil de détectabilité de la méthode de mesure.

Matière organique

La teneur en carbone organique du sol de Yabone (méthode Anne) est faible, décroissante avec la profondeur. Elle devient quasiment nulle dans l'horizon B₂₂. Le rapport C/N (N déterminé par la méthode Kjeldahl) s'abaisse avec la profondeur, jusqu'à atteindre 5 % dans l'horizon B₂₁, témoignage d'une bonne minéralisation de la matière organique dans ce sol.

Fer

La teneur en fer total (attaque HCl à chaud) augmente avec la profondeur. Le fer libre (méthode Mehra-Jackson : Citrate-Bicarbonate-Dithionite à 80 °C) représente une proportion d'environ 80 % du fer total, sur tout le profil de sol (Kaloga, 1990). 7 % de ce fer libre est sous forme amorphe, dans les horizons A₁ et AB. Ce pourcentage diminue avec la profondeur pour se stabiliser à 2 % à partir de 2m70 (horizon B₂₂). Ces résultats montrent la mobilisation du fer par la matière organique dans les horizons de surface, aux dépens des formes cristallisées du fer libre. Le rapport teneur en fer total/teneur en argile est constant dans les horizons B (autour de 6 %), un peu plus élevé dans les horizons de surface, surtout l'horizon Ap (10 %).

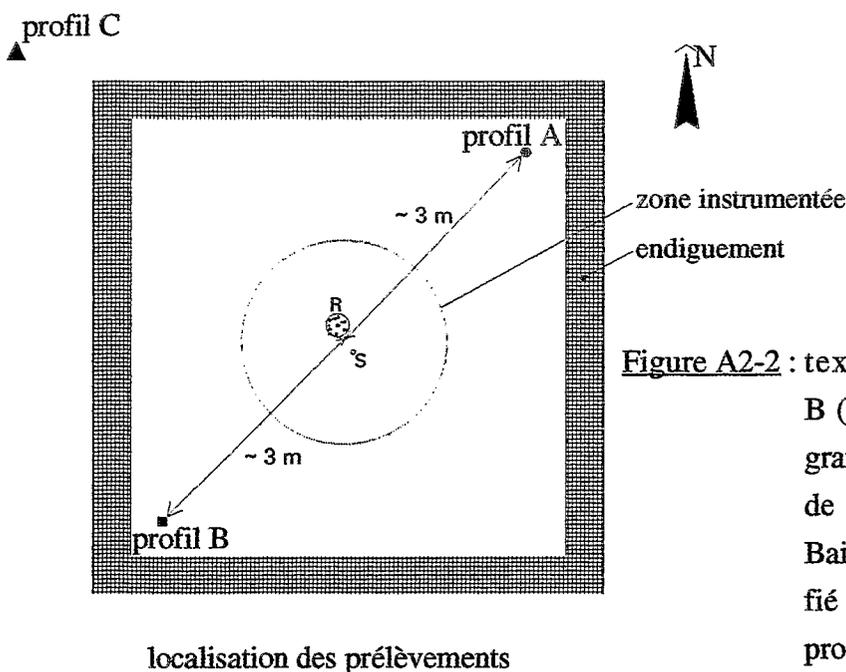
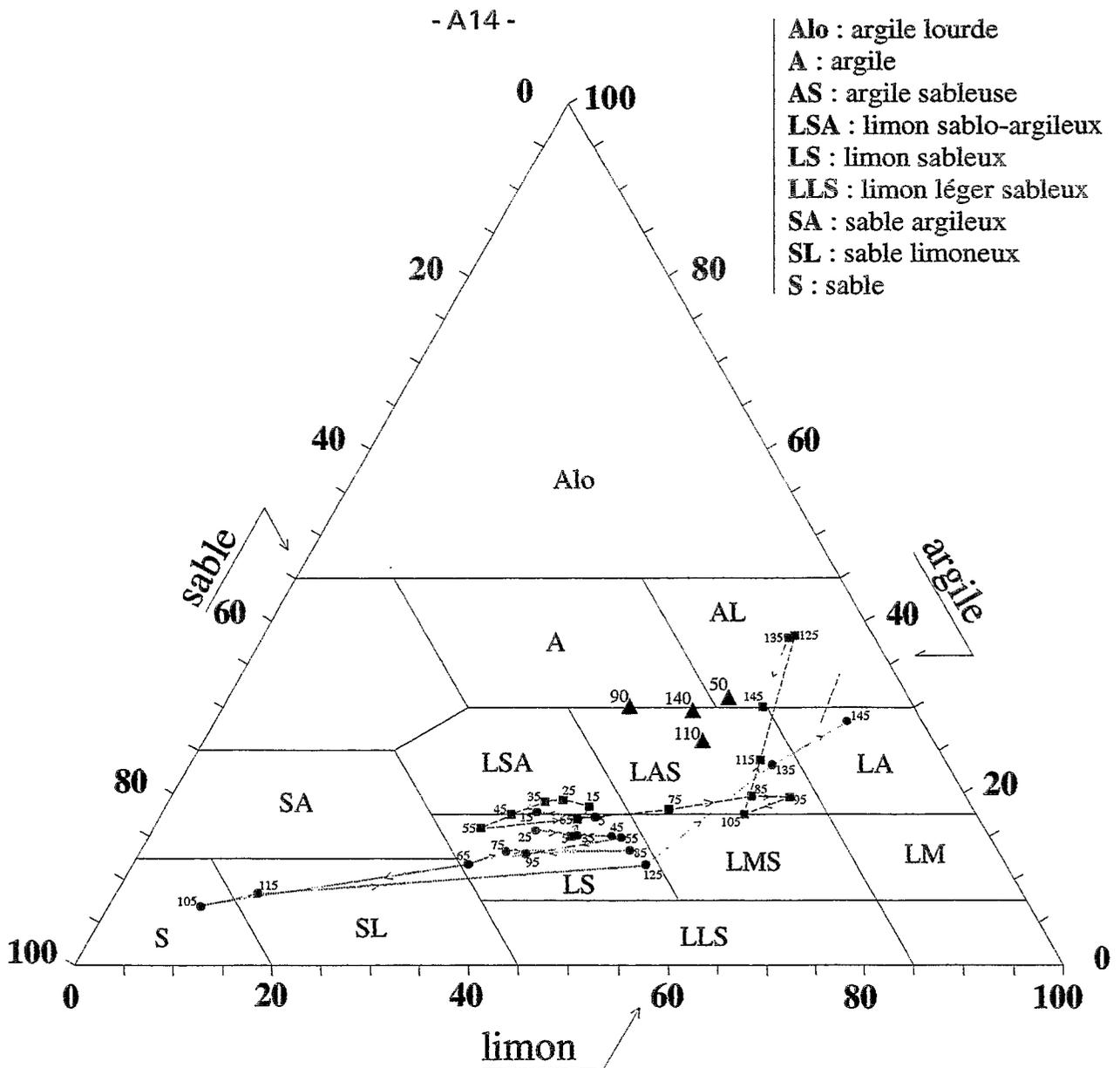


Figure A2-2 : texture des profils A (•), B (■) et C (▲) du site de Guia (diagramme de classification du Service de la Carte des Sols de l'Aisne, in Baize, 1988). Chaque point est identifié par un nombre correspondant à la profondeur moyenne du prélèvement

A2.2 Site de Guia

A2.2.1 Classification du sol

Référentiel Pédologique Français (1990) : réductisol typique fluviqne brut (AJ/g).

Soil Taxonomy (1975) : aquic torrifluent.

FAO (1973) : eutric fluvisol.

A2.2.2 Description du profil

A₁ (AJ*) : 0-20 cm. Limon argilo-sableux, humifère. Couleur gris-beige, marmorisée (sur plus de 50 % de la surface exposée) de taches orangées, beige foncé, beige clair, de taille centimétrique, signalant la présence de phénomènes d'oxydo-réduction. Pas d'éléments grossiers, ni de concrétions. Structure massive à débit polyédrique subangulaire, milli à centimétrique, net. Agrégats issus du débit peu stables (à l'état frais). Pas de revêtements visibles. Porosité fine à très fine d'arrangement (comme si l'on avait donné des "coups d'aiguille dans les agrégats) et biologique (pores racinaires) moyenne. Consistance très fragile à l'état frais, très dure à l'état sec. Racines peu abondantes (15 à 75 / dm²), fines (Ø : 0,1 à 0,5 mm). Transition régulière peu nette sur 5 cm avec l'horizon sous-jacent.

Bg (G*) : 20 - 150 cm. Gradients texturaux : limon argilo-sableux, plus sableux entre 90 et 120 cm, plus argileux vers 140 - 150 cm. Horizon entièrement marmorisé, de taches grises, beiges, orange, rouille. Ton dominant orange/ocre jusque vers 120 cm, marron clair à partir de 120 cm. On peut distinguer une zone plus sableuse, vers 110 cm, de couleur dominante plus blanche que le reste de l'horizon, avec des taches orange dominantes.

Horizon non organique, sans éléments grossiers, ni concrétions.

On remarque des taches noires qui apparaissent à partir de 60 cm, pour atteindre jusqu'à 5 % de la surface exposée vers 110-120 cm, avec comme corrolaire un développement de zones claires (grises). Ces taches semblent être des accumulations de composés ferro-manganiques, développées aux dépens de zones déferrifiées.

Structure massive à débit polyédrique subangulaire, de taille moyenne 0,5/1 cm, net à très net vers 130-150 cm. Agrégats issus du débit très stables (à l'état frais). Pas de revêtements visibles. Racines inexistantes. Consistance fragile à l'état frais, très dure à l'état sec. Fissures verticales millimétriques entre 20 et 80 cm, à l'état sec.

* : entre parenthèse, l'équivalent dans le Référentiel Pédologique Français (1990) des notations de la typologie C.P.C.S. (1967) que nous avons utilisées.

Tableau A2-3 : granulométrie 5 fractions des différents profils prélevés sur le site de Guia (en g / 100 g de la fraction minérale de la terre fine).

Profil A

Profondeur (cm)	A (%)	Lf (%)	Lg (%)	Sf (%)	Sg (%)
0 - 10 cm	17,4	8,5	35,6	38,3	0,2
10 - 20 cm	17,6	5,1	32,8	44,5	0,0
20 - 30 cm	15,6	6,1	32,8	45,5	0,0
30 - 40 cm	15,1	6,1	37,2	41,5	0,1
40 - 50 cm	14,9	6,0	40,8	38,2	0,1
50 - 60 cm	14,8	6,6	41,2	37,3	0,1
60 - 70 cm	11,7	4,3	29,8	54,0	0,2
70 - 80 cm	13,2	5,3	31,9	49,6	0,0
80 - 90 cm	13,2	5,0	44,4	37,4	0,0
90 - 100 cm	13,0	4,2	35,1	47,6	0,1
100 - 110 cm	6,7	1,5	7,8	79,8	4,2
110 - 120 cm	8,3	2,6	11,8	73,7	3,6
120 - 130 cm	11,5	15,4	36,4	36,5	0,2
130 - 140 cm	23,3	14,0	44,9	17,6	0,2
140 - 150 cm	28,3	18,3	45,6	7,6	0,2

Profil B

Profondeur (cm)	A (%)	Lf (%)	Lg (%)	Sf (%)	Sg (%)
0 - 10 cm	14,9	8,6	34,2	41,8	0,5
10 - 20 cm	18,4	10,1	32,7	38,6	0,2
20 - 30 cm	19,2	8,4	31,4	40,9	0,1
30 - 40 cm	19,0	6,9	31,3	42,6	0,2
40 - 50 cm	17,4	6,4	29,2	46,9	0,1
50 - 60 cm	15,8	5,7	27,5	50,9	0,1
60 - 70 cm	16,9	6,5	35,9	40,6	0,1
70 - 80 cm	18,0	7,6	43,5	30,8	0,1
80 - 90 cm	19,7	8,2	50,4	21,6	0,1
90 - 100 cm	19,5	9,3	53,3	17,6	0,3
100 - 110 cm	19,1	10,3	48,6	21,7	0,3
110 - 120 cm	23,8	14,5	42,8	18,5	0,4
120 - 130 cm	38,3	23,0	30,7	7,6	0,4
130 - 140 cm	37,9	23,0	30,2	8,3	0,6
140 - 150 cm	29,9	17,9	36,7	14,9	0,6

Profil C

Profondeur (cm)	A (%)	Lf (%)	Lg (%)	Sf (%)	Sg (%)
45 - 55 cm	30,9	15,3	35,3	18,5	0,0
85 - 95 cm	30,2	16,7	24,2	28,8	0,1
105 - 115 cm	25,9	15,2	34,3	24,6	0,0
135 - 145 cm	29,5	16,9	30,8	22,7	0,1

A2.2.3 Caractéristiques analytiques

Les analyses ont été effectuées au laboratoire INRA d'Arras, sauf les granulométries 5 fractions des profils A et B, qui ont été réalisées au centre ORSTOM de Dakar. Les méthodes sont identiques à celles de ce dernier laboratoire, sauf en ce qui concerne la CEC (mesurée ici par la méthode Metson : acétate d'ammonium à pH 7) et le fer total (attaque par HF).

Granulométrie et texture

La texture la plus fréquente dans ce sol est limono-sableuse à limono-sablo-argileuse, mais on observe une très grande variabilité de cette texture, non seulement verticalement, mais surtout horizontalement à l'échelle du mètre. Deux séries de prélèvements à la tarière (profils A et B) ont été réalisés, par intervalles de 10 cm de profondeur, à moins de 3 mètres du centre du dispositif expérimental, sur une même diagonale (figure A2-2 & tableau A2-3). En complément, une série de 4 prélèvements (bloc d' ~ 0,6 dm³, soit plus de 3 fois le volume prélevé à la tarière) a été effectuée à l'extérieur de la parcelle endiguée (profil C). Ce dernier profil est plus homogène et plus argileux que les profils A et B.

Les profils A et B sont assez proches l'un de l'autre, dans le triangle des textures, jusqu'à 70 cm, le profil B étant légèrement plus argileux que le A. Après 70 cm, le profil A devient très hétérogène : entre 100 et 120 cm, la texture est sableuse à sablo-limoneuse, tandis qu'à partir de 130 cm, la texture devient limono-argileuse. En ce qui concerne le profil B, après 70 cm, on ne note pas de passage sableux, le sol devenant simplement plus argileux avec la profondeur. On passe à une texture limono-argilo-sableuse entre 70 et 120 cm, puis à une texture argilo-limoneuse après 120 cm.

Le profil textural observé à l'endroit où les instruments étaient implantés se rapproche beaucoup du profil A (figure 8-7). On y perçoit un passage plus sableux entre 100 et 120 cm et une texture plus argileuse après 130 cm (cf. description du profil en A2.2.1). Nous avons donc considéré que le profil granulométrique A était représentatif du profil granulométrique à l'endroit où étaient implantés les instruments de mesure.

L'hétérogénéité texturale que nous avons mise en évidence pour le sol de Guia, est un caractère typique des sols alluviaux.

Nature de la phase argileuse

On peut supposer que la nature de la phase argileuse de ce sol de levée, en bord de cuvette, est voisine de celle des sols plus argileux situés dans la cuvette, à environ 200 mètres de notre site d'étude. Elle serait alors constituée (Boivin, comm. pers.) de :

- 60 % de smectites et d'argiles interstratifiées
- 30 % de kaolinite
- 10 % d'illite, 10 % de chlorite.

Tableau A2-4 : quelques caractéristiques analytiques de l'horizon **Bg** du sol de Guia (en % de la terre fine séchée à 105°C).

Profondeur (cm)	C (%)	MO (%)	pH	CEC	Ca	Mg	Na	K	S/T (%)	T/tx d'A (cmol(+) .kg ⁻¹ d'A)
45 - 55 cm	0,31	0,54	4,6	13,2	7,4	5,85	1,084	0,101	>100	42,9
85 - 95 cm	0,32	0,55	4,8	13,3	7,1	4,69	0,279	0,158	92	44,3
105 - 115 cm	0,24	0,41	4,6	11,3	5,8	5,12	1,253	0,081	>100	43,8
135 - 145 cm	0,22	0,37	4,8	13,2	6,2	6,12	2,599	0,101	>100	44,9

Profondeur (cm)	Fer total (%)	Fer libre (%)	Fe L / Fe T (%)	Fe NL / tx d'A (%)
45 - 55 cm	3,19	1,412	44	6
85 - 95 cm	2,84	0,992	35	6
105 - 115 cm	2,95	1,394	47	6
135 - 145 cm	3,68	1,874	51	6

Matière organique

L'horizon Bg du sol est faiblement organique. La teneur en carbone organique décroît avec la profondeur (tableau A2-4).

pH, CEC et bases échangeables

Bien que le pH eau du sol de Guia soit acide (tableau A2-4), le complexe d'échange est sursaturé ($S/T > 100 \%$). Ceci s'expliquerait par la présence de sulfates. Le complexe d'échange est saturé à parts à peu près égales entre Ca^{2+} et Mg^{2+} . On notera que la teneur en Na^+ échangeable croît avec la profondeur. On sait que l'application des méthodes classiques de mesure de la CEC et d'extraction des bases échangeables (par déplacement par NH_4^+ à pH 7) conduisent à des résultats erronés, généralement surévalués. Les données que nous présentons ici ne doivent être prises que comme des indications des ordres de grandeur de ces paramètres. Les valeurs exactes peuvent être obtenues par des méthodes adaptées aux sols salés (extraction des bases échangeables par l'éthanol). L'ordre de grandeur de la CEC du sol de Guia, obtenu par la méthode classique, montre que celle-ci est faible (entre 11 et 14 $cmol(+).kg^{-1}$). La saturation du complexe d'échange par Ca^{2+} et Mg^{2+} , avec un pH du sol acide, avait déjà été observé par Braudeau, en 1978, pour ce type de sol. Le rapport CEC/teneur en argile est constant le long du profil (42 à 45 $cmol(+).kg^{-1}$ de fraction argileuse). La valeur de ce rapport est cohérente avec la nature de la phase argileuse (smectites et argiles interstratifiées dominantes).

Fer

La teneur en fer total du sol varie entre 2,8 et 3,7 % (tableau A2-4). Le fer libre représente environ 50 % du fer total. Ce fer libre est soumis à une dynamique d'hydromorphie. Le fer non libre apparaît fortement corrélé à la teneur en argile (rapport (fer total - fer libre)/taux d'argile constant le long du profil).



ANNEXE 3A : LE "RETRACTOMETRE" DE TERRAIN

A3A.1 Description du "rétractomètre"

Nous allons présenter dans cette annexe l'appareil de mesure des variations d'épaisseur de couches de sol, que l'on a dénommé «rétractomètre de terrain». Son schéma est présenté dans le plan coté de la figure A3A-1.

Ce dispositif est constitué :

- d'une part, d'un plateau (8)* en duralumin, perforé, qui repose librement à la surface du sol.
- d'autre part, d'ensembles de pièces appelés «cannes» comprenant chacune une tige (2)* de longueur adaptée, terminée par un large pas de vis (7)* à son extrémité inférieure, et par un filetage à son extrémité supérieure. Le pas de vis est ancré dans le sol à une profondeur déterminée par l'épaisseur de la couche de sol étudiée. La longueur de la tige est calculée de telle sorte qu'en passant à travers l'un des trous du plateau, elle dépasse largement la surface de celui-ci. Un tube (4+5+6)* coulissant sur la tige joue un rôle de gaine protectrice en empêchant le contact entre le sol et la tige. Cette «gaine» peut être, si nécessaire, maintenue solidaire du plateau, ceci afin d'éviter qu'elle ne repose sur le pas de vis de la tige. A l'installation de chaque "canne" du rétractomètre, on prend soin de laisser un débattement suffisant entre le bas de la gaine et le pas de vis d'ancrage.

Les variations de longueur de la partie de la tige dépassant du plateau correspondent à l'opposé des variations d'épaisseur de la couche de sol située entre le plateau et le pas de vis de la tige (cf. figure 9-1).

A3A.2 Les systèmes d'acquisition des données

Deux types de systèmes ont été utilisés pour mesurer les variations de distance entre la surface du plateau et l'extrémité supérieure de chaque tige :

- un système automatique faisant intervenir des capteurs électroniques de déplacement. Deux types de capteurs ont été utilisés (voir tableau A3A-1 pour plus de précision) :
 - des capteurs de type inductif LVDT (Linear Variable Differential Transformer), configurés en palpeurs (*i.e.* avec ressort de rappel). La mesure du déplacement est basée sur la variation du coefficient d'auto-induction de

* Les numéros entre parenthèses font référence aux éléments numérotés du plan coté de la figure A3A-1.

Tableau A3A-1 : Caractéristiques techniques des capteurs électroniques utilisés

type de capteur électronique	inductif	potentiométrique	comparateur
gamme de mesure (mm)	-12,5 à +12,5	0 à 50	0 à 25
résolution théorique (µm)	fonction du système d'acquisition du signal (~ 1, pour cette configuration)	fonction du système d'acquisition du signal (~ 7, pour cette configuration)	10
linéarité	≤ 0,1% de la gamme de mesure (soit ≤ 25 µm)	0,1% de la gamme de mesure (soit 50 µm)	non précisée
alimentation	bipolaire ±10 à ±20 V D.C. non régulée réalisée par 2 batteries de 12 V, en série	unipolaire, limitée par la puissance dissipable par la résistance (1W à 70°C), soit, l'intensité étant inférieure à 1 mA, 1000 V, maxi réalisée par la centrale d'acquisition en + 5V	par piles internes rechargeables
signal de sortie	2 signaux ±5 V de sens opposés	fonction de la tension d'alimentation 0-5 V, dans le cas présent	lecture directe par écran à cristaux liquides
fabricant	RDP, Wolverhampton, UK	MCB, Colombes, FR	British Indicators, UK

Tableau A3A-2 : Incertitudes sur les mesures de déplacement, liées au matériel d'acquisition, pour le site de Guia

couche de sol	type de capteur	écart-type moyen (µm)	demi-intervalle de confiance à 95% (µm)	écart-type maximum (µm)
0-20 cm	inductif	2,4	4,8	3,1
0-40 cm		2,0	4,0	3,1
0-60 cm		2,1	4,2	3,1
0-80 cm		0,9	1,8	1,3
0-100 cm		2,0	4,0	2,6
0-120 cm	potentiométrique	1,5	3,4	6,4
0-140 cm		1,4	3,2	6,1

bobines, due au déplacement de leur noyau, solidaire de la partie mobile du capteur. Le capteur est fixé sur le plateau par l'intermédiaire d'un support (voir plans cotés des figures A3A-2 et A3A-3). Le canon du palpeur vient buter contre un disque de métal (1)*, vissé à l'extrémité supérieure de la tige, et qui constitue la «tête» de la tige.

- des capteurs de type potentiométrique, sans ressort de rappel, basés sur une résistance variable dont la branche mobile est reliée au canon du capteur. Ce canon est maintenu par des écrous sur une «patte» de fixation (voir plan coté de la figure A3A-2), solidaire de la tige ancrée dans le sol (voir plan coté de la figure A3A-3). On a utilisé le même type de support que pour les capteurs inductifs.

Les capteurs électroniques sont reliés à une centrale d'acquisition Campbell 21X®.

Avant chaque série de mesures, selon un pas de temps déterminé par l'utilisateur, la centrale alimente directement les capteurs potentiométriques, et ferme, par l'intermédiaire d'un relais, le circuit d'alimentation par batteries des capteurs inductifs.

De plus, la centrale effectue 2 lectures de température grâce à 2 thermocouples de type K (Chromel/Alumel) placés sur la partie supérieure de 2 tiges du rétractomètre. La précision de la lecture est de l'ordre de 0,01°C.

Avant l'établissement de la lame d'eau, pour la réhumectation du sol, un anneau de protection en acier d'une hauteur de 3 cm et de diamètre adapté (voir plan coté de la figure A3A-1) a été placé autour du plateau, de manière à ce que l'eau n'atteigne pas les capteurs électroniques. L'étanchéité de l'ensemble (anneau - plateau, plateau - gaines) a été assurée par la mise en place de joints en mastic siliconé (Rubson®).

- un système manuel, utilisant un comparateur électronique (voir tableau A3A-1). L'utilisation de ce système a entraîné quelques modifications au niveau des parties mécaniques du rétractomètre (voir schéma de la figure A3A-4) : suppression de 2 tiges (celle du milieu, remplacée par le support du comparateur, et une latérale, remplacée par une tige de référence solidaire du plateau), et par conséquent, modification du plateau.

Le comparateur est fixé par l'intermédiaire d'un bras rigide (voir plan coté de la figure A3A-2), à une petite potence, amovible, supportée par une pièce de métal vissée sur le plateau. Cette potence peut tourner sur elle-même, entraînant ainsi le comparateur au dessus de chaque tige, en haut de laquelle est vissée une «tête» de tige identique à celle utilisée pour les capteurs inductifs. Une petite rainure effectuée sur la surface supérieure de la «tête» de tige permet le repérage de la position du canon du comparateur, et d'effectuer ainsi la mesure toujours

* Les numéros entre parenthèses font référence aux éléments numérotés du plan coté de la figure A3A-1.

Tableau A3A-3 : Incertitudes sur les mesures de température, liées au matériel d'acquisition, pour le site de Guia

thermocouple n°	écart-type moyen (°C)	demi-intervalle de confiance à 95% (°C)	écart-type maximum (°C)
1	0,010	0,02	0,07
2	0,009	0,02	0,07

au même endroit sur la «tête» de tige. La potence est ôtée de son support et conservée intacte entre 2 mesures. La tige de référence, vissée au plateau, permet de contrôler le remplacement de la potence sur son support. Les données du comparateur sont recueillies sur fiche par l'utilisateur.

A3A.3 L'enregistrement des données par la centrale d'acquisition

Chaque mesure enregistrée par la centrale est en fait la moyenne de :

- 50 mesures successives pour les capteurs de déplacement inductifs et les thermocouples
- 10 mesures successives pour les capteurs de déplacement potentiométriques.

Les temps nécessaires pour obtenir chaque mesure moyenne sont environ de :

- 1,8 s pour les capteurs de déplacement inductifs (50 répétitions par capteur)
- 2,2 s pour les capteurs de déplacement potentiométriques (10 répétitions par capteur)
- 7 s pour les thermocouples (50 répétitions par thermocouple)

Soit 11 s pour une scrutation complète.

Ainsi, à chaque point de mesure est associé un écart-type permettant d'estimer l'incertitude de la mesure liée au matériel d'acquisition. Les valeurs moyennes de ces incertitudes, obtenues pour la configuration du site de Guia, est présentée dans les tableaux A3A-2 et A3A-3. Les données stockées par la centrale, sont recueillies par un micro-ordinateur sous la forme d'un fichier.



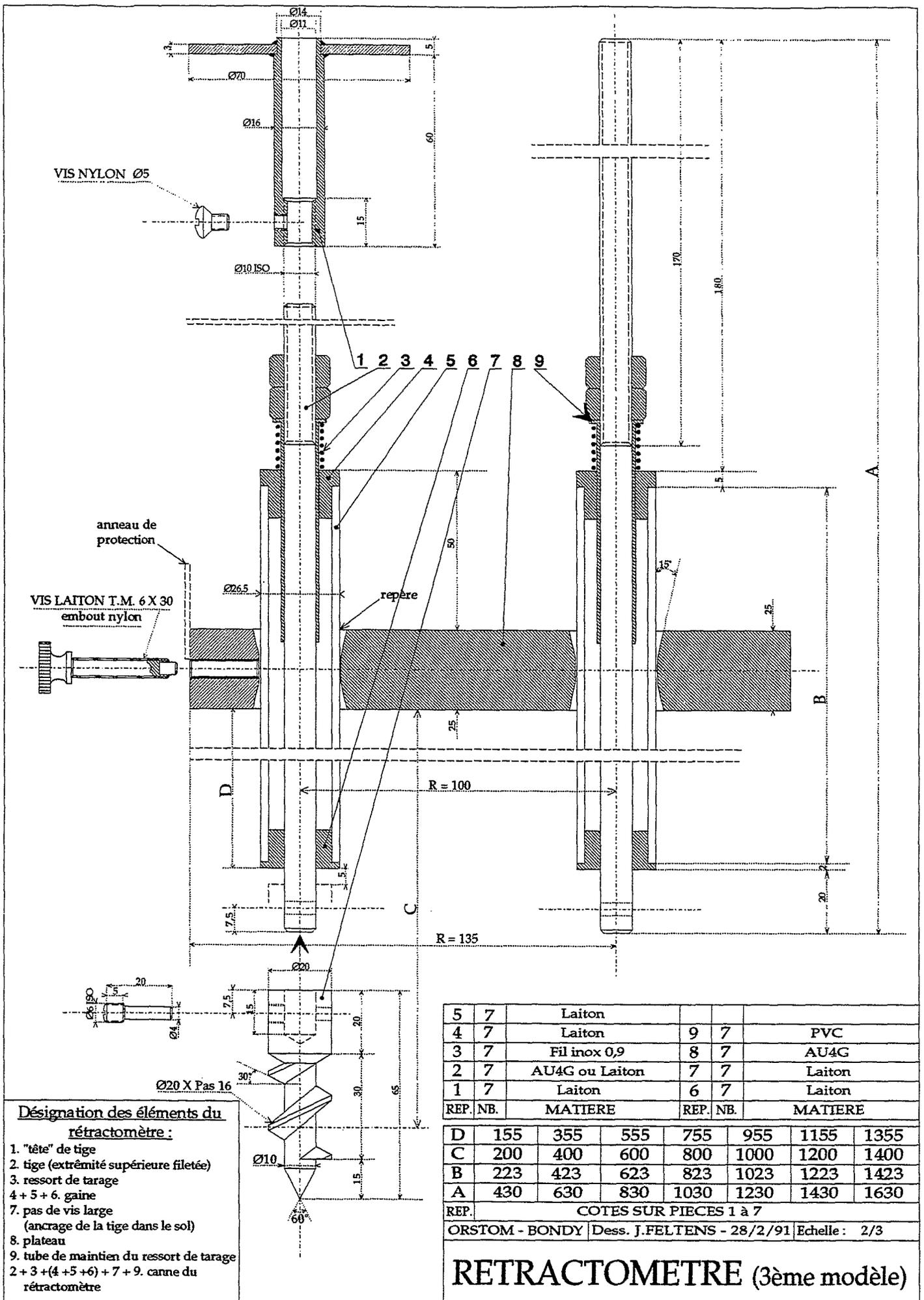
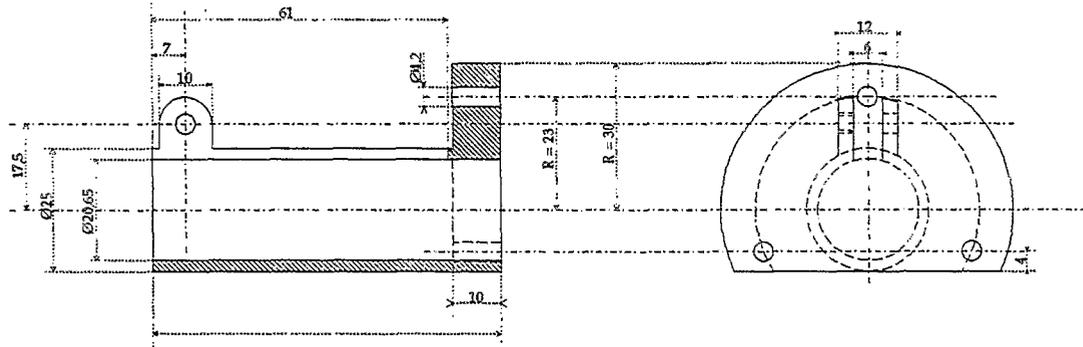
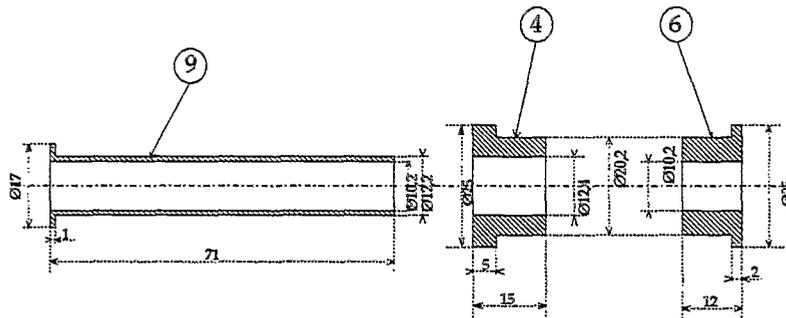


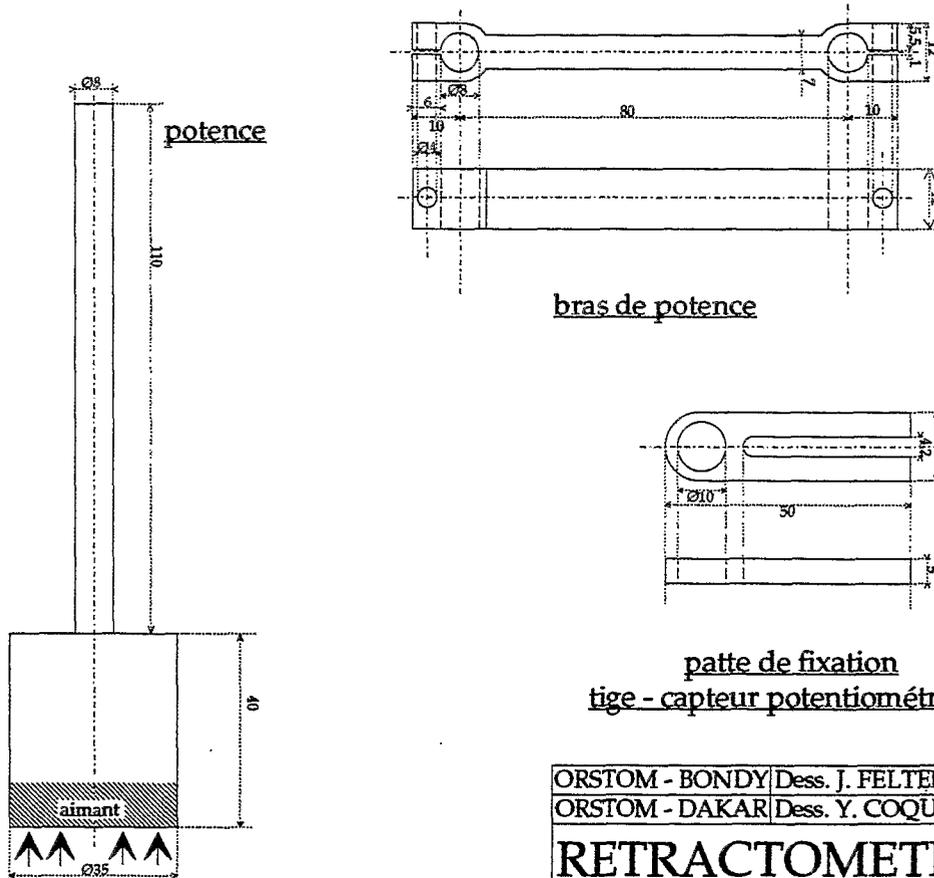
Figure A3A-1 : Plan coté du "rétractomètre de terrain"



Supports de palpeurs
Matière AU4G



pièces diverses du rétractomètre
(les numéros des pièces font référence au plan coté A3A-1)

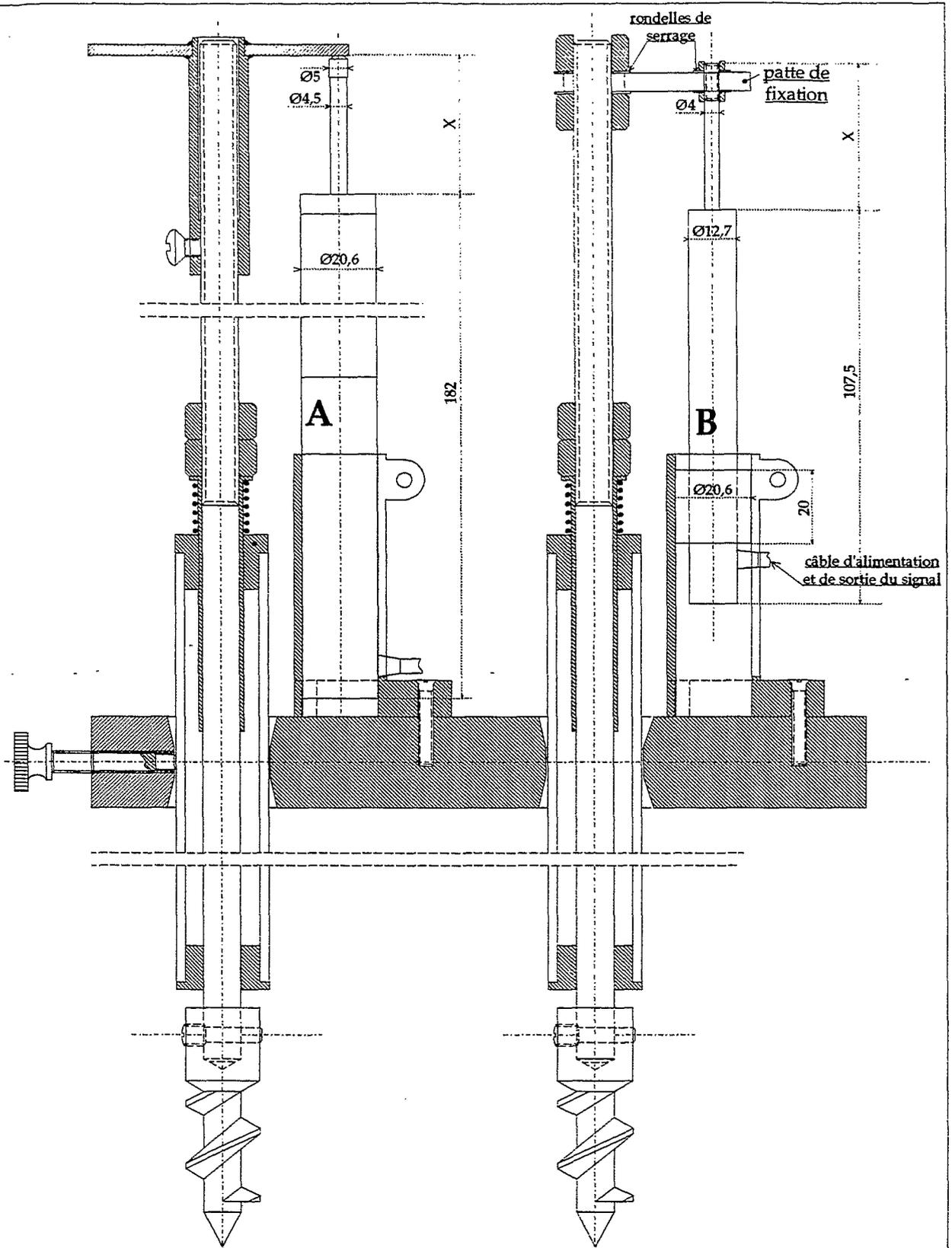


ORSTOM - BONDY / Dess. J. FELTENS - 28/2/91
ORSTOM - DAKAR / Dess. Y. COQUET - 22/12/92

Echelle : 2/3

RETRACTOMETRE (1er & 3ème modèle)

Figure A3A-2 : Plan coté de diverses pièces du "rétractomètre de terrain"



A : capteur électronique inductif
B : capteur électronique potentiométrique

ORSTOM - DAKAR | Dess. Y.COQUET - 29/12/92 | Echelle : 2/3

RETRACTOMETRE (3ème modèle)

Figure A3A-3 : Plan coté du "rétractomètre de terrain" avec système d'acquisition automatique

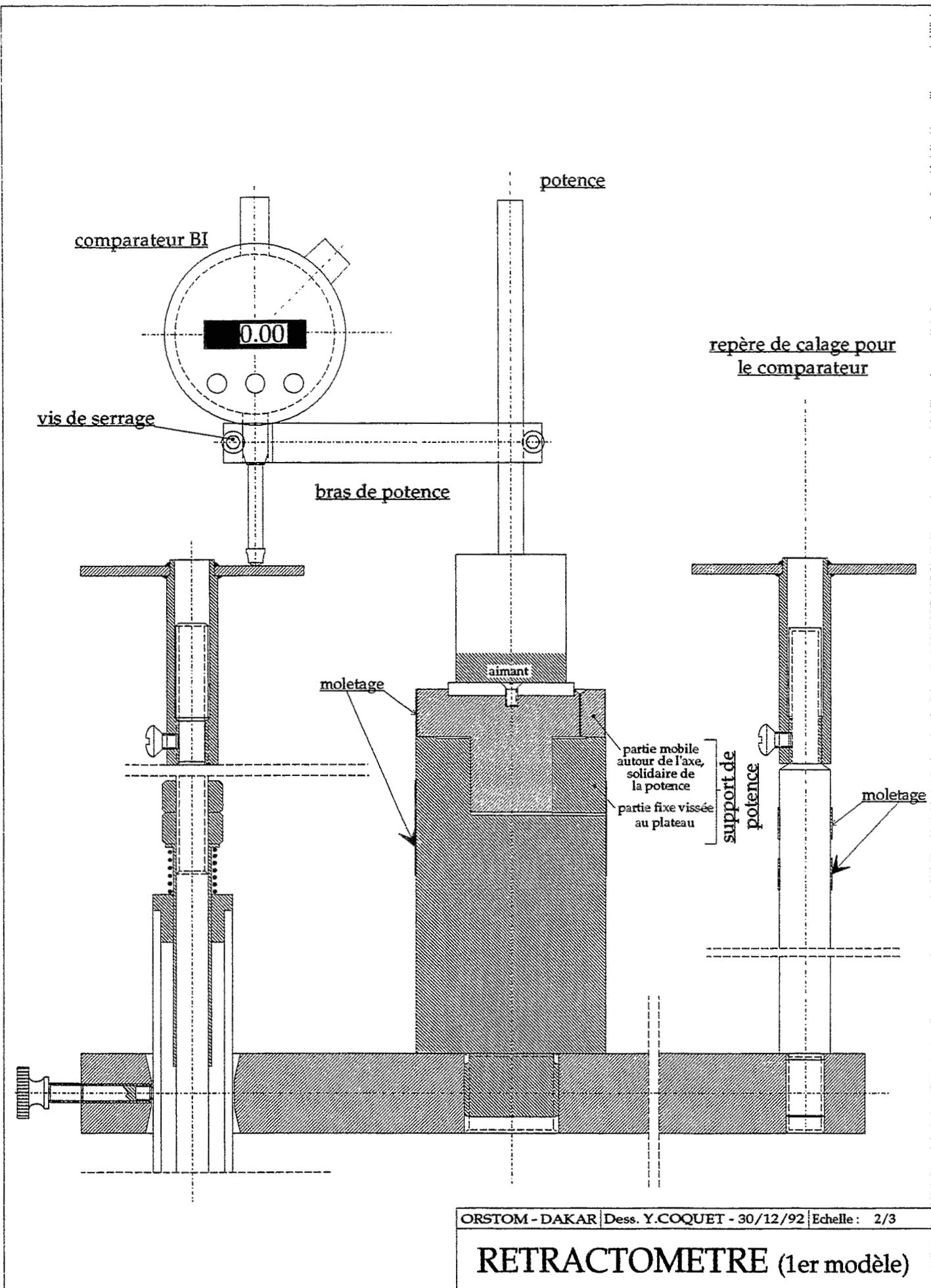


Figure A3A-4 : schéma du "rétractomètre de terrain" avec système d'acquisition manuel

ANNEXE 3B : TRAITEMENT DU SIGNAL DELIVRE PAR LES CAPTEURS DE DEPLACEMENT

A partir des données brutes «longueur du capteur de déplacement» = f («temps») pour chacune des 7 cannes du rétractomètre (0-20, 0-40, 0-60, 0-80, 0-100, 0-120, 0-140 cm), on veut obtenir la courbe «variation d'épaisseur de la couche de sol» = f («temps») pour chacune des 7 couches de sol (0-20, 20-40, 40-60, 60-80, 80-100, 100-120, 120-140 cm).

Un exemple de courbe brute est donnée à la figure A3B-1 (site de Guya, $t = 0$ à 300 h).

Afin de pouvoir comparer les signaux des différents capteurs entre eux, la longueur de chaque capteur est prise égale à 0 au temps $t = 0$ h (début de l'expérience). Pour chaque capteur, la courbe brute représente le déplacement de la «tête» de la tige par rapport au plateau au cours du temps, depuis $t = 0$ h.

A3B.1 Suppression des variations aberrantes des valeurs de déplacement

Sur la figure A3B-1, on remarque de brusques variations de la longueur des capteurs. Ils sont indiqués sur le graphe par des flèches.

Hormis celles dues aux infiltrations, ces variations brusques correspondent à des «accidents» de mesure :

- on a testé le fonctionnement du capteur électronique en bougeant son canon. Celui-ci ne s'est pas replacé exactement au même endroit sur la "tête" de tige.
- la tête de tige a été heurtée par mégarde lors d'un prélèvement d'échantillons de sol à proximité, pour les mesures de teneur en eau massique.

Ces écarts aberrants entre deux valeurs successives ont été supprimés dans la figure A3B-2.

A3B.2 Suppression de l'effet thermique journalier

On remarque sur la figure A3B-2 que certaines courbes (celles des capteurs 1, 2, 4, 5, principalement) présentent des variations périodiques d'amplitude variable, mais de période régulière journalière. La figure 11-1 montre ces variations pour les valeurs de longueur du capteur n° 1 du site de Guya, après la troisième infiltration ($t = 120$ à 886 h).

On a représenté aussi sur cette figure les variations de température enregistrées par le thermocouple n° 2, en utilisant un rapport d'échelle tel que ces variations soient de même

(suite p. A35)

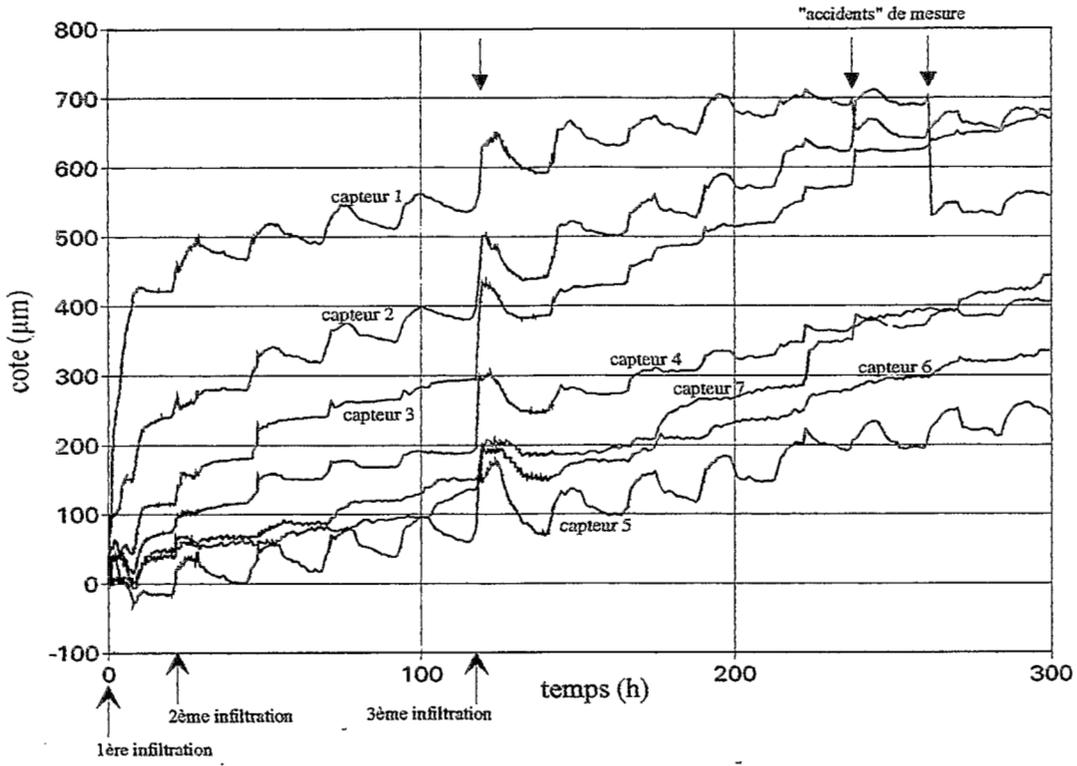


Figure A3B-1 : Evolution de la longueur des capteurs de déplacement (site de Guia).

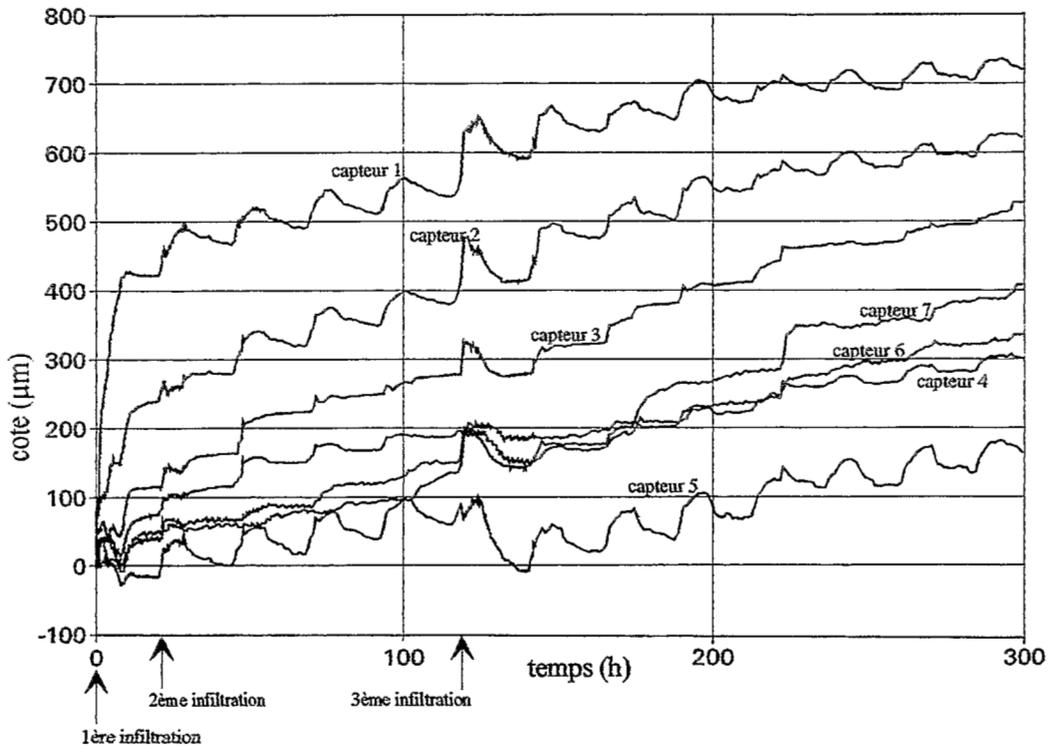


Figure A3B-2 : Evolution des valeurs corrigées de longueur des capteurs de déplacement (site de Guia).

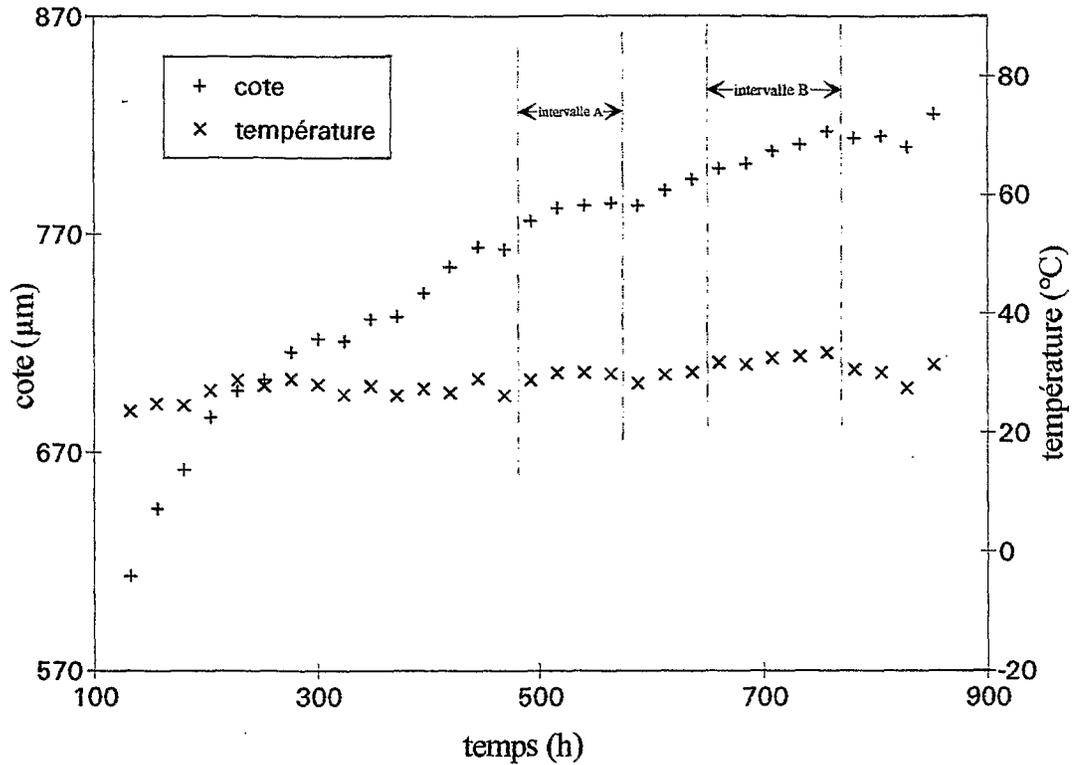


Figure A3B-3 : Evolution des moyennes journalières des valeurs de cote du capteur n° 1 et des valeurs de température du thermocouple n° 2 (Site de Guia).

Tableau A3B-1 : Ajustement de tendances linéaires aux moyennes journalières des valeurs de cote du capteur n° 1 et des valeurs de température des thermocouples, pour les intervalles de temps de la figure A3B-3.

signal étudié	capteur de déplacement n° 1		thermocouple n° 1			thermocouple n° 2		
	A	B	A	B	de 120 à 886 h	A	B	de 120 à 886 h
pende de la droite de régression	0,1017	0,1798	$12,14 \cdot 10^{-3}$	$19,22 \cdot 10^{-3}$	$8,71 \cdot 10^{-3}$	$12,32 \cdot 10^{-3}$	$18,99 \cdot 10^{-3}$	$8,61 \cdot 10^{-3}$
ordonnée à l'origine de la droite de régression	727,8	680,3	23,23	18,71	24,39	23,14	18,86	24,46
R ² ajusté	0,72	0,97	0,14	0,78	0,58	0,17	0,78	0,58
valeur du test F	8,57	112,42	1,51	15,23	42,08	1,62	15,37	42,98
niveau descriptif du test F	>>10%	<<1%	>>10%	5-10%	<<1%	>>10%	5-10%	<<1%

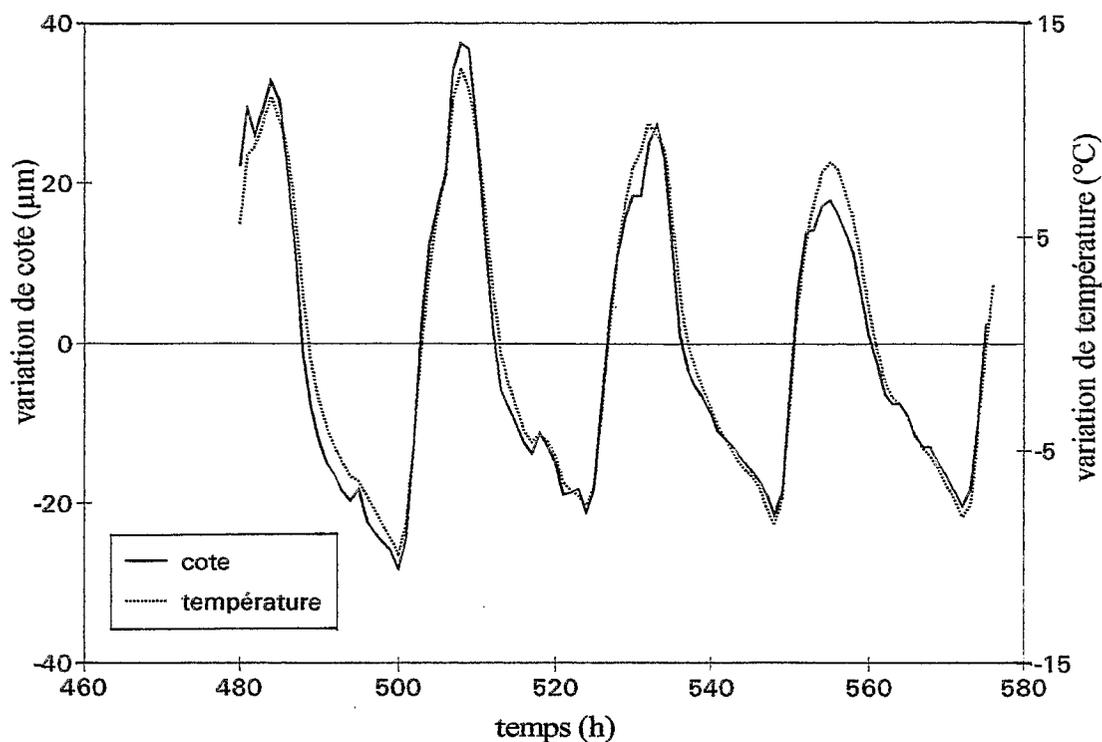


Figure A3B-4 : Valeurs résiduelles des variations de cote du capteur n° 1 et de température (thermocouple n° 2), après retrait des tendances linéaires au cours de l'intervalle de temps A calculées au tableau A3B-1.

Tableau A3B-2 : Ajustement linéaire entre les valeurs résiduelles des variations de cote du capteur n° 1 et celle des variations de température, pour les différents intervalles de temps étudiés.

intervalle étudié	A		B	
thermocouple n°	1	2	1	2
coefficient ξ $\xi = \Delta L / \Delta T$ ($\mu\text{m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)	2,51	2,67	2,65	2,85
variance résiduelle (μm^2)	8,73	7,67	10,7	9,40
R^2 ajusté	0,97	0,98	0,97	0,97

amplitude que celles observées sur le signal du capteur. On note que ces variations ont sensiblement la même forme. On peut supposer que les variations périodiques observées du signal des capteurs de déplacement sont induites par celles de la température du dispositif de mesure. Nous allons présenter la façon dont on a éliminé ces variations en utilisant les enregistrements de température, pour le site de Guia. La même procédure a été utilisée pour le site de Yabone.

On cherche en premier lieu une portion de la courbe de déplacement du capteur pour laquelle la cote moyenne journalière et la température moyenne journalière évoluent de manière à peu près linéaire (voir figure A3B-3 : intervalles de temps A (480-575 h) et B (648-767 h)).

On estime alors cette tendance par régression linéaire (tableau A3B-1) et l'on retire celle-ci du signal observé, pour la courbe de cote du capteur de déplacement d'une part, et pour la courbe de température d'autre part (figure A3B-4).

On remarque, d'après le tableau A3B-1, que les pentes des droites de régression, aussi bien des valeurs de déplacement que des valeurs de température, ne sont pas significativement différentes de zéro pour l'intervalle A, au seuil de 10%. Par contre, elles le sont pour l'intervalle B, et pour l'ensemble des moyennes journalières de température. On a réalisé d'autre part une série de tests d'homogénéité sur les droites de régression obtenues pour le capteur n° 1 (voir annexe 5B pour le principe du test). Les droites de régression des valeurs de déplacement du capteur, sur les intervalles A et B, sont significativement différentes l'une de l'autre, au seuil de 10% ($t_5 = 2,216$). Pour les valeurs de température, les pentes des droites de régression des 2 thermocouples, pour un même intervalle, ne sont pas significativement différentes l'une de l'autre au seuil de 10%. De même, les droites de régression des différentes phases ne sont pas significativement différentes les unes des autres, sauf celles de l'intervalle B et de l'intervalle entier 100-900 h, qui ont des ordonnées à l'origine significativement différentes.

Le tableau A3B-2 présente les résultats de régressions linéaires entre d'une part le signal du capteur n° 1 sans tendance linéaire, et d'autre part les valeurs de température sans tendance linéaire, pour les différents intervalles de temps (A (96 valeurs) ou B (120 valeurs)) et pour les différents thermocouples (1 ou 2). Le meilleur ajustement est obtenu pour le thermocouple n° 2 pendant l'intervalle de temps A.

Cependant cet ajustement par une droite n'est pas parfait : si l'on trace l'évolution de la cote du capteur en fonction de la température (figure A3B-5), on s'aperçoit que le nuage de points se divise en deux sous-groupes, selon le sens de variation de la température. C'est-à-dire qu'il existe une hystérésis du déplacement liée à la température.

Une autre manière de mettre en évidence cette hystérésis est la suivante :

observons d'un côté le signal du capteur de déplacement n° 1, sur l'intervalle de temps A, une fois la tendance linéaire enlevée (figure A3B-4). Celui-ci s'annule régulièrement, c'est-à-dire qu'il redevient égal à la valeur de calage, à savoir la première moyenne journalière

(suite p. A41)

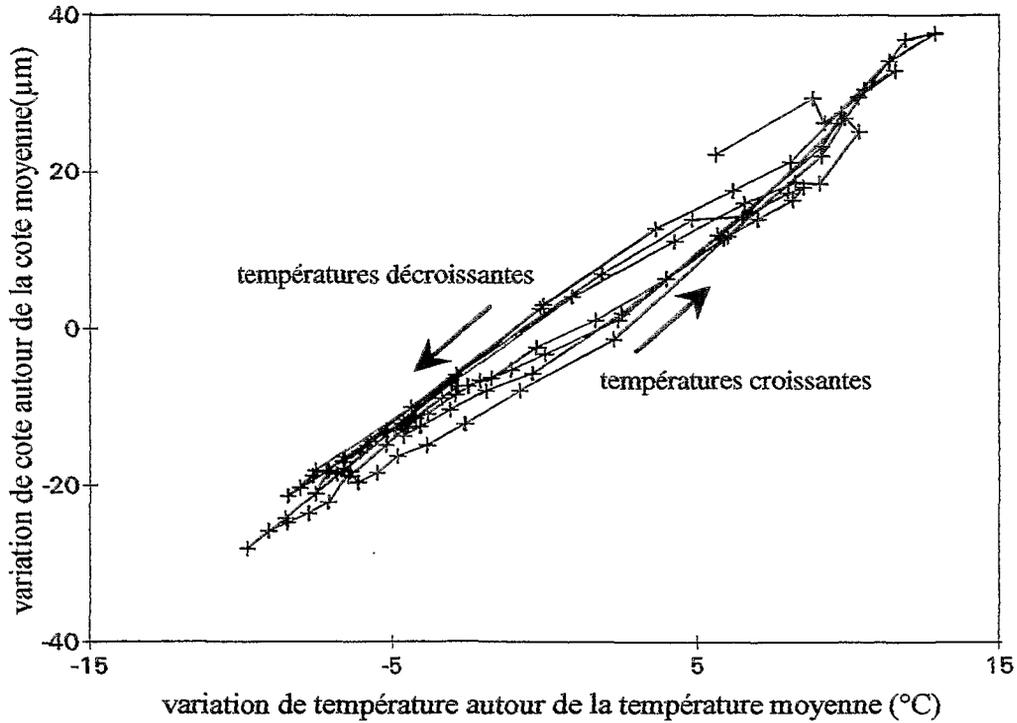


Figure A3B-5 : Hystérésis des valeurs de cote du capteur n° 1 en fonction des cycles de température.

Tableau A3B-3 : Déphasage entre le signal de cote du capteur n° 1 et la température.

temps t (en h) auquel la valeur résiduelle de la cote s'annule (voir figure A2B-4)	temps t (en h) auquel la valeur résiduelle de la température s'annule (voir figure A2B-4)	déphasage (en h) entre le signal de cote et la température (t cote - t température)	sens de variation de la température
487,48	488,32	0,84	décroissante
502,38	502,60	0,22	croissante
511,83	512,45	0,62	décroissante
526,22	526,36	0,14	croissante
535,82	536,59	0,77	décroissante
550,04	550,20	0,15	croissante
559,87	560,43	0,56	décroissante
574,38	574,64	0,25	croissante
<u>moyenne</u>		0,77	décroissante
<u>moyenne</u>		0,19	croissante
<u>moyenne globale</u>		0,44	

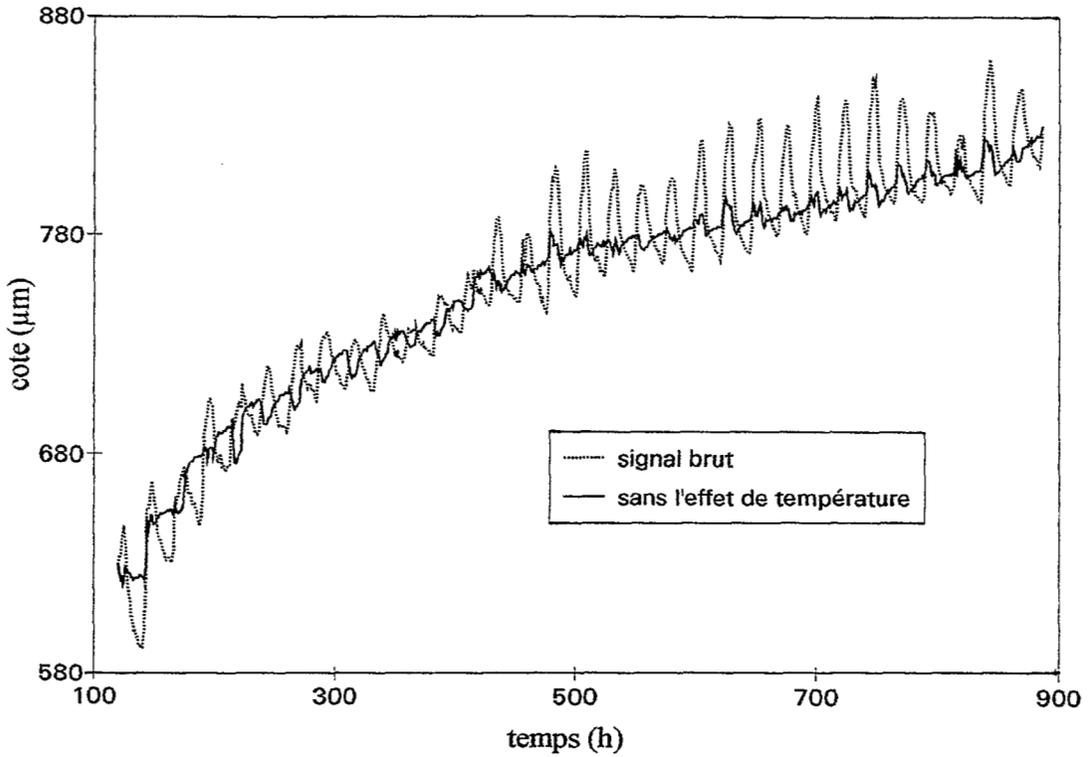


Figure A3B-6 : Cote du capteur n° 1 avant et après suppression de l'effet de température
(remarque : la température de calage pour la suppression de l'effet de température est, sur ce graphe, celle du thermocouple n° 2 au début de la 3ème infiltration ($T = 27,57\text{ }^{\circ}\text{C}$)).

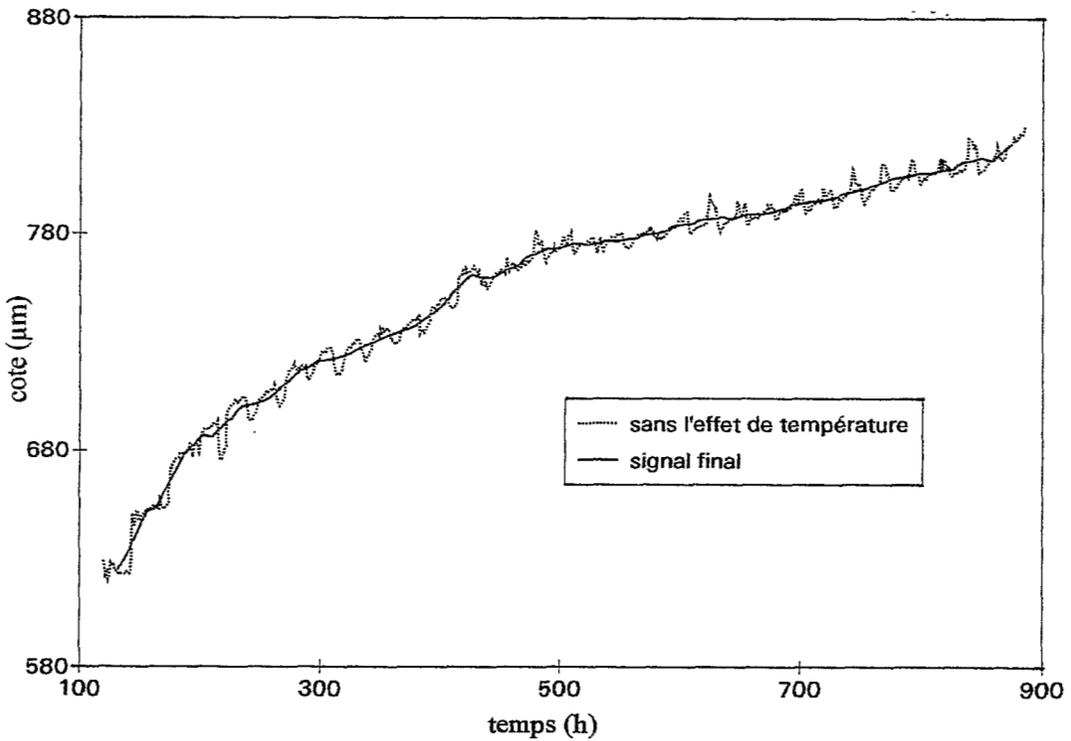


Figure A3B-7 : Effet du lissage par moyenne mobile sur 24 h, sur le signal du capteur n° 1, après suppression de l'effet de température

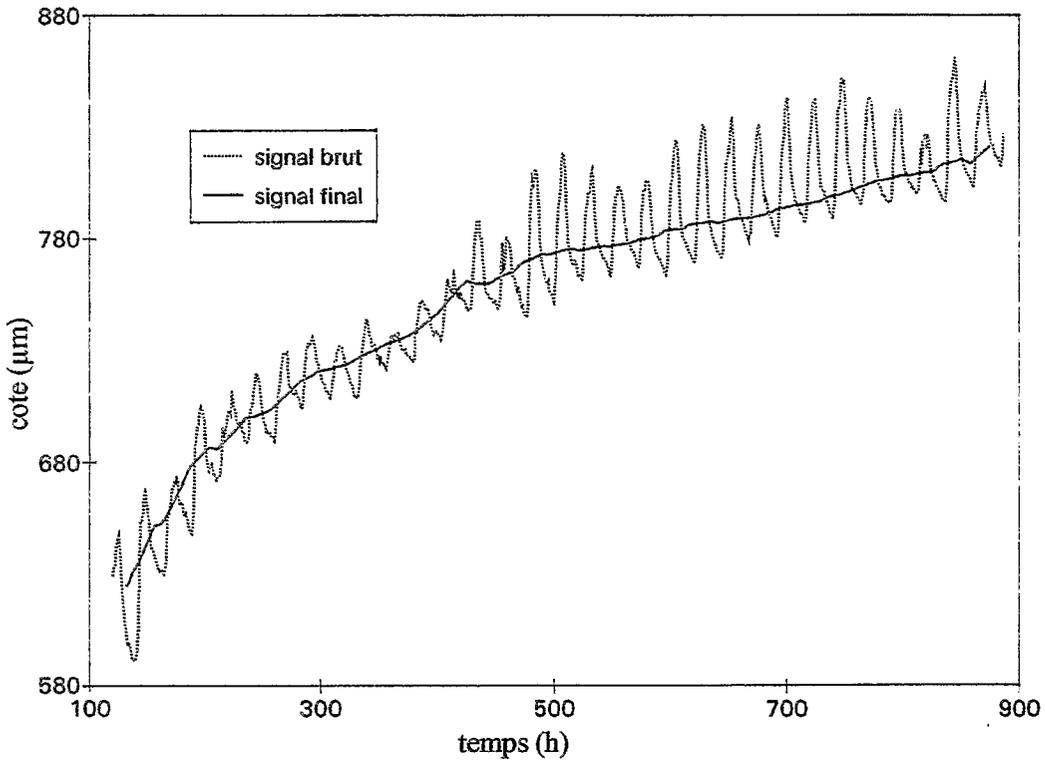


Figure A3B-8 : Allure finale de la courbe de variation de longueur du capteur n° 1, après suppression de l'effet de température et lissage par moyenne mobile.

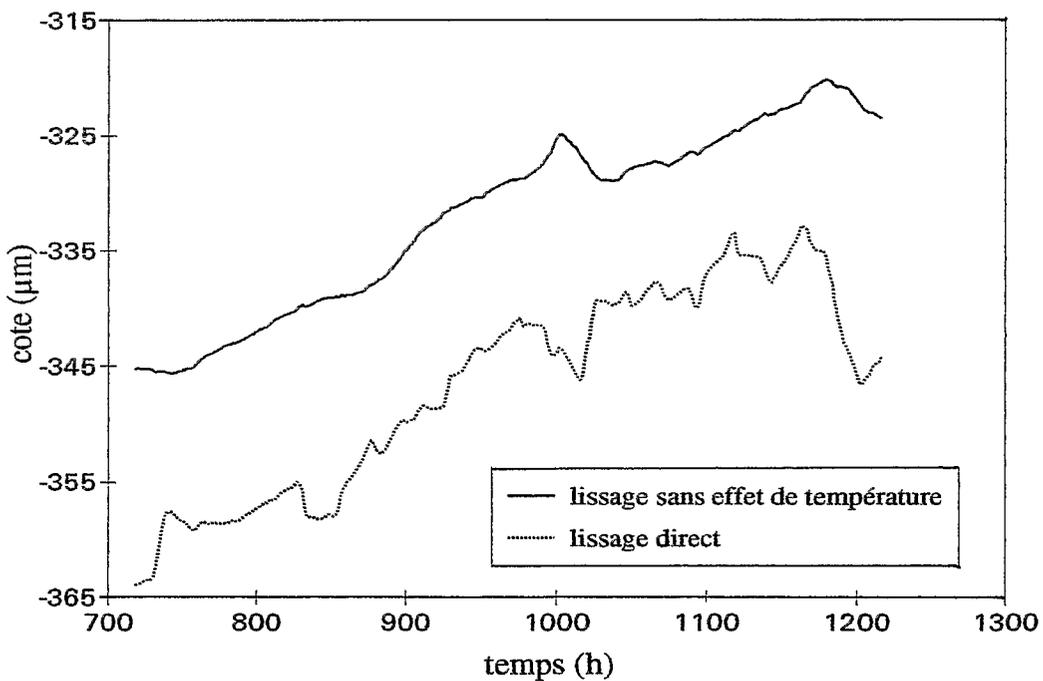


Figure A3B-9 : Comparaison entre le signal obtenu par lissage par moyenne mobile sur 24 h directement appliqué au signal brut, et le signal obtenu par le même lissage sur les valeurs sans effet de température, pour le capteur n° 7 du site de Yabone.

Tableau A3B-4 : Ajustements linéaires entre le signal de cote et la température pour les différents capteurs de déplacement du site de Guia

capteur n°	1	2	3	4	5	6
intervalle de temps retenu	A	B	B	B	A	A
thermocouple retenu	2	2	2	2	2	1
coefficient ξ $\xi = \Delta L / \Delta T$ ($\mu\text{m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)	2,67	2,60	1,05	1,70	4,11	0,43
variance résiduelle (μm^2)	7,67	13,96	9,59	3,75	5,65	6,17
R^2 ajusté	0,98	0,95	0,83	0,97	0,99	0,58
déphasage moyen (h)	+0,44	+1,00	+1,43	+0,59	+0,34	-1,74

Tableau A3B-5 : Ajustements linéaires entre le signal de cote et la température pour les différents capteurs de déplacement du site de Yabone.

capteur n°	1	2	5	7
thermocouple retenu	2	2	2	2
coefficient ξ $\xi = \Delta L / \Delta T$ ($\mu\text{m} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$)	-1,14	-0,36	-0,84	2,64
variance résiduelle (μm^2)	9,45	4,26	10,64	3,48
R^2 ajusté	0,85	0,56	0,73	0,99
déphasage moyen (h)	+1,41	+1,74	+2,14	+0,19

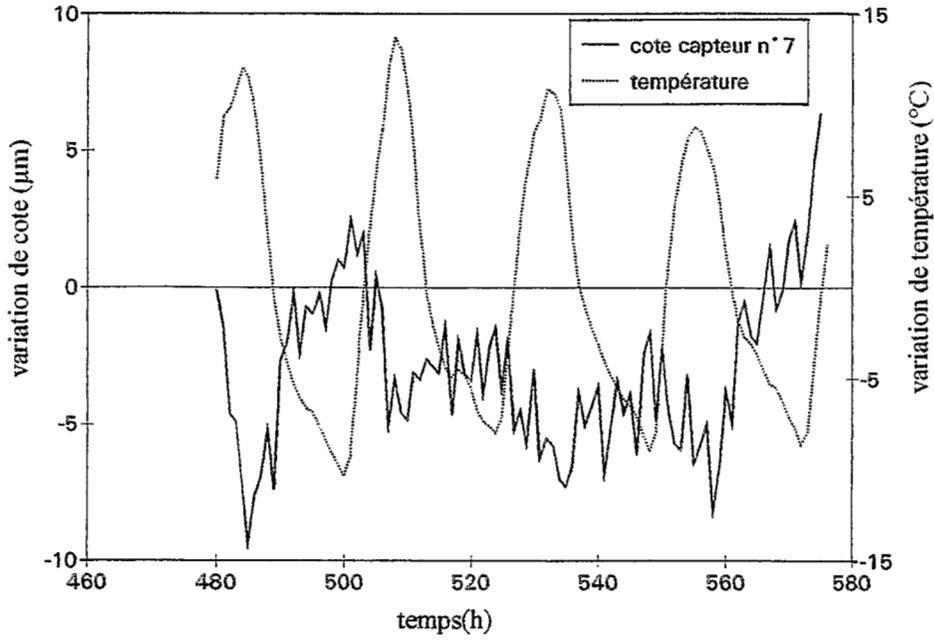


Figure A3B-10 : Variations de cote du capteur n° 7 du site de Guia et de la température (thermocouple n° 1), après avoir retiré la tendance linéaire de chacun des signaux.

centrée de l'intervalle de temps étudié (figure A3B-3). D'un autre côté, on observe que la température résiduelle (*i.e.* sans tendance linéaire) s'annule périodiquement de la même façon. Le tableau A3B-3 présente ces valeurs de temps auxquelles les signaux résiduels de déplacement et de température s'annulent.

On remarque qu'il existe un déphasage permanent entre le signal du capteur de déplacement et la température : le signal du capteur de déplacement précède celui de la température. Mais ce décalage est plus grand lorsque la température décroît que lorsqu'elle croît.

Il aurait été possible d'utiliser 2 régressions différentes (une régression polynomiale, par exemple, pour chacune des branches de l'hystérésis), mais son utilisation implique de connaître le sens de l'évolution de la température à chaque point de mesure, ce qui alourdit considérablement le traitement des données. On a choisi, quitte à perdre un peu d'information de nos enregistrements, d'utiliser un simple ajustement linéaire par une droite et de lisser le signal obtenu par une moyenne mobile à 25 termes sur 24 heures (Gourieroux & Monfort, 1990).

La figure A3B-6 présente la courbe brute de déplacement du capteur n°1 avant et après avoir retrancher l'effet de température, sur la base des enregistrements du thermocouple n°2 et en utilisant le coefficient ξ obtenu pour l'intervalle de temps A (tableau A3B-2). La figure A3B-7 montre l'effet du lissage par moyenne mobile sur le signal sans effet de température. Enfin la figure A3B-8 montre le signal d'origine et le signal dépouillé de tout effet de température et de tout «bruit».

Ce dernier signal est considéré comme l'opposé du mouvement vertical du sol, à l'emplacement de la canne rétractométrique.

On aurait pu effectuer le lissage directement sur les valeurs brutes de déplacement. Dans la courbe issue d'un lissage direct sur les valeurs brutes, l'effet de température subsiste en partie, puisque la variation de la température moyenne journalière n'est pas supprimée par le lissage. Cette variation induit une **tendance qui se surimpose** au signal de variation d'épaisseur de la couche de sol. Lorsque les variations d'épaisseur sont particulièrement faibles, comme c'est le cas pour le site de Yabone, cet effet peut modifier de façon importante le signal obtenu (figure A3B-9). On a donc choisi d'enlever cette tendance de l'ensemble des signaux de déplacement obtenus.

Les tableaux A3B-4 & A3B-5 montrent les résultats de la régression linéaire la mieux adaptée, pour chaque capteur, entre les valeurs résiduelles de cote du capteur et celles de température, pour les sites de Guia et de Yabone.

Certains capteurs potentiométriques (n° 7, pour Guia ; n°s 3, 4 & 6, pour Yabone) semblent ne pas présenter de variations induites par la température (R^2 ajusté < 0,30, pour le meilleur ajustement), ainsi qu'il est illustré à la figure A3B-10.

On remarque de manière générale que les capteurs potentiométriques (n°s 6 & 7, pour Guia ; n°s 1 à 6, pour Yabone) sont moins sensibles aux variations de température que les capteurs inductifs, ce qui est en accord avec les caractéristiques des capteurs données par le

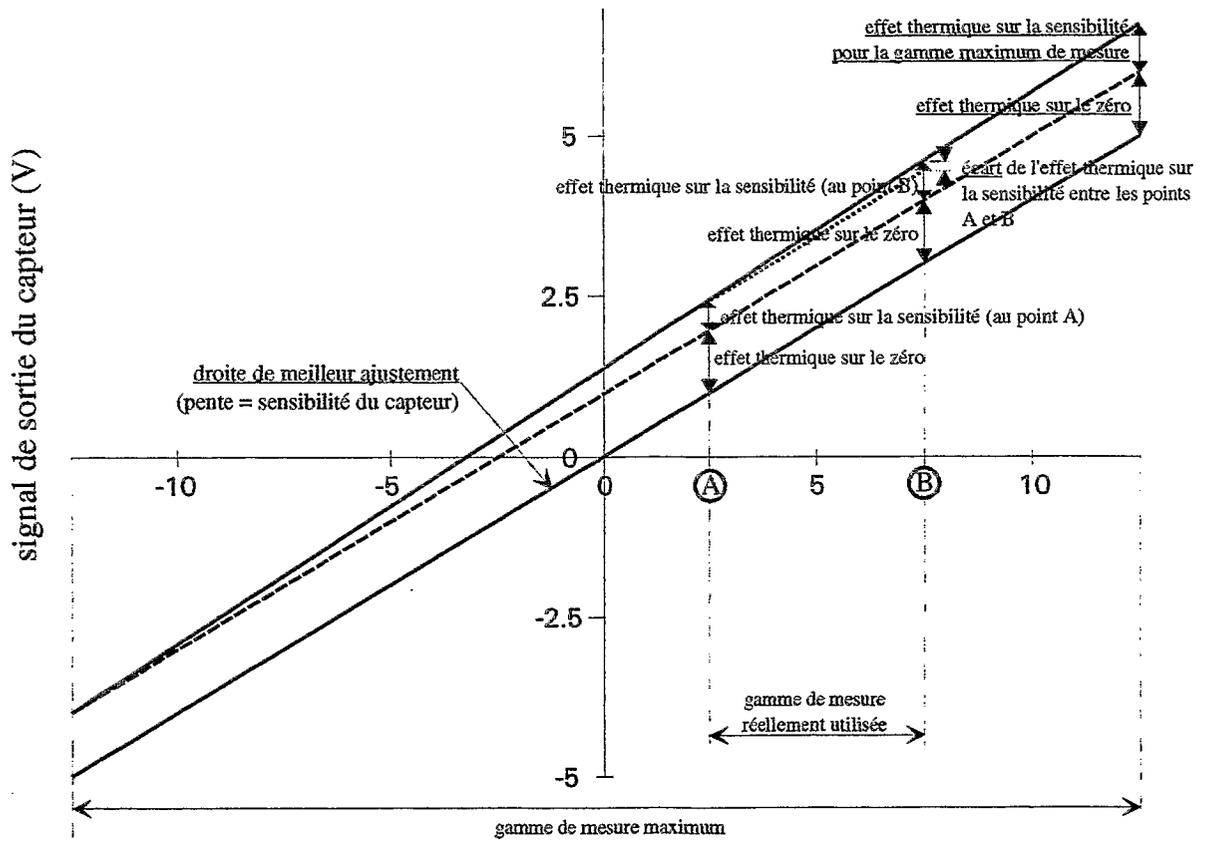


Figure A3B-11 : Analyse théorique de l'effet de la température sur la droite d'étalonnage d'un capteur de déplacement.

constructeur (voir annexe 3C, coefficient thermique de la gamme de mesure*).

Lorsqu'un effet thermique est décelable, les variations induites sur le signal des capteurs potentiométriques est de sens opposé à celle des variations de température, *a contrario* de ce que l'on observe pour les capteurs inductifs. On notera toutefois l'exception du capteur n°6 du site de Guia, qui, non seulement présente un coefficient ξ de sensibilité thermique positif, mais aussi présente un déphasage de sens opposé à celui des autres capteurs (la courbe de variation de cote suit celle de la température).

On remarque de manière générale que plus le déphasage est grand, en valeur absolue, moins l'ajustement est bon (le nuage de points est plus dispersé par l'effet d'hystérésis).

A3B.3 Interprétation des effets thermiques observés d'après les caractéristiques techniques des capteurs

On peut comparer les coefficients ξ de sensibilité à la température des capteurs inductifs aux données du constructeur (voir annexe 3C, coefficient thermique du zéro* et coefficient thermique de la gamme de mesure*).

L'effet de la température sur la réponse d'un capteur de déplacement s'exprime de deux façons : un effet sur le zéro du capteur, et un effet sur la sensibilité* du capteur. Ce double effet est présenté à la figure A3B-11.

- L'effet thermique sur le zéro* provoque une translation de la droite d'étalonnage du capteur. Il est le même en tout point de la gamme de mesure.
- L'effet thermique sur la sensibilité provoque un changement de la pente de la droite d'étalonnage. Il est fonction de la valeur mesurée.

Ainsi, si l'on s'intéresse à la différence de lecture entre 2 mesures réalisées à la même température, l'effet de la température se limitera à celui sur la sensibilité du capteur, l'effet de décalage sur le zéro s'annulant (c'est l'intérêt des mesures relatives).

Si l'on s'intéresse à la différence entre les 2 lectures d'un même point (ou une lecture de 2 points différents) de la gamme de mesure, réalisées par contre à des températures différentes, les deux effets agissent.

L'effet de température sur le zéro du capteur est le même quelle que soit la valeur mesurée ; il peut s'exprimer en pourcentage de la gamme de mesure maximale du capteur. On nomme cette caractéristique du capteur le "coefficient thermique du zéro*".

L'effet de température sur la sensibilité du capteur est fonction de la taille de la gamme de mesure utilisée, c'est-à-dire de l'étendue maximale des mesures observée lors d'une expérience ; cet effet peut s'exprimer en pourcentage de la gamme de mesure effectivement utilisée lors d'une expérience. Il correspond alors à ce que l'on appelle le "coefficient thermique de la gamme de mesure*".

Dans le cas des capteurs inductifs utilisés ici, le constructeur nous fournit les valeurs

* ces termes sont définis dans un glossaire, annexe 3C.

Tableau A3B-6 : Elements du calcul de l'effet maximum de la température sur la sensibilité des capteurs de déplacement.

capteur n°	date (h) du minimum	température au minimum (°C) (thermocouple n°2, sauf cap.6)	cote au minimum (µm)	date (h) du maximum	température au maximum (°C)	cote au maximum (µm)	écart de température (°C)	variation de cote (µm)	effet maximum dû au changement de sensibilité (µm)
1	0	28,93	0	747	45,52	807	16,58	807	4,1
2	19	16,97	270	747	45,52	814	28,55	544	4,7
3	19,9	16,94	128	747	45,52	749	28,57	621	5,3
4	19	16,97	94	747	45,52	480	28,55	386	3,4
5	20	16,95	33	747	45,52	272	58,56	239	2,1
6	19,1	16,73	46	749	46,43	485	29,70	439	0,013
7	44	14,95	58	747	45,52	652	30,57	594	0,018

Tableau A3B-7 : Elements du calcul de l'effet maximum de la température sur la sensibilité du capteur n° 3, au cours de l'intervalle de temps B (648-767 h).

date (h) du minimum	température au minimum (°C) (thermocouple n°2, sauf cap.6)	cote au minimum (µm)	date (h) du maximum	température au maximum (°C)	cote au maximum (µm)	écart de température (°C)	variation de cote (µm)	effet maximum dû au changement de sensibilité (µm)
652	42,91	2	764	24,50	62	-18,41	60	-0,4

Tableau A3B-8 : Elements du calcul de l'effet de "linéarité" maximum sur la réponse des capteurs de déplacement.

capteur n°	cote au minimum (µm)	cote au maximum (µm)	variation de cote (µm)	effet maximum dû à la linéarité (µm)
1	0	831	831	2,7
2	0	859	859	2,4
3	0	786	786	2,2
4	0	499	499	2,0
5	-23	279	302	0,8
6	0	495	495	2,0
7	-7	718	725	2,9

suivantes :

- coefficient thermique du zéro* : 0,01 % de la gamme maximum du capteur / °C, soit, la gamme maximum étant de 25.000 µm, 2,5 µm / °C.
- coefficient thermique de la gamme de mesure* : 0,03 % de la gamme utilisée / °C; elle varie donc selon le capteur.

Pour les capteurs potentiométriques, le constructeur ne fournit que la valeur du coefficient thermique de la gamme de mesure : 0,0001 % de la gamme utilisée / °C.

Si l'on veut connaître l'effet maximum dû au changement de sensibilité du capteur à cause de la variation de la température au cours de l'expérience, il suffit de chercher les 2 points pour lesquels

$$\Delta T \cdot \Delta H ,$$

est maximal, avec ΔT , l'écart de température entre les 2 points

et ΔH , la variation de longueur du capteur entre ces 2 points.

L'effet maximum dû à la variation de sensibilité du capteur au cours de l'expérience est égal à ce produit multiplié par le coefficient thermique de la gamme de mesure. Cet effet a été calculé pour les capteurs utilisés sur le site de Guia dans le tableau A3B-6.

Pour les capteurs inductifs, cet effet reste inférieur à 6 µm pour l'ensemble des valeurs mesurées.

Pour les capteurs potentiométriques, cet effet est négligeable (de l'ordre de 0,02 µm).

On peut calculer l'effet maximum lié au changement de sensibilité du capteur, suite aux variations de température observées au cours de l'intervalle de temps retenu pour l'estimation du coefficient ξ . Prenons le cas du capteur inductif présentant la plus grande tendance linéaire en fonction du temps (capteur n° 3, intervalle B, pente = 0,53). En utilisant la même procédure que précédemment (tableau A3B-7), on peut estimer l'effet maximum dû au changement de sensibilité du capteur au cours de l'intervalle de temps B à 0,4 µm. **On peut donc négliger cet effet face à l'effet sur le zéro qui est de 46 µm pour le même écart de température (18,41 °C au cours de l'intervalle B).**

On peut alors dire que le coefficient ξ , estimé pour chaque capteur de déplacement (voir tableau A3B-4 & A3B-5), correspond au **coefficient thermique du zéro**.

Si l'on compare nos valeurs expérimentales à la valeur théorique donnée par le constructeur, dans le cas des capteurs inductifs, on constate que les chiffres obtenus sont du même ordre de grandeur que le coefficient théorique (2,5 µm.°C⁻¹). Seul le capteur n°5 du site de Guia semble être au-dessus de la norme constructeur.

En ce qui concerne les capteurs potentiométriques, la valeur théorique du coefficient thermique du zéro n'était pas fournie par le constructeur.

* ces termes sont définis dans un glossaire, annexe 3C.

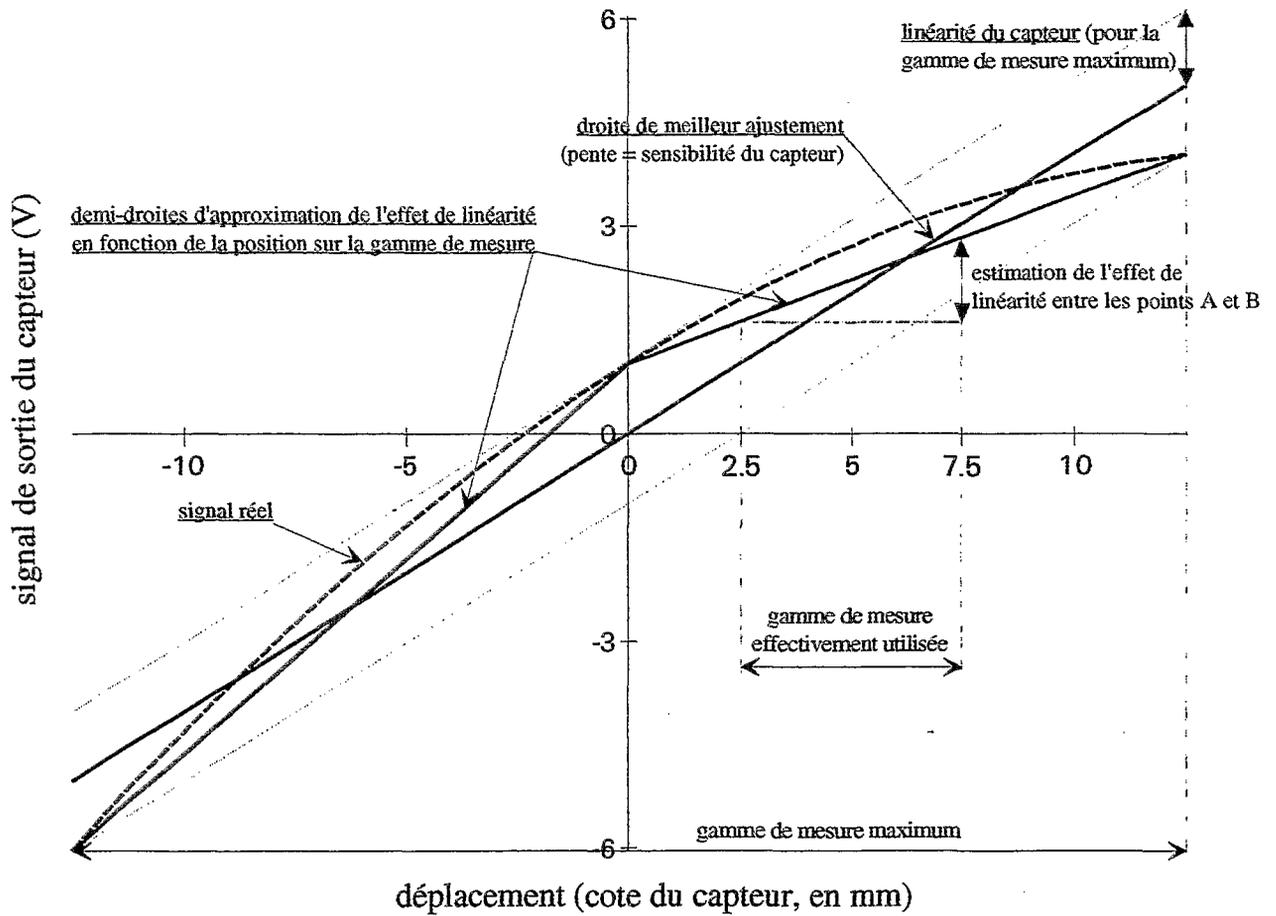


Figure A3B-12 : Analyse théorique de l'effet de la "linéarité" sur la réponse d'un capteur de déplacement.

Tableau A3B-9 : Elements du calcul de l'effet de "linéarité" maximum sur la réponse du capteur n° 3, au cours de l'intervalle de temps B (648-767 h).

cote au minimum (µm)	cote au maximum (µm)	variation de cote (µm)	effet maximum dû à la linéarité (µm)
692	762	70	0,2

A3B.4 Effet de la linéarité du capteur

On a aussi cherché à évaluer, à partir des données constructeur, l'effet maximum dû à la non-linéarité de la réponse du capteur (voir figure A3B-12 et annexe 3C).

En effet, la réponse du capteur en fonction de la grandeur mesurée n'est pas linéaire, mais plutôt parabolique. Cet effet de courbure est très faible (il est très exagéré sur la figure A3B-12). On considère la réponse comme linéaire, tout en indiquant l'erreur maximale commise, la «linéarité»* du capteur, exprimée en pourcentage de la gamme de mesure du capteur (voir tableau A3A-1). Cette valeur correspond à un maximum, réalisé lorsque l'on tient compte des valeurs de toute la gamme de mesure disponible. L'effet dû à la «linéarité» du capteur est, comme pour l'effet thermique sur la sensibilité, plus faible si l'on n'utilise qu'une partie de cette gamme.

La courbe réelle de réponse du capteur n'étant pas fournie par le constructeur, on l'a assimilée à deux demi-droites (figure A3B-12). L'effet de linéarité sur une gamme de mesure de taille donnée est alors estimé par :

$$\text{effet de linéarité} = 4 \times \text{linéarité du capteur} \times \text{taille de la gamme de mesure utilisée}$$

Cette formule n'est valable que si la gamme de mesure utilisée est entièrement incluse dans l'une des 2 demi-droites d'approximation de la courbe réelle du capteur. On constate donc que ce calcul est très arbitraire, mais il a néanmoins l'avantage de maximiser l'effet possible de la linéarité du capteur.

Les valeurs obtenues pour les différents capteurs utilisés pour l'étude du site de Guia sont présentées au tableau A3B-8. On constate que ces valeurs ne dépassent pas 3 μm , quelque soit le type de capteur.

On peut, de la même manière, estimer l'effet de linéarité qui a pu entacher d'erreur la détermination des coefficients ξ des capteurs. Pour le capteur n° 3 (présentant la plus grande variation de cote au cours de l'intervalle de temps B), cet effet de linéarité a pu être estimé à 0,2 μm (tableau A3B-9), ce qui reste là encore négligeable vis-à-vis de l'effet thermique sur le zéro du capteur (voir le calcul de l'effet thermique sur la sensibilité, § A3B.3 ci-dessus).

A3B.5 Conclusion

On peut dire que, globalement, le système automatique par capteurs électroniques de déplacement nous permet, après avoir éliminé l'effet de la température sur le zéro des capteurs, d'estimer les variations d'épaisseur de sol avec une précision de $\pm 5 \mu\text{m}$.

* ce terme est défini dans un glossaire, annexe 3C.



ANNEXE 3C : GLOSSAIRE DES CARACTERISTIQUES TECHNIQUES DES CAPTEURS DE DEPLACEMENT ELECTRONIQUES

Sensibilité (Sensitivity*) : (voir figure A3C-1)

Pente de la droite de meilleur ajustement entre les valeurs d'étalonnage de la grandeur mesurée et les valeurs de sortie du capteur lues. Exprimée en mV/mm, en général, pour les capteurs de déplacement. Elle est de 405 mV/mm, en moyenne, pour les capteurs inductifs, et de 200 mV/mm, pour les capteurs potentiométriques (données constructeurs).

Fidélité (Accuracy*) : (voir figure A3C-1)

Largeur de la «bande» incluant les valeurs déviant au maximum de la droite de meilleur ajustement, autour de cette droite. Elle est généralement indiquée en pourcentage de la gamme de mesure (en fait de la gamme de sortie (*span**), mais cela revient au même) totale :

«moins de $\pm X$ % de la gamme de mesure»

Cette incertitude inclut les effets de linéarité, d'hystérésis et de répétabilité.

Linéarité (Linearity*) : (voir figure A3C-1)

Déviations maximum de la courbe de réponse du capteur, de la droite de meilleur ajustement.

Hystérésis (Hysteresis*) : (voir figure A3C-1)

Différence entre les réponses du capteur pour tout point de la gamme de mesure, en approchant de ce point, d'une part par valeurs croissantes, d'autre part par valeurs décroissantes, lors d'un cycle de parcours (croissance - décroissance) d'une gamme de mesure de taille donnée.

Répétabilité (Repeatability*) : (voir figure A3C-1)

Différence entre les réponses du capteur pour deux lectures consécutives d'un même point de mesure, réalisées au cours de deux cycles de parcours consécutifs d'une même gamme de mesure de taille donnée, sous des conditions expérimentales identiques, en approchant le point de mesure par la même branche de l'hystérésis.

* équivalent en anglais

(suite p. A52)

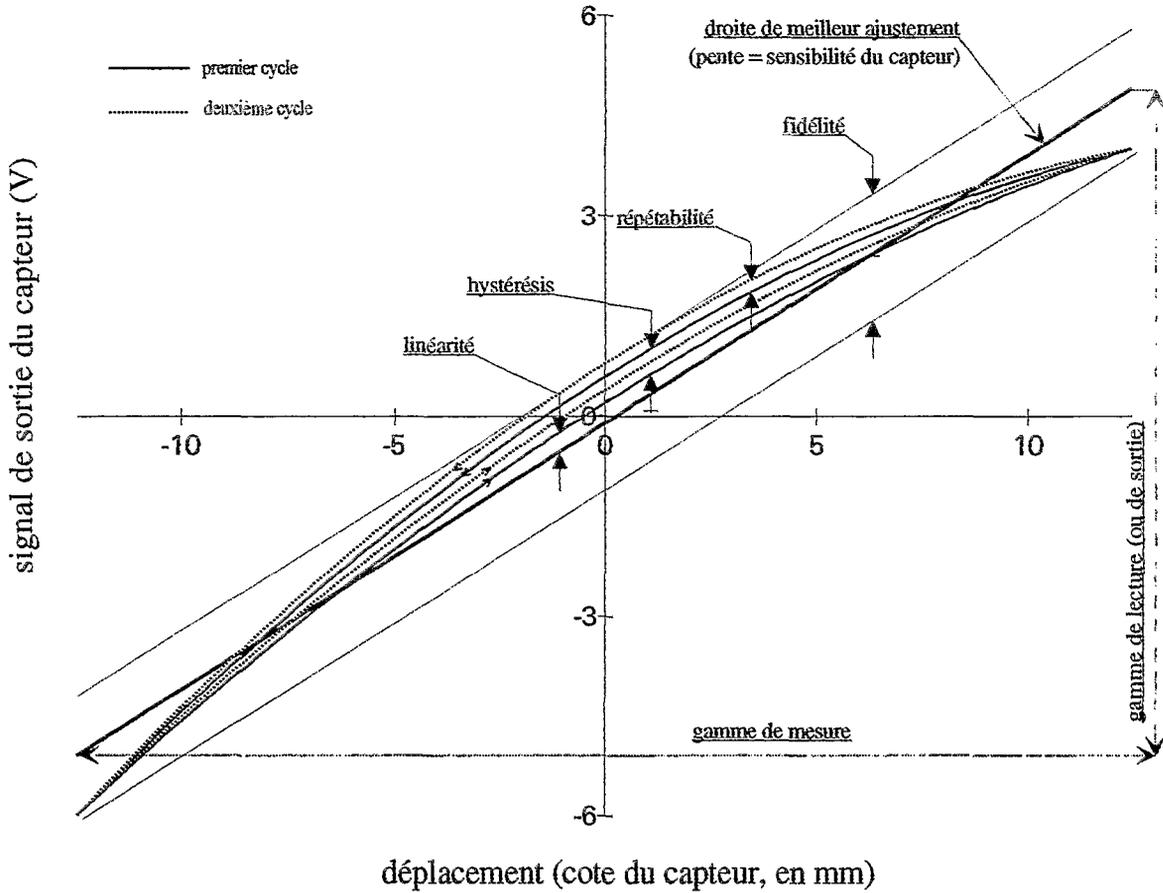


Figure A3C-1 : Caractéristiques d'étalonnage des capteurs de déplacement.

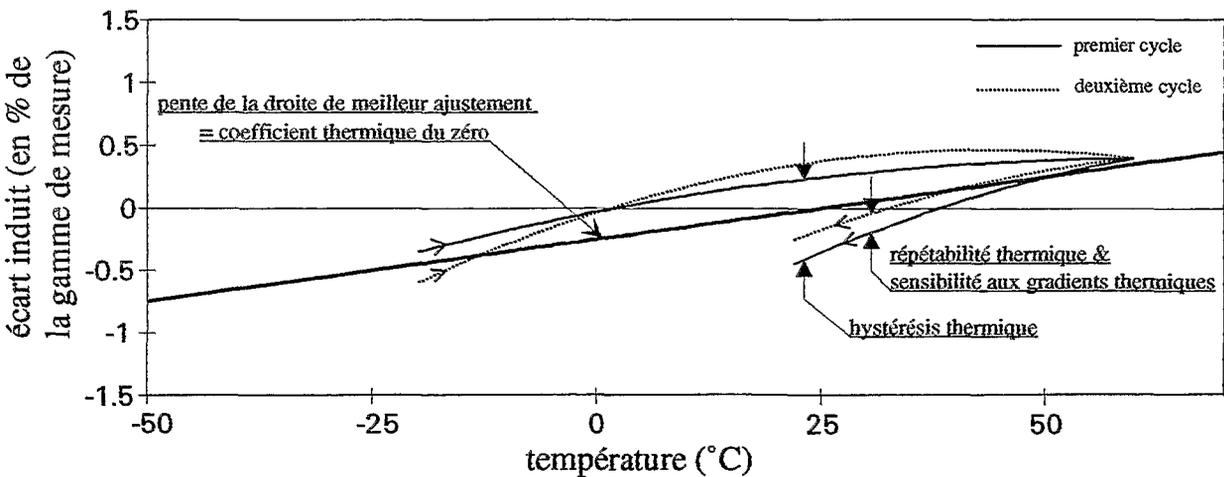


Figure A3C-2 : Caractéristiques de l'effet de la température sur la réponse de capteurs de déplacement.

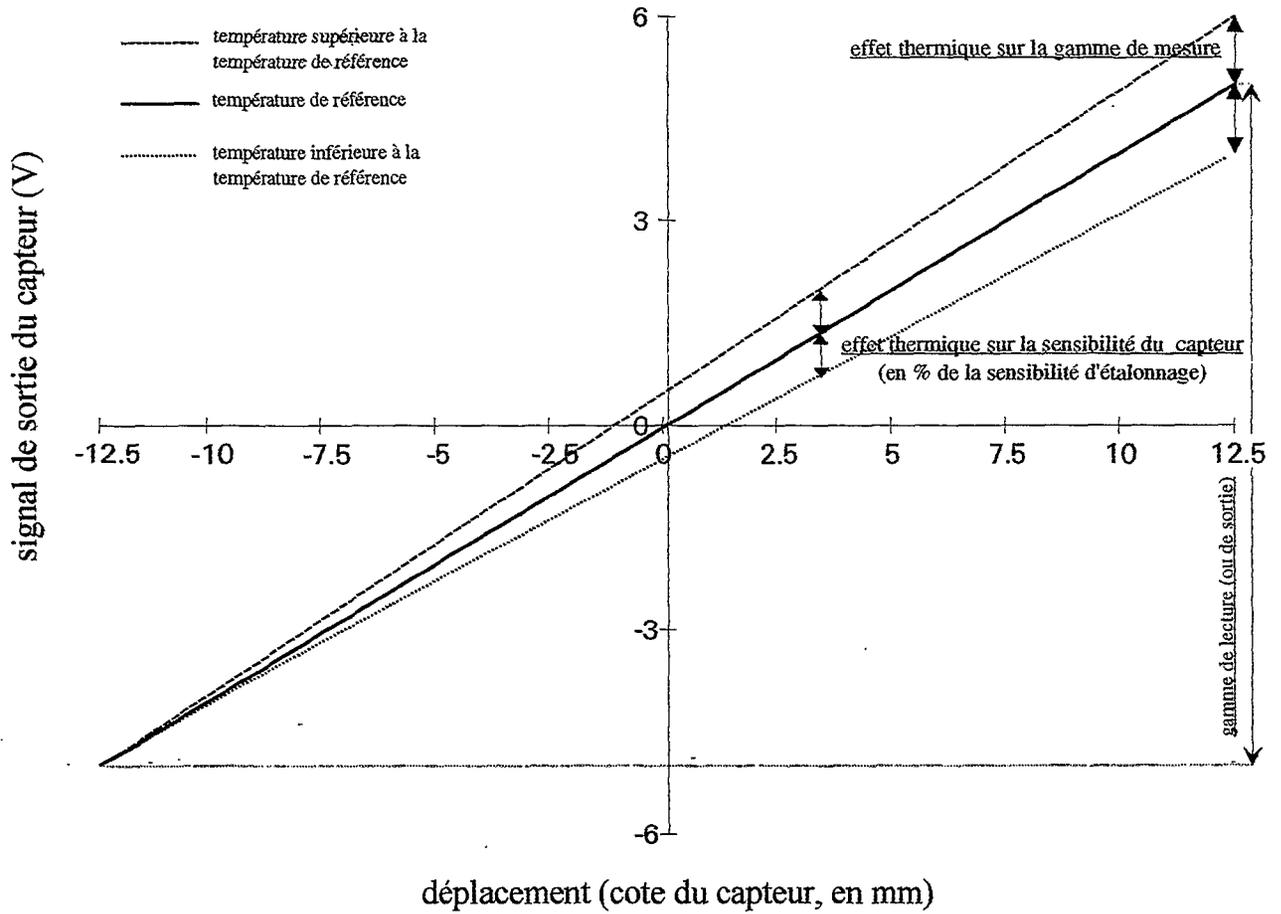


Figure A3C-3 : Caractéristiques de l'effet de la température sur la réponse de capteurs de déplacement (suite).

Gamme de température de fonctionnement (Operating Temperature Range*) :

Gamme de température pour laquelle le capteur fonctionnera sans dommage, ni changement permanent dans ses caractéristiques. Elle est de -50 à +70 °C, pour les capteurs de déplacement inductifs, et de -40 à + 105 °C, pour les capteurs de déplacement potentiométriques (données constructeur).

Effet thermique sur le zéro (Thermal Effect on Zero*) : (voir figure A3C-2)

L'effet thermique sur le zéro inclut les caractéristiques thermiques du capteur suivantes :

- coefficient thermique du zéro
- hystérésis thermique
- répétabilité thermique
- sensibilité aux gradients thermiques

Coefficient thermique du zéro (Zero Temperature Coefficient*) : (voir figure A3C-2)

Pente de la droite de meilleur ajustement entre les écarts de température par rapport à la température de référence (d'étalonnage) et les écarts du signal de mesure par rapport au zéro déterminé à la température de référence.

Pour les capteurs inductifs, la température d'étalonnage était de 20 °C, et le coefficient thermique du zéro, 0,01 % de la gamme de mesure / °C (données constructeur).

Coefficient thermique de la gamme de mesure (Span Temperature Coefficient*) : (voir figure A3C-3)

Influence de la température ambiante sur la sensibilité du capteur. Le coefficient thermique de la gamme de mesure correspond à la «dilatation» ou à la «rétraction» de la gamme de sortie en fonction de l'écart de température par rapport à la température de référence. Il est généralement exprimé en pourcentage de la gamme de sortie par °C (rapportée à la gamme de la grandeur mesurée) ou, ce qui revient au même, en pourcentage de sensibilité par °C. Pour les capteurs inductifs, ce coefficient est de 0,03 % de sensibilité / °C. Il est de l'ordre de 0,0001 % de la sensibilité / °C pour les capteurs potentiométriques (données constructeurs).

* *equivalent en anglais*

**ANNEXE 4A : TEST DE L'ETANCHEITE A L'EAU DE
DIVERS CONTENANTS UTILISES POUR LES
PRELEVEMENTS DE SOL**

Nous avons testé au laboratoire ORSTOM de Dakar quatre types de contenants :

- des sachets fins (épaisseur ~ 25 µm) en polyuréthane
- des sachets épais (épaisseur ~ 100 µm) en polyéthylène basse densité (LDPE)
- des boîtes en aluminium avec couvercle (Ø 59 mm, vol. 125 cm³)
- des bocaux en verre, avec couvercle en plastique à visser (vol. ~ 250 cm³)

De plus, nous avons testé l'influence de précautions supplémentaires prises afin d'assurer l'étanchéité des contenants, ainsi que celle de la quantité de sol prélevée à la tarière :

- sachets en polyuréthane :
 - les sachets 1A, 2A, 3A sont fermés par un noeud réalisé avec le haut du sachet ; pour les sachets 1B et 2B, un morceau d'adhésif est placé autour du noeud.
 - pour les sachets 1A, 3A et 2B, l'horizon de sol prélevé a une épaisseur de 20 cm ; pour les sachets 2A et 1B, seuls 10 cm de sol ont été prélevés.
- sachets en LDPE :
 - pour les sachets 1A et 2A, 20 cm de sol ont été prélevés, 10 cm pour les sachets 1B et 2B.
 - les sachets 1A et 1B sont fermés par un noeud ; les sachets 2A et 2B sont fermés par pliage et ruban adhésif.
- boîtes aluminium :
 - les boîtes 1B, 2B et 3B ont un ruban adhésif pour améliorer l'étanchéité entre le couvercle et la boîte, contrairement aux boîtes 1A, 2A et 3A.
 - 10 cm de sol ont été prélevés dans les boîtes 1A, 3A, 1B, 3B ; 5 cm, dans les boîtes 2A et 2B.
- bocaux en verre :
 - 20 cm de sol ont été prélevés dans les bocaux 1A à 4A ; 10 cm, dans les bocaux 1B à 4B.

Tous ces échantillons ont été prélevés la même heure sur le même site à des profondeurs variables. Les échantillons ont alors été pesés, puis placés au soleil et pesés régulièrement. Chaque jour ouvrable, les échantillons ont été ainsi placés à l'extérieur (de 8h à 16h environ), et leur poids suivis pendant 13 jours. Les résultats globaux sont présentés dans les figures A4A-1 et A4A-2.

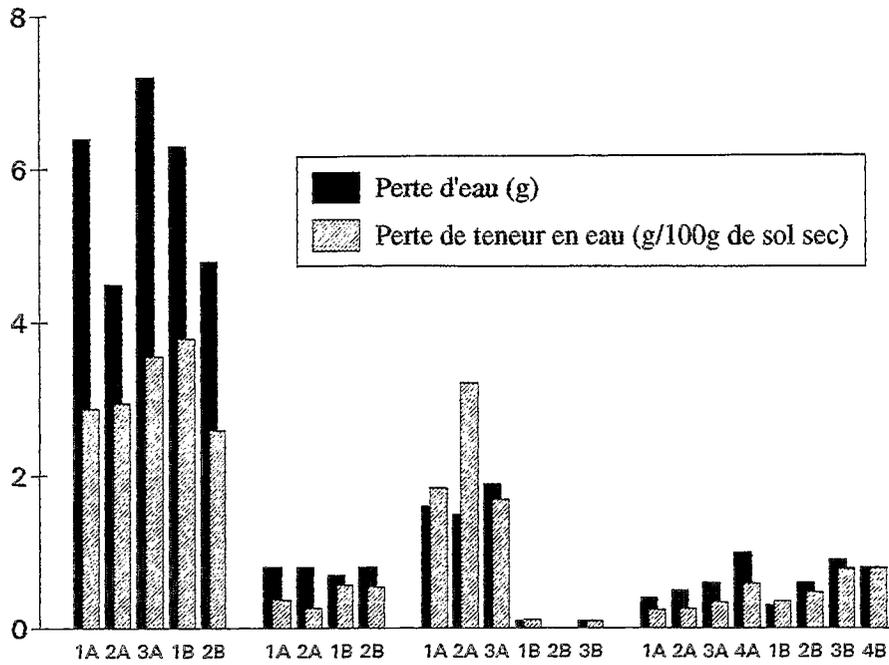


Figure A4A-1 : Pertes d'eau et diminutions de teneur en eau d'échantillons de sol après 312 heures de séjour dans le contenant.

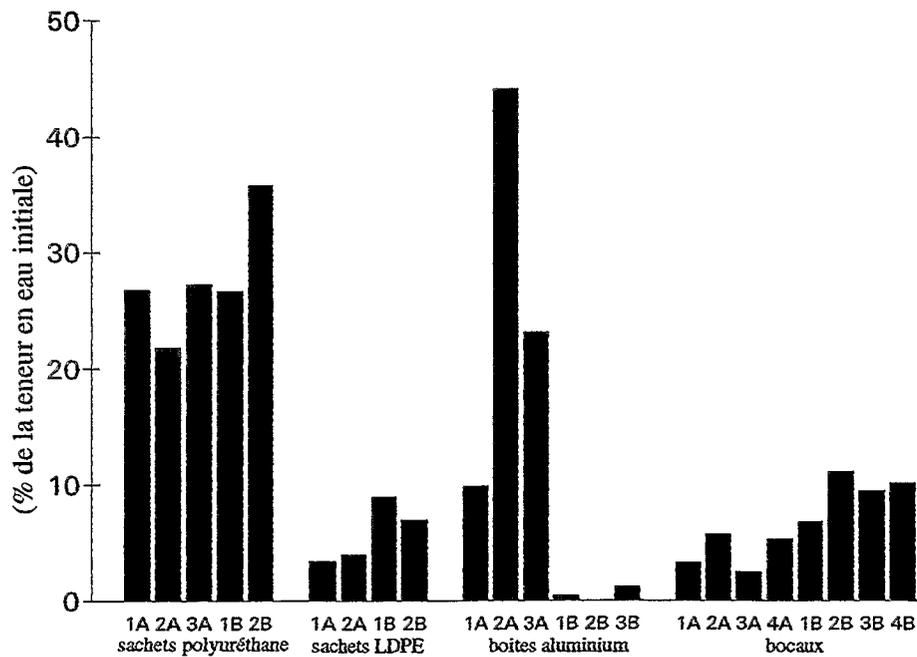


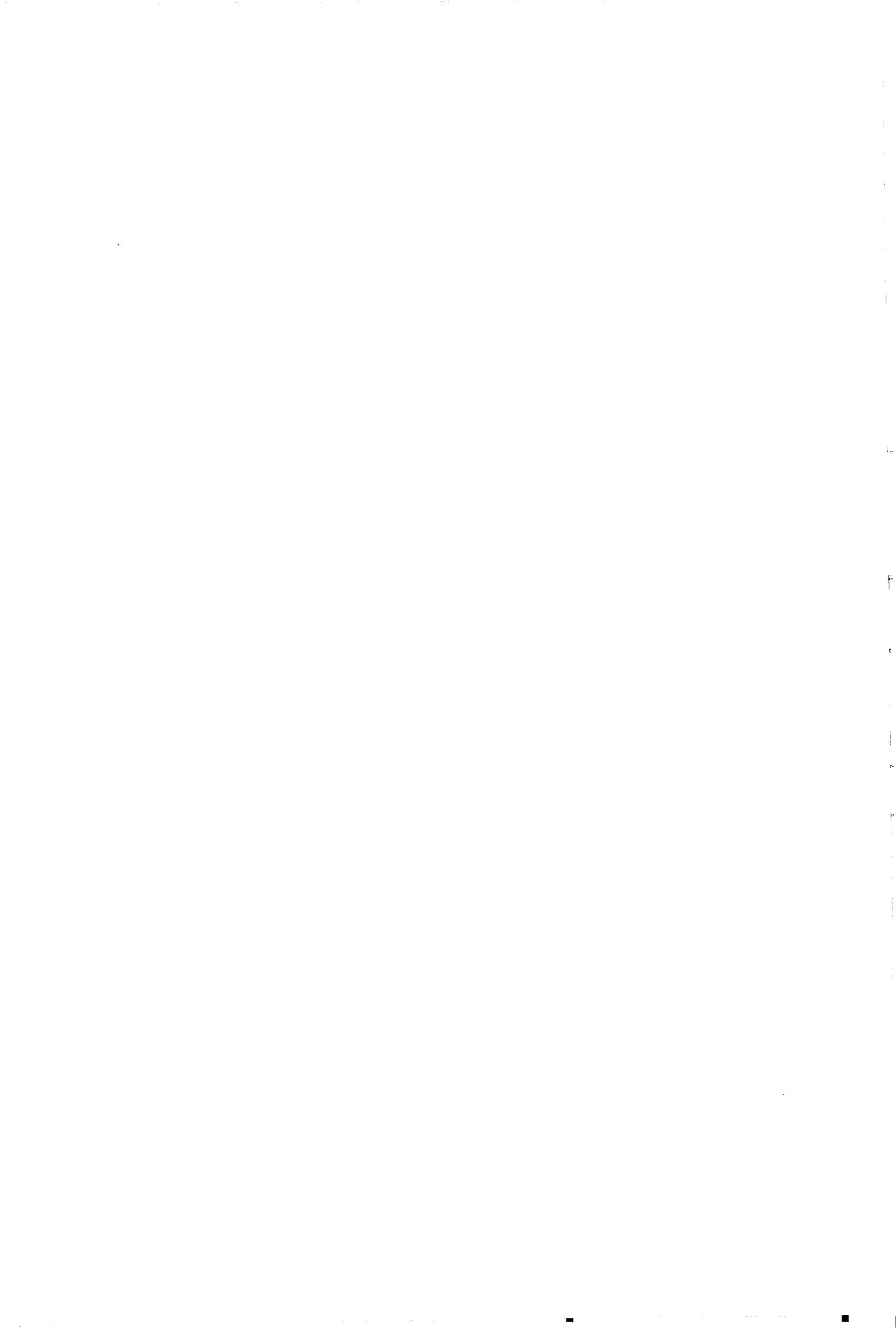
Figure A4A-2 : Perte relative de teneur en eau après 312 heures de séjour dans le contenant.

Sur la base de la perte absolue de teneur en eau, après 13 jours d'attente, on peut effectuer *a priori* le classement de qualité d'étanchéité suivant, dans l'ordre d'une qualité décroissante :

- ① boites aluminium avec adhésif (0,06 g%g)
- ② sachets LDPE épais (0,44 g%g)
- ③ bocaux en verre (0,48 g%g)
- ④ boites aluminium sans adhésif (2,3 g%g)
- ⑤ sachets polyuréthane fins (3,2 g d'eau perdue/100g de sol sec, en moyenne)

De manière générale, on observe que plus l'échantillon prélevé est volumineux, moins la perte de teneur en eau est importante (sauf pour les boites alu avec adhésif).

On a choisi d'utiliser, dans l'ensemble de notre étude, les boites aluminium décrites ci-dessus, en prenant soin d'assurer l'étanchéité entre le couvercle et la boîte, avec un ruban adhésif (type chatterton).



ANNEXE 4B : ETALONNAGE DE LA SONDE A NEUTRONS

Les résultats seront détaillés pour le site de Guia. Les mêmes démarches ont été appliquées au site de Yabone, pour lequel nous ne présenterons que les résultats finaux.

A4B.1 Site de Guia

A4B.1.1 Les 2 types d'étalonnage : étalonnage "sur valeurs krigées" & étalonnage "sur prélèvements"

Deux types d'étalonnage de la sonde à neutrons ont été utilisés :

- l'un utilisant les valeurs de teneur en eau massique estimées par krigeage à l'endroit même du tube d'accès de la sonde, comme valeurs de θ pour les points d'étalonnage.
- l'autre utilisant, comme valeurs de θ pour les points d'étalonnage, les valeurs mesurées en un des 3 prélèvements effectués à chaque détermination par krigeage de la teneur en eau massique des couches de sol suivies au rétractomètre. Le prélèvement retenu est celui qui est le plus proche du tube de sonde, parmi les 3 réalisés. Les prélèvements ainsi considérés se situent à une distance de 30 à 60 cm du tube de sonde.

Chaque profil est constitué d'une mesure tous les 10 cm, de 10 à 140 cm de profondeur, soit 14 niveaux de profondeur.

Les tableaux A4B-1 & A4B-2 présentent les résultats des régressions linéaires classiques obtenues pour chacun des 2 types d'étalonnage, et pour chaque profondeur. On remarque que le premier point d'étalonnage, réalisé lors de l'implantation du tube de sonde, est très souvent rejeté. Pour les premiers niveaux de profondeur (10 et 20 cm), ce point d'étalonnage est situé nettement au-dessus de la droite (θ surestimée ou r sous-estimé), alors que, pour les profondeurs suivantes (sauf 100 cm), il est situé nettement en-dessous (θ sous-estimée ou r surestimé). Ceci est vraisemblablement lié au fait que le sol ne s'était pas encore mis en place autour du tube de sonde. On peut supposer que cette mise en place s'est effectuée dès la première humectation du sol.

Parallèlement, on peut supposer que les comptages réalisés au cours de la première humectation conduiront à des surestimations de θ , à cause des infiltrations préférentielles d'eau, le long du tube de sonde.

Ce phénomène est beaucoup moins marqué pour le site de Yabone (tableaux A4B-13 & A4B-14).

(suite p. A63)

Tableau A4B-1 : Caractéristiques des droites d'étalonnage obtenues pour les différentes profondeurs de mesure, par l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.

Profondeur	Nombre de points d'étalonnage retenus	Pente de la droite d'étalonnage	Ordonnée à l'origine de la droite d'étalonnage	R ² ajusté	Nombre de rejets (* = dont le premier point)
10 cm	17	83.10	-3.44	0.98	2*
20 cm	15	85.67	-9.33	0.95	2*
30 cm	16	76.53	-5.08	0.96	1
40 cm	15	62.18	0.45	0.98	2*
50 cm	16	60.51	-0.07	0.97	1
60 cm	15	58.25	1.10	0.96	2*
70 cm	16	54.51	3.59	0.93	1*
80 cm	14	55.69	2.35	0.95	0
90 cm	13	54.80	2.61	0.95	0
100 cm	11	52.72	0.58	0.85	1*
110 cm	12	56.34	-2.05	0.68	0
120 cm	11	38.07	6.85	0.71	1*
130 cm	10	31.82	11.06	0.66	2*
140 cm	4	45.24	8.90	0.99	2*

Tableau A4B-2 : Caractéristiques des droites d'étalonnage obtenues pour les différentes profondeurs de mesure, par l'étalonnage sur prélèvements. Site de Guia.

Profondeur	Nombre de points d'étalonnage retenu	Pente de la droite d'étalonnage	Ordonnée à l'origine de la droite d'étalonnage	R ² ajusté	Nombre de rejets (* = dont le premier point)
10 cm	18	75.41	-1.46	0.91	1*
20 cm	17	75.94	-5.80	0.88	0
30 cm	17	74.80	-4.32	0.91	0
40 cm	16	65.77	-0.77	0.95	1*
50 cm	17	68.24	-2.90	0.92	0
60 cm	15	64.83	-1.70	0.96	2*
70 cm	16	55.43	2.84	0.88	1*
80 cm	14	55.33	2.38	0.93	0
90 cm	12	54.98	2.44	0.95	1
100 cm	11	58.49	-1.63	0.86	1*
110 cm	12	68.85	-6.31	0.71	0
120 cm	11	43.49	4.72	0.63	1*
130 cm	10	35.50	9.20	0.44	2*
140 cm	4	71.87	-0.14	0.97	2*

Tableau A4B-3 : Résultats des tests d'homogénéité († : valeur du test, et ‡ : niveau de signification) des droites de régression obtenues par étalonnage sur valeurs krigées et par étalonnage sur prélèvements. Site de Guia.

Profondeur	Test des variances	Test des pentes	Test des ordonnées à l'origine
10 cm	4,625 † <0,005 ‡	1,203* 0,2-0,5	0,012* 0,98-1,00
20 cm	2,163 0,05-0,1	1,129* 0,2-0,5	0,380* 0,70-0,72
30 cm	2,506 0,025-0,05	0,246* >0,8	0,354* 0,72-0,74
40 cm	2,666 0,025-0,05	0,801* 0,2-0,5	0,124* 0,90-0,92
50 cm	3,677 0,005-0,01	1,416* 0,1-0,2	0,363* 0,70-0,72
60 cm	1,285 >0,1	1,412 0,1-0,2	1,669** 0,1-0,2
70 cm	1,789 >0,1	0,139 >0,8	1,815** 0,05-0,1
80 cm	1,285 >0,1	0,066 >0,8	0,694** 0,5
90 cm	1,077 >0,1	0,033 >0,8	0,280 0,5-0,8
100 cm	1,143 >0,1	0,562 0,5-0,8	0,896** 0,2-0,5
110 cm	1,299 >0,1	0,719 0,2-0,5	0,892** 0,2-0,5
120 cm	1,810 >0,1	0,429 0,5-0,8	1,433** 0,1-0,2
130 cm	2,885 0,05-0,1	0,253* >0,8	1,932** 0,05-0,1
140 cm	7,957 >0,1	3,722 0,02-0,05	- -

* : tests pour des variances non homogènes

** : tests pour des échantillons appariés.

Tableau A4B-4 : Tests d'homogénéité des variances résiduelles (†, valeur du test et ‡, niveau de signification correspondant) pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.

	10 cm	20 cm	30 cm	40 cm	50 cm	60 cm	70 cm	80 cm	90 cm	100 cm	110 cm	120 cm	130 cm	140 cm
10 cm	1 0	0,499† >0,1 ‡	1,010 >0,1	2,181 0,05-0,1	1,580 >0,1	1,525 >0,1	0,894 >0,1	1,260 >0,1	1,295 >0,1	0,413 0,05-0,1	0,186 0,005-0,01	0,519 >0,1	0,756 >0,1	43,36 0,01-0,025
20 cm		1 0	2,026 >0,1	4,374 0,005-0,01	3,169 0,01-0,025	3,058 0,025-0,05	1,792 >0,1	2,528 0,05-0,1	2,597 0,05-0,1	0,829 >0,1	0,374 0,05-0,1	1,041 >0,1	1,517 >0,1	89,96 0,01-0,025
30 cm			1 0	2,159 0,05-0,1	1,564 >0,1	1,509 >0,1	0,885 >0,1	1,248 >0,1	1,282 >0,1	0,409 0,05-0,1	0,184 0,005-0,01	0,514 >0,1	0,749 >0,1	42,92 0,01-0,025
40 cm				1 0	0,724 >0,1	0,699 >0,1	0,410 0,05-0,1	0,578 >0,1	0,594 >0,1	0,189 0,005-0,01	0,085 <0,005	0,238 0,01-0,025	0,347 0,025-0,05	19,88 0,025-0,05
50 cm					1 0	0,965 >0,1	0,566 >0,1	0,798 >0,1	0,820 >0,1	0,262 0,01-0,025	0,118 <0,005	0,328 0,025-0,05	0,479 >0,1	27,44 0,025-0,05
60 cm						1 0	0,586 >0,1	0,827 >0,1	0,849 >0,1	0,271 0,025-0,05	0,122 <0,005	0,340 0,05-0,1	0,496 >0,1	28,44 0,025-0,05
70 cm							1 0	1,410 >0,1	1,449 >0,1	0,462 >0,1	0,208 0,005-0,01	0,581 >0,1	0,846 >0,1	48,52 0,01-0,025
80 cm								1 0	1,027 >0,1	0,328 = 0,05	0,148 <0,005	0,412 0,05-0,1	0,600 >0,1	34,40 0,025-0,05
90 cm									1 0	0,319 0,025-0,05	0,144 <0,005	0,401 0,05-0,1	0,584 >0,1	33,48 0,025-0,05
100 cm										1 0	0,451 >0,1	1,256 >0,1	1,830 >0,1	104,92 0,005-0,01
110 cm											1 0	2,786 0,05-0,1	4,061 0,025-0,05	232,76 <0,005
120 cm												1 0	1,458 >0,1	83,56 0,01-0,025
130 cm													1 0	57,32 0,01-0,025
140 cm														1 0

Tableau A4B-5 : Tests d'homogénéité des pentes des droites d'étalonnage (†, valeur du test et ‡, niveau de signification correspondant) pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.

	10 cm	20 cm	30 cm	40 cm	50 cm	60 cm	70 cm	80 cm	90 cm	100 cm	110 cm	120 cm	130 cm	140 cm
10 cm	0 0	0,462† 0,5-0,8‡	1,354 0,1-0,2	5,609* <0,001	5,483 <0,001	5,722 <0,001	5,915 <0,001	5,802 <0,001	5,975 <0,001	4,022* 0,001-0,002	2,264* 0,02-0,05	6,334 <0,001	6,933 <0,001	10,233* <0,001
20 cm		0 0	1,400 0,1-0,2	4,133* <0,001	4,291* <0,001	4,578* <0,001	4,799 <0,001	4,767* <0,001	4,918 <0,001	3,864 <0,001	2,332* 0,02-0,05	6,179 <0,001	6,308 <0,001	7,137* <0,001
30 cm			0 0	3,101* 0,002-0,005	3,324 0,002-0,00	3,658 0,001-0,00	3,931 <0,001	3,870 <0,001	4,031 <0,001	2,963* 0,005-0,01	1,664* 0,1-0,2	4,913 <0,001	5,626 <0,001	6,796* <0,001
40 cm				0 0	0,444 0,5-0,8	1,003 0,2-0,5	1,643* 0,1-0,2	1,516 0,1-0,2	1,740 0,05-0,1	1,275* 0,2-0,5	0,497* 0,5-0,8	3,041* 0,01-0,02	3,904* 0,002-0,005	4,960* 0,001-0,002
50 cm					0 0	0,540 0,5-0,8	1,238 0,2-0,5	1,060 0,2-0,5	1,261 0,2-0,5	1,031* 0,2-0,5	0,353* 0,5-0,8	2,785* 0,01-0,02	6,103 <0,001	4,122* 0,002-0,005
60 cm						0 0	0,739 0,2-0,5	0,542 0,5-0,8	0,732 0,2-0,5	0,723* 0,2-0,5	0,161* >0,8	2,477* 0,02-0,05	3,174 0,001-0,002	3,338* 0,005-0,01
70 cm							0 0	0,215 >0,8	0,053 >0,8	0,239 >0,8	0,151* >0,8	2,078 0,02-0,05	2,793 0,01-0,02	2,000* 0,05-0,1
80 cm								0 0	0,173 >0,8	0,376* 0,5-0,8	0,055* >0,8	2,105* 0,05-0,1	3,131 0,005-0,01	2,404* 0,02-0,05
90 cm									0 0	0,264* >0,8	0,128* >0,8	2,002* 0,02-0,05	3,010 0,005-0,01	2,210* 0,02-0,05
100 cm										0 0	0,272 0,5-0,8	1,408 0,1-0,2	1,932 0,05-0,1	1,011* 0,2-0,5
110 cm											0 0	1,331* 0,2-0,5	1,797* 0,05-0,1	0,947* 0,2-0,5
120 cm												0 0	0,580 0,5-0,8	0,906* 0,2-0,5
130 cm													0 0	1,729* 0,1-0,2
140 cm														0 0

* : tests pour des variances non homogènes

Tableau A4B-6 : Tests d'homogénéité des ordonnées à l'origine des droites d'étalonnage (†, valeur du test et ‡, niveau de signification correspondant) pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.

	10 cm	20 cm	30 cm	40 cm	50 cm	60 cm	70 cm	80 cm	90 cm	100 cm	110 cm	120 cm	130 cm	140 cm
10 cm	0 0	10,246 <0,001	9,214† <0,001 ‡	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -
20 cm		0 0	2,428 0,02-0,05	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -
30 cm			0 0	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -	4,138* <0,002	- -	- -	- -
40 cm				0 0	3,901 <0,001	2,490 0,01-0,02	0,997* 0,30-0,32	1,096 0,2-0,5	- -	5,884 <0,001	5,897* <0,002	- -	- -	- -
50 cm					0 0	1,159 0,2-0,5	4,208 <0,001	2,248 0,02-0,05	2,165 0,02-0,05	3,765 <0,001	4,395* <0,002	- -	- -	- -
60 cm						0 0	3,038 0,005-0,01	0,928 0,2-0,5	0,711 0,2-0,5	4,462 <0,001	4,897* <0,002	- -	- -	- -
70 cm							0 0	2,135 0,02-0,05	2,240 0,02-0,05	6,759 <0,001	6,327* <0,002	- -	- -	- -
80 cm								0 0	0,150 >0,8	5,060 <0,001	5,507* <0,002	- -	- -	- -
90 cm									0 0	4,962 <0,001	5,540* <0,002	- -	- -	- -
100 cm										0 0	1,640 0,1-0,2	2,284 0,02-0,05	- -	11,680 <0,001
110 cm											0 0	4,049* <0,002	- -	10,760 <0,001
120 cm												0 0	3,435 0,002-0,005	9,641* <0,002
130 cm													0 0	6,509* <0,002
140 cm														0 0

* : tests pour des variances non homogènes

A4B.1.2 Comparaison des deux types d'étalonnage entre eux

Pour chaque niveau de profondeur suivi à la sonde à neutrons, on a testé l'homogénéité des droites de régression obtenues par les 2 types d'étalonnage présentés ci-dessus. Ce test, tel qu'il est présenté dans l'annexe 5B, se décompose en 3 parties successives:

- test de l'homogénéité des variances résiduelles $\hat{\sigma}^2$, après application de la régression.
- test de l'homogénéité des pentes des droites de régression.
- test de l'homogénéité des ordonnées à l'origine, si le test précédent est positif.

Le tableau A4B-3 présente les résultats obtenus pour la comparaison des deux étalonnages utilisés.

On constate que, globalement, les droites de régression sont peu différentes entre les 2 étalonnages. Toutefois, on observe que :

- au seuil de 5 %, la profondeur 140 cm présente des droites de régression de pentes différentes, entre les deux types d'étalonnage.
- le test d'homogénéité des ordonnées à l'origine ne permet pas, au seuil de 5 %, de distinguer d'autres différences entre les droites de régression des deux types d'étalonnage.

A4B.1.3 Regroupement des niveaux de profondeur d'après l'homogénéité de leurs droites de régression, pour un même étalonnage

Nous avons procédé, pour chacun de deux étalonnages présentés ci-dessus, à un regroupement des niveaux de profondeur étalonnés d'après l'homogénéité de leurs droites de régression, en utilisant, là aussi, les tests décrits précédemment (annexe 5B).

A. Etalonnage sur valeurs krigées

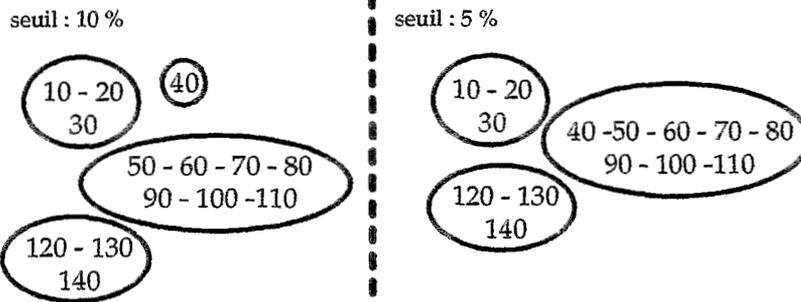
Les tableaux A4B-4, A4B-5 et A4B-6 présentent les résultats obtenus pour les tests d'homogénéité des variances résiduelles, des pentes et des ordonnées à l'origine des droites d'étalonnage, respectivement, pour l'étalonnage sur valeurs krigées.

A partir de ces résultats, nous pouvons regrouper les niveaux de profondeur, en sachant que deux niveaux ne peuvent être dans le même groupe, si le test d'homogénéité de leurs droites d'étalonnage est négatif.

De manière générale, nous avons cherché à maximiser la puissance de nos tests, c'est-à-dire à augmenter la probabilité de rejeter une hypothèse nulle (*i. e.* l'homogénéité des droites d'étalonnage) fautive, de manière à distinguer les horizons effectivement différents du point

(suite p. A67)

Groupes de pentes homogènes :



Groupes d'ordonnées à l'origine homogènes :

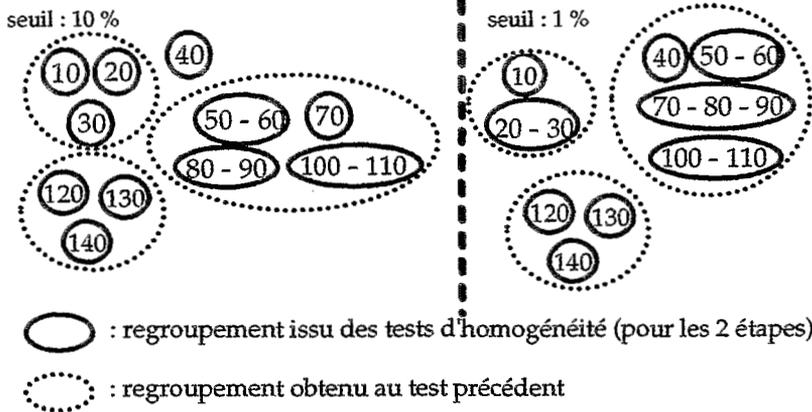


Figure A4B-1 : Regroupement des niveaux de profondeur étalonnés, en fonction du seuil choisi pour les tests statistiques, pour l'étalonnage sur valeurs krigées du site de Guia.

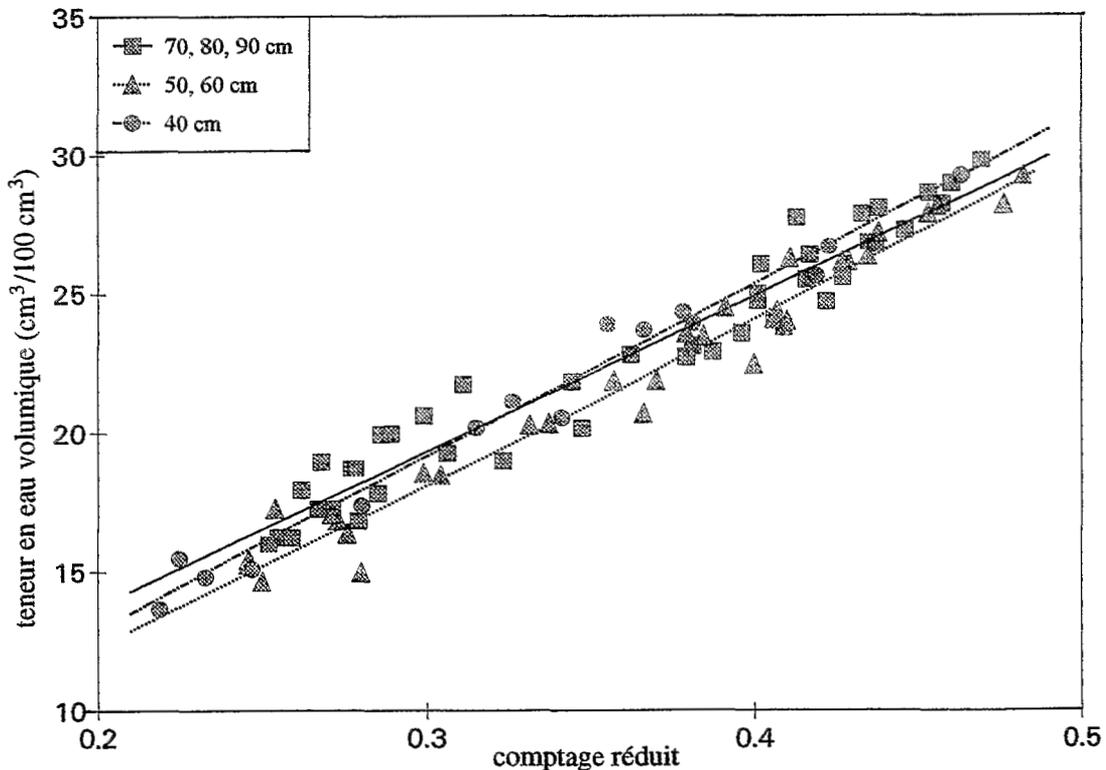


Figure A4B-2 : Comparaison des droites d'étalonnage des groupes de profondeur 40, 50 & 60, et 70 à 90 cm, pour l'étalonnage sur valeurs krigées du site de Guia.

Tableau A4B-7 : Test d'homogénéité des variances résiduelles (†, valeur du test et ‡, niveau de signification correspondant) des différents groupes de profondeur, pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.

	10 cm	20-30 cm	40 cm	50-60 cm	70-90 cm	100-110 cm	120 cm	130 cm	140 cm
10 cm	0 0	0,563 † 0,05-0,1 ‡	2,182 0,05-0,1	1,572 >0,1	1,023 >0,1	0,243 <0,005	0,519 >0,1	0,756 >0,1	44,15 0,01-0,025
20-30 cm		0 0	3,879 0,005-0,01	2,795 <0,005	1,819 0,025-0,05	0,432 0,01-0,025	0,922 >0,1	1,345 >0,1	78,48 0,01-0,025
40 cm			0 0	0,721 >0,1	0,469 0,025-0,05	0,111 <0,005	0,238 0,01-0,025	0,347 0,025-0,05	20,23 0,025-0,05
50-60 cm				0 0	0,651 0,01-0,025	0,154 <0,005	0,330 0,025-0,05	0,481 >0,1	28,08 0,025-0,05
70-90 cm					0 0	0,237 <0,005	0,507 >0,1	0,739 >0,1	43,14 0,01-0,025
100-110 cm						0 0	2,136 >0,1	3,114 0,05-0,1	181,74 0,005-0,01
120 cm							0 0	1,458 >0,1	85,08 0,01-0,025
130 cm								0 0	58,383 0,01-0,025
140 cm									0 0

Tableau A4B-8 : Test d'homogénéité des pentes des droites d'étalonnage (†, valeur du test et ‡, niveau de signification correspondant) des différents groupes de profondeur, pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.

	10 cm	20-30 cm	40 cm	50-60 cm	70-90 cm	100-110 cm	120 cm	130 cm	140 cm
10 cm	0 0	0,356* † 0,5-0,8 ‡	5,609* <0,001	6,989 <0,001	7,553 <0,001	3,628* 0,001-0,002	6,334 <0,001	6,933 <0,001	10,233* <0,001
20-30 cm		0 0	4,462* <0,001	5,246* <0,001	6,041* <0,001	3,244* 0,002-0,005	5,319 <0,001	5,506 <0,001	8,436* <0,001
40 cm			0 0	0,672 0,5-0,8	1,849* 0,05-0,1	0,684* ~ 0,05	3,041 0,01-0,02	3,904 0,002-0,005	4,960* 0,001-0,002
50-60 cm				0 0	1,234 0,2-0,5	0,364* 0,5-0,8	2,796* 0,1-0,2	4,592 <0,001	4,675* 0,002-0,005
70-90 cm					0 0	0,198* >0,8	2,859 0,005-0,01	3,509 <0,001	3,323* 0,01-0,02
100-110 cm						0 0	1,652 0,1-0,2	2,607* 0,01-0,02	1,765* 0,01-0,02
120 cm							0 0	0,580 0,5-0,8	0,906* 0,2-0,5
130 cm								0 0	1,729* 0,1-0,2
140 cm									0 0

* : tests pour des variances non homogènes

Tableau A4B-9 : Test d'homogénéité des ordonnées à l'origine des droites d'étalonnage (\dagger , valeur du test et \ddagger , niveau de signification correspondant) des différents groupes de profondeur, pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.

	10 cm	20-30 cm	40 cm	50-60 cm	70-90 cm	100-110 cm	120 cm	130 cm	140 cm
10 cm	0 0	5,433* \dagger <0,002 \ddagger	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -
20-30 cm		0 0	- -	- -	- -	- -	- -	- -	- -
40 cm			0 0	3,624 <0,001	0,244* 0,60-0,62	7,752* <0,002	2,430* 0,005-0,003	- -	- -
50-60 cm				0 0	3,579 <0,001	5,992* <0,002	0,701* 0,28-0,3	- -	- -
70-90 cm					0 0	7,951* <0,002	- -	- -	14,69* <0,002
100-110 cm						0 0	3,521 0,001-0,002	6,932* <0,002	14,94* <0,002
120 cm							0 0	3,434 0,002-0,005	9,641* <0,002
130 cm								0 0	6,509* <0,002
140 cm									0 0

* : tests pour des variances non homogènes

Tableau A4B-10 : Caractéristiques des droites d'étalonnage des différents groupes de profondeur, pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.

Profondeur	Nombre de points d'étalonnage retenus	Pente de la droite d'étalonnage	Ordonnée à l'origine de la droite d'étalonnage	R ² ajusté
10 cm	17	83.10	-3.44	0.98
20 - 30 cm	31	81.44	-7.30	0.95
40 - 90 cm	89	58.18	1.46	0.95
100 - 110 cm	23	57.44	-1.73	0.78
120 cm	11	38.07	6.85	0.71
130 cm	10	31.82	11.06	0.66
140 cm	4	45.24	8.90	0.99

de vue de l'étalonnage de la sonde. Ceci revient à augmenter le seuil α du test. Ce seuil correspond au risque de première espèce, c'est-à-dire la probabilité de rejeter une hypothèse nulle vraie. À priori, nous avons opté pour un seuil de 10 %, mais, ainsi que la figure A4B-1 l'illustre, ce seuil conduit à seulement 3 regroupements ; 11 groupes d'étalonnage subsistent. Ce nombre est trop important. Conserver tels quels ces 11 groupes alourdirait le processus de dépouillement des données, et remet, à la limite, en cause l'intérêt même d'un regroupement des horizons. Nous avons finalement retenu les seuils suivants :

- 10 %, pour les tests sur les variances
- 5 %, pour les tests sur les pentes
- 1 %, pour les tests sur les ordonnées à l'origine

On remarquera que, si l'on ne s'intéresse qu'aux valeurs relatives de teneur en eau, le test sur les ordonnées à l'origine est inutile.

Cependant, malgré l'abaissement des seuils des tests, on n'aboutit qu'à 2 regroupements supplémentaires, et donc 9 groupes de profondeurs, comme l'illustre la figure A4B-1, pour 14 niveaux de profondeur au départ. On a examiné la possibilité de rassembler les groupes de profondeurs "40 cm", "50 & 60 cm" et "70 à 90 cm". Trois constatations justifient ce rapprochement.

1° / Sur la figure A4B-2, on constate que les droites d'étalonnage de ces groupes sont assez proches les unes des autres, et que les points d'étalonnage des différents groupes peuvent constituer un seul nuage de points.

2° / Si l'on prend un seuil de 1 % pour le test d'homogénéité des ordonnées à l'origine, les droites de certaines profondeurs de groupes différents ne sont pas significativement différentes l'une de l'autre (exemples : 60 et 80 & 90 cm ; 50 et 80 & 90 cm ; 40 et 70 à 90 cm ; 40 et 60 cm, voir tableau A4B-6).

3° / On peut effectuer à nouveau une série de tests d'homogénéité sur les droites d'étalonnage des 9 groupes obtenus (tableaux A4B-7 à A4B-9). Les résultats que l'on obtient nous conduisent à rassembler les groupes "40 cm" et "70 à 90 cm". On a alors un groupe de profondeurs non consécutives, le groupe "40, 70 à 90 cm". Comme nous avons jugé plus satisfaisant d'avoir des groupes de profondeurs consécutives, les groupes "40 cm", "50 & 60 cm" et "70 à 90 cm" ont finalement été regroupés.

On aboutit finalement à 7 groupes d'étalonnage :

10 cm ; 20 & 30 cm ; 40 à 90 cm ; 100 & 110 cm ; 120 cm ; 130 cm ; 140 cm, caractérisé chacun par une droite d'étalonnage (tableau A4B-10).

Sur ces nouvelles droites d'étalonnage, nous avons effectué à nouveau une série de tests statistiques d'homogénéité, afin de procéder encore à d'éventuels regroupements. Les résultats montrent que l'on ne peut pas aller plus loin dans le regroupement des horizons.

(suite p. A71)

Tableau A4B-11 : Caractéristiques des droites d'étalonnage des différents groupes de profondeur, pour l'étalonnage sur prélèvements. Site de Guia.

Profondeur	Nombre de points d'étalonnage retenus	Pente de la droite d'étalonnage	Ordonnée à l'origine de la droite d'étalonnage	R ² ajusté
10 cm	18	75.41	-1.46	0.91
20 - 60 cm	82	68.98	-2.81	0.91
70 - 90 cm	42	55.90	2.35	0.92
100 cm	11	58.49	-1.63	0.86
110 cm	12	62.85	-6.31	0.71
120 - 130 cm	21	45.37	4.90	0.62
140 cm	4	71.87	-0.14	0.97

Tableau A4B-12 : Comparaison des droites de régression obtenues, pour les différents groupes de profondeur, par étalonnage sur valeurs krigées et par étalonnage sur prélèvements. Site de Guia.

Etalonnage sur valeurs krigées	Etalonnage sur prélèvements	Test des variances	Test des pentes	Test des ordonnées à l'origine
Profondeur				
10 cm	10 cm	0,216 † <0,005 ‡	1,203* 0,2-0,5	0,012* 0,98-1,00
20-30 cm	20-60 cm	0,698 >0,10	2,538* 0,01-0,02	- -
40-90 cm	20-60 cm	0,358 <0,005	3,813* <0,001	- -
40-90 cm	70-90 cm	0,713 >0,10	0,815 0,2-0,5	0,321 0,5-0,8
100-110 cm	100 cm	1,488 >0,10	0,099 >0,8	0,600 0,5-0,8
100-110 cm	110 cm	0,590 >0,10	0,863 0,2-0,5	5,788 <0,001
120 cm	120-130 cm	0,476 0,05-0,10	0,670* 0,5-0,8	0,620* 0,52-0,54
130 cm	120-130 cm	0,327 0,01-0,025	1,256* 0,2-0,5	2,584* 0,008-0,01
140 cm	140 cm	0,126 >0,10	3,722 0,02-0,05	- -

* : tests pour des variances non homogènes

† : valeur du test

‡ : niveau de signification

Tableau A4B-13 : Caractéristiques des droites d'étalonnage obtenues pour les différentes profondeurs de mesure, par l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Yabone.

Profondeur	Nombre de points d'étalonnage retenus	Pente de la droite d'étalonnage	Ordonnée à l'origine de la droite d'étalonnage	R ² ajusté	Nombre de rejets (* = dont le premier point)
10 cm	16	66.02	-0.50	0.96	2*
20 cm	17	54.47	0.31	0.95	1
30 cm	16	54.75	-0.27	0.97	2
40 cm	12	50.07	1.61	0.97	3*
50 cm	13	46.26	3.36	0.90	2*
60 cm	13	52.91	-0.04	0.91	0
70 cm	12	66.23	-4.30	0.95	1
80 cm	11	66.39	-4.87	0.96	1
90 cm	11	63.96	-4.25	0.97	1
100 cm	11	62.05	-3.19	0.97	1
110 cm	12	50.66	0.75	0.93	0
120 cm	11	57.79	-1.94	0.94	1
130 cm	12	49.54	1.30	0.88	0
140 cm	12	47.56	2.17	0.89	0

Tableau A4B-14 : Caractéristiques des droites d'étalonnage obtenues pour les différentes profondeurs de mesure, par l'étalonnage sur prélèvements. Site de Yabone.

Profondeur	Nombre de points d'étalonnage reteru	Pente de la droite d'étalonnage	Ordonnée à l'origine de la droite d'étalonnage	R ² ajusté	Nombre de rejets (* = dont le premier point)
10 cm	16	66.66	-0.64	0.95	2*
20 cm	17	55.27	0.18	0.95	1
30 cm	16	55.48	-0.41	0.96	2
40 cm	13	55.92	-0.47	0.94	2
50 cm	13	56.68	-0.86	0.92	2
60 cm	12	52.99	-0.44	0.92	1
70 cm	12	62.00	-2.86	0.91	1
80 cm	12	64.97	-4.56	0.96	1
90 cm	10	62.33	-3.72	0.98	2
100 cm	11	62.86	-3.82	0.97	1
110 cm	12	51.44	0.16	0.94	0
120 cm	12	49.73	0.67	0.93	0
130 cm	12	49.66	1.04	0.91	0
140 cm	12	46.88	2.24	0.90	0

Tableau A4B-15 : Résultats des tests d'homogénéité des droites de régression obtenues par étalonnage sur valeurs krigées et par étalonnage sur prélèvements. Site de Yabone.

Profondeur	Test des variances	Test des pentes	Test des ordonnées à l'origine
10 cm	0,844 † >0,1 ‡	0,121 >0,8	0,564** 0,5-0,8
20 cm	0,932 >0,1	0,180 >0,8	0,416** 0,5-0,8
30 cm	0,804 >0,1	0,183 >0,8	0,259** >0,8
40 cm	0,359 0,05-0,1	1,221* 0,2-0,5	1,014* 0,30-0,32
50 cm	0,704 >0,1	1,576 0,1-0,2	1,537 0,1-0,2
60 cm	1,035 >0,1	0,011 >0,8	0,882 0,2-0,5
70 cm	0,533 >0,1	0,570 0,5-0,8	0,697** ~0,5
80 cm	0,965 >0,1	0,229 >0,8	2,225** 0,05-0,1
90 cm	1,904 >0,1	0,369 0,5-0,8	0,384 0,5-0,8
100 cm	0,746 >0,1	0,169 >0,8	2,835** 0,01-0,02
110 cm	1,079 >0,1	0,138 >0,8	3,122** 0,005-0,01
120 cm	0,828 >0,1	1,275 0,2-0,5	1,184 0,1-0,2
130 cm	1,310 >0,1	0,016 >0,8	1,710** 0,1-0,2
140 cm	1,190 >0,1	0,100 >0,8	1,627** 0,1-0,2

† : valeur du test
‡ : niveau de signification
* : tests pour des variances non homogènes
** : tests pour des échantillons appariés.

Tableau A4B-16 : Caractéristiques des droites d'étalonnage des différents groupes de profondeur, pour les deux types d'étalonnage réalisés sur le site de Yabone.

Profondeur	Etalonnage sur valeurs krigées				Etalonnage sur prélèvements			
	Nombre de points d'étalonnage retenus	Pente de la droite d'étalonnage	Ordonnée à l'origine de la droite d'étalonnage	R ² ajusté	Nombre de points d'étalonnage retenus	Pente de la droite d'étalonnage	Ordonnée à l'origine de la droite d'étalonnage	R ² ajusté
10 cm	16	66.02	-0.50	0.96	16	66.60	-0.64	0.95
20 - 60 cm	71	52.81	0.53	0.96	71	52.83	0.30	0.96
70 - 100 cm	45	63.99	-3.90	0.96	44	62.30	-3.45	0.95
110 - 140 cm	47	50.38	0.95	0.91	48	49.12	1.16	0.92

B. Etalonnage sur prélèvements

La même méthode que précédemment a été appliquée à l'étalonnage sur prélèvements, de manière, là aussi, à réduire le nombre de droites d'étalonnage à manipuler pour l'étude du profil de sol. Nous ne présenterons donc pas les résultats détaillés qui peuvent être obtenus auprès de l'auteur.

On constate que les groupes obtenus sont un peu différents de ceux obtenus pour l'étalonnage sur valeurs krigées (voir a du B du § 11.2.2 et tableau A4B-11).

Notamment, les niveaux de profondeur 120 et 130 cm forment un même groupe, tandis que les profondeurs 100 et 110 cm sont séparées. Si l'on compare entre eux les R^2 des régressions, obtenus, à la même profondeur, pour les deux types d'étalonnage (tableaux A4B-1 & A4B-2), on constate que, pour les profondeurs 120 et 130 cm, la qualité de la régression est meilleure pour l'étalonnage sur valeurs krigées que pour celui sur prélèvements, alors que l'on a le contraire pour les horizons 100 et 110 cm. Or, moins la qualité des régressions est bonne, plus les regroupements sont faciles.

A4B.1.4 Comparaison après regroupements

Comme précédemment (§ A4B.1.2), on peut comparer les droites de régression obtenues soit par étalonnage sur valeurs krigées, soit par étalonnage sur prélèvements, pour les groupes de profondeurs obtenus au § A4B.1.3. Les résultats sont présentés dans le tableau A4B-12. On constate que le regroupement des droites de régression nous amène à distinguer les deux types d'étalonnage pour plus de niveaux de profondeur qu'aux tests de comparaison du § A4B.1.2 (tableau A4B-3). A la profondeur 140 cm s'ajoutent les profondeurs 20 à 60, 110 et 130 cm.

A4B.2 Site de Yabone

Les caractéristiques des droites de régression des 2 étalonnages sont indiquées dans les tableaux A4B-13 & A4B-14.

A4B.2.1 Comparaison des 2 types d'étalonnage

Comme pour le site de Guia, les deux étalonnages conduisent à des droites peu différentes (tableau A4B-15). Aucune différence significative n'est observable au seuil de 10% pour les pentes. Cependant, les tests d'homogénéité des ordonnées à l'origine indiquent que l'on peut distinguer les droites de régression différentes pour les profondeurs :

- 80, 100 et 110 cm, au seuil de 10%
- 100 et 110 cm, au seuil de 5%

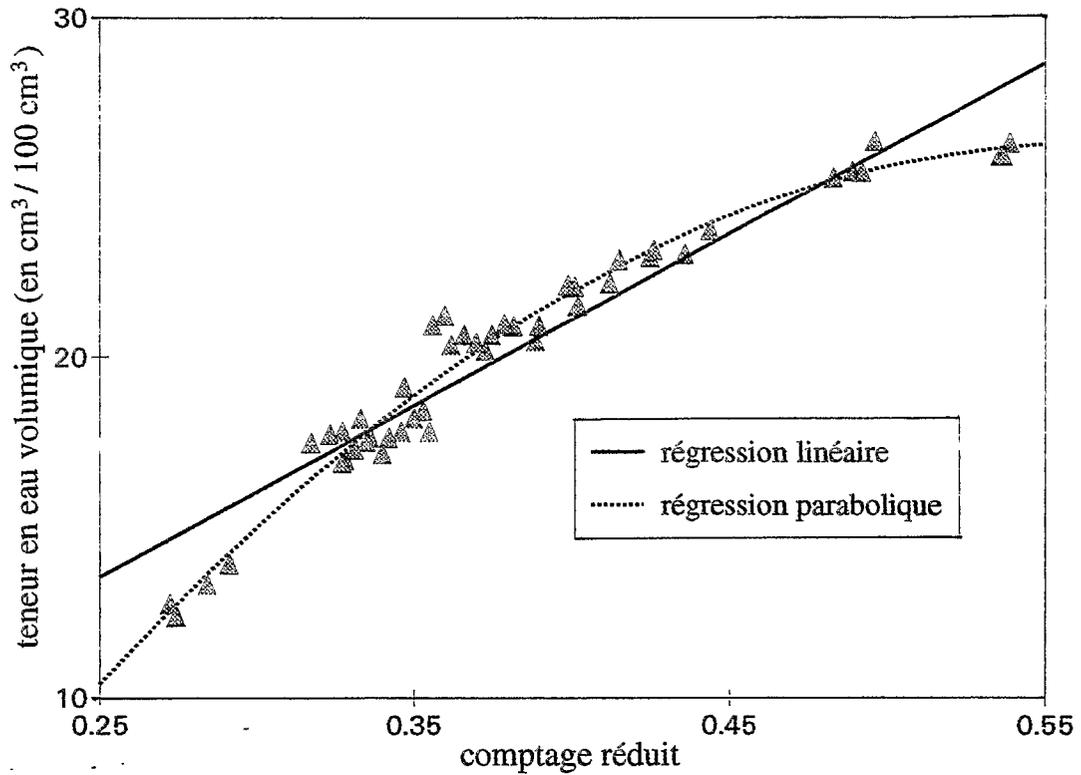


Figure A4B-3 : Régressions linéaire et parabolique appliquées au groupe 110-140 cm, étalonnage sur valeurs krigées, site de Yabone.

Tableau A4B-17 : Caractéristiques des régressions paraboliques des différents groupes de profondeur, pour les deux types d'étalonnage réalisés sur le site de Yabone.

Profondeur	Etalonnage sur valeurs krigées				Etalonnage sur prélèvements			
	γ	β	α	R^2 ajusté	γ	β	α	R^2 ajusté
10 cm	-74.70	98.06	-3.39	0.95	-79.31	100.67	-3.71	0.96
20 - 60 cm	-40.70	75.86	-2.36	0.97	-42.43	76.83	-2.68	0.97
70 - 100 cm	-34.20	89.75	-8.66	0.96	5.29	58.32	-2.71	0.95
110 - 140 cm	-159.08	180.15	-24.69	0.97	-147.94	170.85	-23.06	0.98

- 110 cm, seulement, au seuil de 1%.

A4B.2.2 Regroupement des horizons

A la différence du site de Guia, on obtient le même regroupement de niveaux de profondeur, quel que soit le type d'étalonnage (b du B du § 11.2.2). Les regroupements sont obtenus directement, pour des seuils de :

- 5 %, pour les tests d'homogénéité des pentes
- 1 %, pour les tests d'homogénéité des ordonnées à l'origine.

De plus, on constate que les droites de régression obtenues pour chacun des groupes avec les 2 types d'étalonnage (tableau A4B-16) ne sont pas statistiquement différentes les unes des autres (au seuil de 10 %, pour les 3 étapes du test d'homogénéité).

Les ajustements obtenus pour l'étalonnage "sur prélèvements" sont d'une qualité aussi bonne (voire meilleure : profondeurs 50, 60, 90, 110, 130 & 140 cm, tableaux A4B-13 & A4B-14) que ceux obtenus pour l'étalonnage "sur valeurs krigées".

Pour le sol de Yabone, on constate une allure légèrement parabolique des courbes d'étalonnage obtenues (figure A4B-3). Particulièrement pour le groupe de profondeurs 110-140 cm, l'utilisation d'une régression parabolique du type :

$$\hat{\theta}_{vi} = \gamma \cdot \hat{r}_i^2 + \beta \cdot \hat{r}_i + \alpha + e_i$$

permet d'améliorer la qualité de l'étalonnage (tableau A4B-17). Cependant, comme le gain de précision lié à l'utilisation d'une régression parabolique au lieu d'une régression linéaire est, en moyenne, faible, on a préféré s'en tenir à une régression de type linéaire.

A4B.3 Conclusion

Les deux sites étudiés se comportent différemment, du point de vue de l'étalonnage de la sonde à neutrons :

Pour Guia, l'utilisation du krigeage permet d'améliorer globalement la qualité des ajustements, donc de l'étalonnage, alors que, pour Yabone, l'utilisation du krigeage n'apporte pas d'amélioration évidente.

Pour Guia, on obtient avec la méthode d'étalonnage sur valeurs krigées, des regroupements d'horizons différents de ceux obtenus avec la méthode d'étalonnage sur prélèvements, alors qu'on obtient les mêmes regroupements pour le site de Yabone.

Enfin, pour Yabone, la qualité de l'étalonnage peut être légèrement améliorée par l'utilisation d'un ajustement parabolique au lieu d'un simple ajustement linéaire.

ANNEXE 5A : TEST DE LA NORMALITE DE LA DISTRIBUTION STATISTIQUE D'UN ECHANTILLON

Dans l'étude statistique de la teneur en eau massique sur nos parcelles, nous avons été amené à tester l'ajustement des distributions observées à celle de la loi normale. Le test statistique réalisé est le suivant :

"H₀ : la loi de distribution de la teneur en eau massique sur la parcelle est normale"
("hypothèse nulle")

contre

"A : la loi de distribution de la teneur en eau massique n'est pas normale" ("hypothèse alternative").

La statistique utilisée pour ce test est celle de Cramer-von Mises (Saporta, 1990), notée W² :

$$W^2 = \sum_{i=1}^{n_0} \left[z_i - \frac{(2i-1)}{2n_0} \right]^2 + \left(\frac{1}{12n_0} \right),$$

où n₀ est la taille de l'échantillon, et z_i est la valeur de la fonction de répartition de la loi normale centrée réduite pour la valeur w_i, telle que w_i = (x_{ci} - x̄₀) / σ̂, x_{ci} représentant les valeurs de teneur en eau classées dans l'ordre croissant, x̄₀ étant la moyenne arithmétique et

σ̂ = $\sqrt{\sum_{i=1}^{n_0} (x_{oi} - \bar{x}_0)^2 / (n_0 - 1)}$, l'estimation de l'écart-type de la teneur en eau sur la parcelle.

Ce test de normalité est un de ceux présentant la meilleure puissance, dans le cas où l'on ne connaît ni l'espérance ni la variance de la distribution supposée normale (Stephens, 1974). Le nombre indiqué dans les tableaux des figures 11-6 à 11-11 est la valeur du risque de première espèce α, appelé aussi "niveau du test". Il correspond à la probabilité de rejeter l'hypothèse H₀ alors que celle-ci est vraie.

ANNEXE 5B : TEST DE COMPARAISON DE 2 DROITES DE REGRESSION (AIVAZIAN, 1970)

On dispose de deux échantillons, numérotés 1 et 2, de tailles n_1 et n_2 . Sur chacun de ces échantillons, on étudie par régression linéaire, la dépendance entre deux variables X et Y . On obtient ainsi deux droites d'ajustement :

$$\hat{Y}_1 = \hat{\alpha}_1 + \hat{\beta}_1 \cdot X_1$$

$$\hat{Y}_2 = \hat{\alpha}_2 + \hat{\beta}_2 \cdot X_2$$

On cherche à savoir si ces deux droites de régression caractérisent deux échantillons provenant d'une seule et même population, ou de deux populations significativement différentes l'une de l'autre. Pour ce faire, 3 tests sont réalisés successivement. Un test sur les variances résiduelles des échantillons, puis un test sur les pentes des droites de régression, et enfin un test sur les ordonnées à l'origine de ces droites.

A5B.1 Test des variances

Soient $\hat{\sigma}_1^2$ et $\hat{\sigma}_2^2$, les variances résiduelles des deux échantillons, après application du modèle de régression. Le premier test à réaliser est celui de l'homogénéité des variances résiduelles entre les deux échantillons. On calcule le rapport des variances (test de Fisher) :

$$F = \frac{\hat{\sigma}_1^2}{\hat{\sigma}_2^2}, \text{ tel que } F \approx \mathcal{F}(n_1 - 2, n_2 - 2).$$

Ce rapport est proche de 1 si les échantillons sont issus de populations ayant statistiquement la même variance $\hat{\sigma}_1^2 = \hat{\sigma}_2^2$. Ainsi, si on a

$$\frac{1}{f_{\alpha(n_1-2, n_2-2)}} < \frac{\hat{\sigma}_1^2}{\hat{\sigma}_2^2} < f_{\alpha(n_1-2, n_2-2)} \quad (\text{A5B.1})$$

où $f_{\alpha(n_1-2, n_2-2)}$ est la valeur du f de Fisher au seuil α , avec (n_1-2) degrés de liberté au numérateur et (n_2-2) degrés de liberté au dénominateur, alors on peut accepter l'hypothèse selon laquelle les échantillons sont issus de populations ayant la même variance. Sinon, on rejette cette hypothèse au risque α .

A5B.2 Cas de variances homogènes

Si les deux variances résiduelles $\hat{\sigma}_1^2$ et $\hat{\sigma}_2^2$ ne sont pas statistiquement différentes l'une de l'autre, on doit, d'une part vérifier l'homogénéité des pentes des droites de régression, d'autre part l'homogénéité de leurs ordonnées à l'origine.

A5B.2.1 Test de l'homogénéité des pentes des droites de régression

Soit $\hat{\sigma}^2$ l'estimation de la variance théorique globale de la population dont sont issus les deux échantillons :

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{(n_1 - 2) \cdot \hat{\sigma}_1^2 + (n_2 - 2) \cdot \hat{\sigma}_2^2}{(n_1 + n_2 - 4)}$$

Soient $\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - \bar{x}_1)^2$ et $\sum_{i=1}^{n_2} (x_{2i} - \bar{x}_2)^2$ la somme des carrés des écarts à la moyenne de la

variable indépendante pour les deux échantillons, avec $\bar{x}_1 = 1/n_1 \cdot \sum_{i=1}^{n_1} x_{1i}$ et $\bar{x}_2 = 1/n_2 \cdot \sum_{i=1}^{n_2} x_{2i}$,

les moyennes de cette variable pour les échantillons.

On accepte l'hypothèse d'identité des pentes des droites de régression si l'inégalité

$$\left| \hat{\beta}_1 - \hat{\beta}_2 \right| < t_{\alpha, (n_1 + n_2 - 4)} \cdot \hat{\sigma} \cdot \sqrt{\frac{1}{\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - \bar{x}_1)^2} + \frac{1}{\sum_{i=1}^{n_2} (x_{2i} - \bar{x}_2)^2}} \quad (\text{A5B.2})$$

où $t_{\alpha, (n_1 + n_2 - 4)}$ est la valeur de t de Student pour le seuil α (test bilatéral) et avec $(n_1 + n_2 - 4)$ degrés de liberté, est vérifiée.

A5B.2.2 Test de l'homogénéité des ordonnées à l'origine des droites de régression

Soit

$$\hat{\beta} = \frac{\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - \bar{x}_1)^2 \cdot \hat{\beta}_1 + \sum_{i=1}^{n_2} (x_{2i} - \bar{x}_2)^2 \cdot \hat{\beta}_2}{\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - \bar{x}_1)^2 + \sum_{i=1}^{n_2} (x_{2i} - \bar{x}_2)^2}$$

l'estimation conjointe de la pente de la droite commune aux deux échantillons, dans le cas où ces échantillons ont des droites de régression de pentes homogènes.

Soit $\hat{\beta}' = (\bar{y}_1 - \bar{y}_2) / (\bar{x}_1 - \bar{x}_2)$, l'estimation de cette même pente, en supposant que les ordonnées à l'origine des deux droites de régression sur les échantillons sont identiques, avec

$\bar{y}_1 = 1/n_1 \cdot \sum_{i=1}^{n_1} y_{1i}$ et $\bar{y}_2 = 1/n_2 \cdot \sum_{i=1}^{n_2} y_{2i}$, moyennes de la variable dépendante pour les deux

échantillons. On accepte l'hypothèse d'identité des ordonnées à l'origine si l'inégalité

$$|\hat{\beta} - \hat{\beta}'| < t_{\alpha, (n_1+n_2-4)} \cdot \hat{\sigma} \cdot \sqrt{\frac{1}{\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - \bar{x}_1)^2 + \sum_{i=1}^{n_2} (x_{2i} - \bar{x}_2)^2} + \frac{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)^2}} \quad (\text{A5B.3})$$

est vérifiée.

Ainsi, si ces deux dernières inégalités (A5B.2) et (A5B.3) sont vérifiées, on peut alors dire que les deux droites de régression ne sont pas significativement différentes l'une de l'autre, et que les deux échantillons peuvent être considérés comme issus d'une seule et même population.

A5B.3 Cas de variances non homogènes

Si les variances résiduelles $\hat{\sigma}_1^2$ et $\hat{\sigma}_2^2$ diffèrent significativement l'une de l'autre, c'est-à-dire si l'une des inégalités de l'équation (A5B.1) n'est pas vérifiée, alors on peut dire que ces deux échantillons proviennent de deux populations statistiquement différentes. Il n'existe alors pas de critères statistiques exacts pour comparer les droites de régression de ces échantillons. On peut toutefois utiliser les tests suivants, qui ne sont qu'approximatifs et ne donneront qu'une indication assez grossière de la relation entre ces deux droites. Cependant, les résultats de ces tests deviennent de plus en plus précis et fiables lorsque que les tailles n_1 et n_2 des échantillons sont grandes.

A5B.3.1 Test de l'homogénéité des pentes des droites de régression

Tout d'abord, afin d'accepter l'hypothèse d'égalité des pentes des deux droites, on devra vérifier l'inégalité suivante

$$|\hat{\beta}_1 - \hat{\beta}_2| < t_{\alpha, l} \cdot \sqrt{\frac{\hat{\sigma}_1^2}{\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - \bar{x}_1)^2} + \frac{\hat{\sigma}_2^2}{\sum_{i=1}^{n_2} (x_{2i} - \bar{x}_2)^2}} \quad (\text{A5B.4}).$$

Le nombre de degrés de liberté l du t de Student au seuil α (test bilatéral) figurant dans cette équation est calculé par

$$l = \left(\frac{C^2}{n_1 - 2} + \frac{(1 - C^2)}{n_2 - 2} \right)^{-1}$$

avec

$$C = \frac{\hat{\sigma}_1^2}{\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - \bar{x}_1)^2} \div \left(\frac{\hat{\sigma}_1^2}{\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - \bar{x}_1)^2} + \frac{\hat{\sigma}_2^2}{\sum_{i=1}^{n_2} (x_{2i} - \bar{x}_2)^2} \right).$$

Si l'inégalité (A5B.4) est vérifiée, il nous reste alors à tester l'hypothèse d'égalité des ordonnées à l'origine des deux droites.

A5B.3.2 Test de l'homogénéité des ordonnées à l'origine des droites de régression

Soient

$$\hat{\beta}^* = \left(\hat{\beta}_1 \cdot \frac{\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - \bar{x}_1)^2}{\hat{\sigma}_1^2} + \hat{\beta}_2 \cdot \frac{\sum_{i=1}^{n_2} (x_{2i} - \bar{x}_2)^2}{\hat{\sigma}_2^2} \right) \div \left(\frac{\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - \bar{x}_1)^2}{\hat{\sigma}_1^2} + \frac{\sum_{i=1}^{n_2} (x_{2i} - \bar{x}_2)^2}{\hat{\sigma}_2^2} \right)$$

et

$$\hat{\beta}' = \frac{\bar{y}_1 - \bar{y}_2}{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}.$$

On peut accepter l'hypothèse d'égalité des ordonnées à l'origine des droites des deux échantillons testés, si l'inégalité

$$|\hat{\beta}^* - \hat{\beta}'| < u_\alpha \cdot \sqrt{\frac{n_2 \cdot \hat{\sigma}_1^2 + n_1 \cdot \hat{\sigma}_2^2}{n_1 \cdot n_2 \cdot (\bar{x}_1 - \bar{x}_2)^2} + \frac{\hat{\sigma}_1^2 \cdot \hat{\sigma}_2^2}{\left(\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - \bar{x}_1)^2\right) \cdot \hat{\sigma}_2^2 + \left(\sum_{i=1}^{n_2} (x_{2i} - \bar{x}_2)^2\right) \cdot \hat{\sigma}_1^2}} \quad (\text{A5B.5}),$$

où u_α est l'écart gaussien au niveau de signification α (test bilatéral), est vérifiée.

A5B.4 Cas d'échantillons appariés

Quand on compare 2 droites d'étalonnage obtenues à l'aide d'une même série de mesures de r , les tests d'homogénéité de l'ordonnée à l'origine décrits précédemment, prévus pour des échantillons indépendants, ne sont pas applicables.

En effet, la variable x , représentant les comptages réduits, prend les mêmes valeurs, dans les deux échantillons à comparer. Les deux échantillons ont donc des valeurs moyennes \bar{x}_1 et \bar{x}_2 identiques, et le test de l'ordonnée à l'origine décrit précédemment est inapplicable (puisque $\bar{x}_1 - \bar{x}_2 = 0$).

Il n'est applicable que lorsque l'on n'a pas retenu exactement le même nombre d'observations pour les 2 échantillons, lors du rejet des points d'aberrants préalable à l'application de la régression (cas des profondeurs 10, 20, 30, 40, 50, 90 cm du site de Guia).

Dans le cas où toutes les valeurs de x sont identiques, on peut considérer nos deux échantillons comme appariés, et l'on peut alors appliquer un test gaussien sur la moyenne des différences entre les valeurs appariées y_1 et y_2 des deux échantillons (cas des profondeurs 60, 70, 80, 100, 110, 120, 130, 140 cm du site de Guia). Cette moyenne ne sera pas statistiquement différente de zéro, si les ordonnées à l'origine des deux droites de régression sont identiques.

Soit la variable : $d = y_1 - y_2$, où les valeurs de y_1 et y_2 correspondent à une même valeur de x .

On a : $\bar{d} = \bar{y}_1 - \bar{y}_2$ et $\hat{\sigma}^2(d) = \hat{\sigma}^2(y_1) + \hat{\sigma}^2(y_2) + \hat{\sigma}(y_1, y_2)$.

Soit

$$t = \frac{|\bar{d}|}{\frac{\hat{\sigma}(d)}{\sqrt{n}}}$$

où n est le nombre d'observations, identique pour les deux échantillons à comparer.

On a $t \sim \mathcal{T}_{n-1}$.

On accepte l'hypothèse d'homogénéité des ordonnées à l'origine des droites de régression, au risque α , si l'inégalité suivante est vérifiée :

$$|\bar{d}| < t_\alpha \cdot \frac{\hat{\sigma}(d)}{\sqrt{n}}$$



**ANNEXE 5C : REGRESSION LINEAIRE AVEC ERREURS
SUR LES VARIABLES**

Nous présenterons les deux modèles de régression linéaire applicables aux données de la sonde à neutrons : l'un, négligeant les erreurs expérimentales, qui constituera le modèle "avec biais", l'autre, prenant en compte ces erreurs, et qui constituera le modèle "sans biais" de la régression.

A5C.1 Régression "avec biais"

C'est le modèle classique de la régression linéaire (voir A. du § 11.2.2) :

$$\theta_{vi} = \beta \cdot r_i + \alpha + e_i \quad (\text{A5C.1}).$$

Les méthodes classiques d'obtention d'estimateurs statistiques des paramètres de cette régression, telles que la méthode des moindres carrés ou celle du maximum de vraisemblance, conduisent à des estimateurs identiques, si l'on suppose les termes aléatoires e_i indépendants et suivant une même loi de distribution gaussienne. Ces estimateurs sont les suivants :

$$\hat{\beta} = \frac{\hat{\sigma}(\hat{r}, \hat{\theta}_v)}{\hat{\sigma}^2(\hat{r})} \quad \text{et} \quad \hat{\alpha} = \bar{\theta}_v - \hat{\beta} \cdot \bar{r}$$

avec $\hat{\sigma}(\hat{r}, \hat{\theta}_v) = \sum_{i=1}^n (\hat{r}_i - \bar{r}) \cdot (\hat{\theta}_{vi} - \bar{\theta}_v) / (n-1)$, $\hat{\sigma}^2(\hat{r}) = \sum_{i=1}^n (\hat{r}_i - \bar{r})^2 / (n-1)$, $\bar{r} = \sum_{i=1}^n \hat{r}_i / n$, et

$\bar{\theta}_v = \sum_{i=1}^n \hat{\theta}_{vi} / n$, où chaque couple de valeurs mesurées $(\hat{r}_i, \hat{\theta}_{vi})$ constitue un des n points

d'étalonnage.

La variance d'une estimation faite à l'aide du modèle à partir d'une nouvelle mesure \hat{r}_0 s'obtient par :

$$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v0}) = \hat{\sigma}^2 \cdot \left(1 + \frac{1}{n} + \frac{(\hat{r}_0 - \bar{r})^2}{\sum_{i=1}^n (\hat{r}_i - \bar{r})^2} \right) \quad (\text{A5C.2}).$$

A5C.2 Régression "sans biais"

Dans le modèle précédent, on a supposé que les erreurs de mesure sur les variables étaient inconnues, et nous les avons "intégrées" au terme aléatoire e_i . Dans le modèle de régression linéaire avec erreurs sur les variables, la relation (A5C.1) est toujours conservée, mais les variables observées s'écrivent :

$$\hat{r} = r + u \quad \text{et} \quad \hat{\theta}_v = \theta_v + v,$$

où u et v désignent l'erreur de mesure sur r et θ_v , respectivement, r et θ_v étant les vraies valeurs inconnues. On supposera que les variables u et v sont indépendantes entre elles et des variables r et θ_v , que leurs espérances $E(u)$ et $E(v)$ sont nulles et que leurs variances $\sigma^2(u)$ et $\sigma^2(v)$ sont connues.

Les méthodes statistiques classiques conduisent à des estimations biaisées des paramètres du modèle. Bertuzzi *et al.* (1987) proposent une série d'estimateurs sans biais à l'ordre 1, en utilisant un développement par série entière de ces estimateurs. Ce sont ces estimateurs que nous utiliserons dans nos calculs, à savoir :

$$\hat{\beta} = \frac{\hat{\sigma}(\hat{r}, \hat{\theta}_v)}{\hat{\sigma}^2(\hat{r}) - \frac{n-3}{n-1} \cdot \sigma^2(u)} \quad \text{et} \quad \hat{\alpha} = \bar{\hat{\theta}}_v - \hat{\beta} \cdot \bar{\hat{r}}.$$

La variance d'une estimation faite à l'aide de ce modèle à partir d'une nouvelle mesure de r s'écrit alors :

$$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v0}) = \hat{r}_0^2 \cdot \hat{\sigma}^2(\hat{\beta}) + 2 \cdot \hat{r}_0 \cdot \hat{\sigma}(\hat{\alpha}, \hat{\beta}) + \hat{\sigma}^2(\hat{\alpha}) + (\hat{\beta}^2 - \hat{\sigma}^2(\hat{\beta})) \cdot \sigma^2(u) + \hat{\sigma}^2 \quad (\text{A5C.3}).$$

Pour les expressions algébriques des variances et covariance des paramètres de la régression, ainsi que de la variance résiduelle $\hat{\sigma}^2$, on se reportera à Bertuzzi *et al.* (1987). On retrouve bien les estimateurs classiques si l'on pose $\sigma^2(u) = \sigma^2(v) = 0$.

Cette méthode suppose que l'on connaisse les variances des termes d'erreur $\sigma^2(u)$ et $\sigma^2(v)$. Haverkamp *et al.* (1984) proposent d'estimer ces valeurs par :

$$\hat{\sigma}^2(u) = \frac{\sum_{i=1}^n \hat{\sigma}^2(\hat{r}_i)}{(n-1)} \quad \text{et} \quad \sigma^2(v) = \frac{\sum_{i=1}^n \hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{vi})}{(n-1)}.$$

On utilisera ces valeurs estimées en supposant qu'elles sont identiques aux valeurs vraies.

A5C.3 Estimations des erreurs sur les variables r et θ_v

On utilisera la même démarche que Bertuzzi *et al.* (1987) pour la détermination de $\hat{\sigma}^2(\hat{r}_i)$ et $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{vi})$: si Z est une fonction de p variables aléatoires indépendantes (a, b, \dots, p), on peut calculer la variance de Z par la relation approchée :

$$\hat{\sigma}^2(Z) = \left(\frac{\partial Z}{\partial a}\right)^2 \cdot \hat{\sigma}^2(a) + \left(\frac{\partial Z}{\partial b}\right)^2 \cdot \hat{\sigma}^2(b) + \dots + \left(\frac{\partial Z}{\partial p}\right)^2 \cdot \hat{\sigma}^2(p) \quad (\text{A5C.4}),$$

si $\hat{\sigma}^2(a), \hat{\sigma}^2(b), \dots, \hat{\sigma}^2(p)$ sont suffisamment petits devant a, b, \dots, p , respectivement. Nous appliquerons cette décomposition à \hat{r} et $\hat{\theta}_v$ successivement.

A5C.3.1 Variance de l'erreur sur \hat{r}

Chaque comptage réduit \hat{r}_i est en fait le rapport de la moyenne arithmétique de p comptages réalisés dans le sol, à celle des q comptages réalisés dans le milieu de référence (l'eau) :

$$\hat{r}_i = \frac{\bar{\hat{n}}_i}{\hat{n}_i},$$

$$\text{avec } \bar{\hat{n}}_i = \sum_{j=1}^p \hat{n}_{ij} / p \quad \text{et} \quad \bar{\hat{n}}_r = \sum_{k=1}^q \hat{n}_k / q.$$

En appliquant (A5C.4), il vient :

$$\hat{\sigma}^2(\hat{r}_i) = \hat{r}_i^2 \cdot \left(\frac{\hat{\sigma}^2(\bar{\hat{n}}_i)}{(\bar{\hat{n}}_i)^2} + \frac{\hat{\sigma}^2(\hat{n}_i)}{(\hat{n}_i)^2} \right) \quad (\text{A5C.5}).$$

D'après les données du constructeur, les comptages \hat{n} lus sur l'appareil diffèrent des comptages \hat{n}' réellement effectués :

$$\hat{n} = \frac{\hat{n}'}{40} \quad (\text{A5C.6}),$$

pour un temps de comptage dit "long".

Chaque comptage réel suit une loi de Poisson $\mathcal{P}(\hat{n}')$. La lecture minimale parmi nos données étant de l'ordre de 40, \hat{n}' est de l'ordre de 1600. On se situe donc dans le domaine d'approximation de la loi de Poisson par une loi Normale, d'où $\hat{n}' \sim \mathcal{N}(\hat{n}', \hat{n}')$. On a donc $E(\hat{n}') = \hat{n}'$ et $\sigma^2(\hat{n}') = \hat{n}'$. En effectuant le changement de variable (A5C.6), on a :

$E(\hat{n}) = \hat{n}$ et $\sigma^2(\hat{n}) = \hat{n}/40$. D'où $\hat{n} \sim \mathcal{N}(\hat{n}, \hat{n}/40)$.

Pour des moyennes arithmétiques, on aura :

$$\bar{\hat{n}}_p \sim \mathcal{C}_{p-1}\left(\bar{\hat{n}}_p, \frac{\bar{\hat{n}}_p}{p \cdot 40}\right) \quad \text{et} \quad \bar{\hat{n}}_q \sim \mathcal{C}_{q-1}\left(\bar{\hat{n}}_q, \frac{\bar{\hat{n}}_q}{q \cdot 40}\right).$$

Donc $\hat{\sigma}^2(\bar{\hat{n}}_p) = \bar{\hat{n}}_p / p \cdot 40$ et $\hat{\sigma}^2(\bar{\hat{n}}_q) = \bar{\hat{n}}_q / q \cdot 40$.

En remplaçant dans (A5C.5), on obtient :

$$\hat{\sigma}^2(\hat{r}_i) = \hat{r}_i^2 \cdot \left(\frac{1}{\bar{\hat{n}}_p \cdot p \cdot 40} + \frac{1}{\bar{\hat{n}}_q \cdot q \cdot 40} \right),$$

que l'on peut encore écrire

$$\hat{\sigma}^2(\hat{r}_i) = \frac{1}{\bar{\hat{n}}_i} \cdot \left(\frac{\hat{r}_i}{p \cdot 40} + \frac{\hat{r}_i^2}{q \cdot 40} \right) \quad (\text{A5C.7}).$$

A5C.3.2 Variance de l'erreur sur $\hat{\theta}_v$

Chaque estimation de teneur en eau volumique s'obtient à partir d'une mesure de teneur en eau massique par :

$$\hat{\theta}_{vi} = \frac{\hat{\rho}_d}{\rho_w} \cdot \hat{\theta}_i.$$

ρ_w étant considérée comme constante, on a, d'après (A5C.4) :

$$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{vi}) = \hat{\theta}_{vi}^2 \cdot \left(\frac{\hat{\sigma}^2(\hat{\rho}_d)}{\hat{\rho}_d^2} + \frac{\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_i)}{\hat{\theta}_i^2} \right) \quad (\text{A5C.8}),$$

que l'on peut encore écrire : $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{vi}) = 1/\rho_w^2 \cdot (\hat{\theta}_i^2 \cdot \hat{\sigma}^2(\hat{\rho}_d) + \hat{\rho}_d^2 \cdot \hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_i))$.

Ceci implique la connaissance de la variance des erreurs sur $\hat{\rho}_d$ et $\hat{\theta}$.

A. Variance de l'erreur sur $\hat{\theta}$

On peut distinguer 2 cas selon que l'estimation de θ s'obtient par interpolation par krigeage ou directement par pesées sur un échantillon de sol.

a. Cas de l'estimation de θ par krigeage

Dans ce cas, la variance de $\hat{\theta}$, correspond à la variance de krigeage de cette même valeur.

b. Cas de l'estimation de θ par pesées

Dans ce cas, l'estimation de θ s'obtient par une série de pesées sur le même échantillon. On détermine ainsi $(M_h + T)$, $(M_s + T)$ et T , avec M_h , la masse de l'échantillon humide, M_s , la masse de l'échantillon sec, et T , la tare. On a alors :

$$\hat{\theta} = \frac{(M_h + T) - (M_s + T)}{(M_s + T) - T}$$

D'où l'erreur relative :

$$\frac{\Delta\hat{\theta}}{\hat{\theta}} = \frac{(\Delta(M_h + T) + \Delta(M_s + T))}{(M_h - M_s)} + \frac{(\Delta(M_s + T) + \Delta T)}{M_s},$$

si l'on note ΔX , l'erreur absolue sur la pesée X .

Ainsi qu'il est précisé dans l'annexe 6A, on assimilera l'erreur absolue $\Delta\hat{\theta}$ à un demi-intervalle de confiance à 95 % sur $\hat{\theta}$. On estimera donc la variance de l'erreur sur $\hat{\theta}$ par $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_i) = \Delta\hat{\theta}_i^2 / z_{0,05}^2$, avec $z_{0,05}$, l'écart gaussien au niveau $\alpha = 5\%$ ($z_{0,05} = 1,96$).

B. Variance de l'erreur sur $\hat{\rho}_d$

L'estimation de ρ_d est obtenue par une mesure de ρ_h par la sonde gammamétrique,

conjointement à une mesure de θ :

$$\hat{\rho}_d = \frac{\hat{\rho}_h}{1 + \hat{\theta}},$$

d'où

$$\hat{\sigma}^2(\hat{\rho}_d) = \hat{\rho}_d^2 \cdot \left(\frac{\hat{\sigma}^2(\hat{\rho}_h)}{\hat{\rho}_h^2} + \frac{\hat{\sigma}^2(\hat{\theta})}{(1 + \hat{\theta})^2} \right) \quad (\text{A5C.9}),$$

toujours en appliquant (A5C.4).

Si l'on dispose de k déterminations de $(\hat{\rho}_h, \hat{\theta})$, on peut alors estimer ρ_d par $\bar{\hat{\rho}}_d = \sum_{i=1}^k \hat{\rho}_{di} / k$,

avec $\hat{\rho}_{di} = \hat{\rho}_{hi} / (1 + \hat{\theta}_i)$.

On peut alors estimer la variance de l'erreur sur $\hat{\rho}_d$ par :

$$\hat{\sigma}^2(\hat{\rho}_d) = \frac{\sum_{i=1}^k \hat{\sigma}^2(\hat{\rho}_{di})}{k-1},$$

comme pour la variance des termes d'erreur u et v , avec

$$\hat{\sigma}^2(\hat{\rho}_{di}) = \hat{\rho}_{di}^2 \cdot \left(\frac{\hat{\sigma}^2(\hat{\rho}_{hi})}{\hat{\rho}_{hi}^2} + \frac{\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_i)}{(1 + \hat{\theta}_i)^2} \right) \quad (\text{A5C.10}).$$

La relation reliant le comptage réduit \hat{r} mesuré à la sonde gammamétrique à la masse volumique humide du sol $\hat{\rho}_h$ est de la forme :

$$\hat{\rho}_h = a \cdot \ln \left(\frac{b}{\hat{r} + c} \right) \quad (\text{A5C.11})$$

Les valeurs de a , b et c sont fournies par le constructeur, mais nous ne disposons pas des données de l'étalonnage correspondant, et donc ne pouvons juger de la qualité de cet étalonnage. Nous avons finalement négligé les incertitudes sur les paramètres a , b et c , lors du calcul de la variance d'erreur des mesures gammamétriques. Il s'agit donc d'une valeur par défaut. Ainsi, en appliquant (A5C.4) à (A5C.11), on obtient :

$$\hat{\sigma}^2(\hat{\rho}_{hi}) = \left(\frac{a}{\hat{r}_i + c} \right)^2 \cdot \hat{\sigma}^2(\hat{r}_i),$$

où $\hat{\sigma}^2(\hat{r}_i)$ est la variance du comptage réduit \hat{r}_i , que l'on obtient comme pour la sonde à neutrons (cf. § A5C.3.1) :

$$\hat{\sigma}^2(\hat{r}_i) = \frac{1}{\hat{n}_i} \cdot \left(\hat{r}_i + \frac{\hat{r}_i^2}{q} \right),$$

les valeurs des comptages n_i dans le sol et n_k dans l'étui, affichées par l'appareil, étant celles réellement obtenues, à la différence de ce que l'on avait pour la sonde à neutrons.

On distinguera deux variances d'erreur sur $\hat{\rho}_{di}$ (correspondant à deux profils distincts de $\hat{\rho}_d$), selon la méthode d'estimation de $\hat{\theta}_i$ (méthode par krigeage ou méthode par pesées).

Nous disposons donc maintenant de tous les éléments pour le calcul de la précision des estimations de la sonde à neutrons, quel que soit le type d'étalonnage utilisé.

A5C.4 Estimation de l'erreur sur une nouvelle valeur $\hat{\theta}_0$ estimée par la sonde à neutrons

Pour chaque nouvelle mesure \hat{r}_0 réalisée à la sonde à neutrons, on obtient l'estimation de $\hat{\theta}_{v0}$ à l'aide de la droite d'étalonnage (A5C.1). La valeur de teneur en eau massique, correspondante à cette estimation, est alors obtenue par :

$$\hat{\theta}_0 = \frac{\rho_w}{\hat{\rho}_d} \cdot \hat{\theta}_{v0}.$$

On en déduit la variance de $\hat{\theta}_0$:

$$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_0) = \hat{\theta}_0^2 \cdot \left(\frac{\hat{\sigma}^2(\hat{\rho}_d)}{\hat{\rho}_d^2} + \frac{\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v0})}{\hat{\theta}_{v0}^2} \right) \quad (\text{A5C.12}),$$

où $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v0})$ est fonction du type d'étalonnage retenu (équation (A5C.2) ou (A5C.3) pour un étalonnage respectivement "avec" ou "sans" biais), et où $\hat{\sigma}^2(\hat{\rho}_d)$ est la valeur calculée dans

l'équation (A5C.9).

Si l'on utilise les résultats de l'étalonnage "sans biais" pour estimer une nouvelle valeur $\hat{\theta}_0$, on vérifiera que la variance d'erreur $\hat{\sigma}^2(\hat{r}_0)$, calculée pour la nouvelle mesure \hat{r}_0 par la relation (A5C.7), est du même ordre de grandeur que la valeur $\hat{\sigma}^2(u)$ utilisée pour cet étalonnage.

ANNEXE 6A : NOTION DE "PRECISION" DES ESTIMATIONS DE TENEUR EN EAU MASSIQUE

Qu'il s'agisse d'une estimation par krigeage ou d'une estimation par la sonde à neutrons, à chaque estimation de teneur en eau est associée une variance d'estimation, et par suite un intervalle de confiance de l'estimation.

De manière générale, on associera arbitrairement la "précision" d'une estimation à son intervalle de confiance à 95 %.

En toute rigueur, la notion de précision (ou encore d'incertitude ou d'erreur) est associée à la mesure d'une grandeur physique et à l'appareil avec lequel on effectue cette mesure. Elle correspond à l'écart maximal entre la vraie valeur et toute valeur mesurée par l'appareil. Cette précision, généralement donnée par le constructeur de l'appareil (sous la forme $\pm \Delta x$), peut être considérée comme un intervalle de confiance à 100 % de la valeur mesurée.

Lorsque l'on a affaire à une série de mesures, on peut considérer chacune de ces mesures comme un tirage particulier d'une variable aléatoire correspondant à la grandeur que l'on mesure :

$$\hat{\theta} = \theta + u,$$

où $\hat{\theta}$ est une mesure de la grandeur, θ , la vraie valeur de la grandeur au moment de la mesure, et u , un terme aléatoire, dont la loi de distribution est généralement normale ($u \sim \mathcal{N}(0, \sigma^2)$).

On est donc ici confronté à un problème tout à fait différent, puisqu'il s'agit d'estimer statistiquement θ à partir d'une série de mesures. On utilise la moyenne arithmétique

$$\bar{\theta} = \sum_{i=1}^n \hat{\theta}_i / n \text{ des } n \text{ mesures } \hat{\theta}_i \text{ effectuées, et } \hat{\sigma}^2 = \sum_{i=1}^n (\hat{\theta}_i - \bar{\theta})^2 / (n-1), \text{ comme estimateurs sans}$$

biais de θ et de la variance σ^2 , mesure de la dispersion des mesures possibles autour de la vraie valeur θ . On peut à partir de ces données construire un intervalle de confiance pour θ . Construire statistiquement un intervalle de confiance à 100 % pour θ n'aurait pas de sens, puisque cet intervalle serait infini. On assimile généralement en physique l'écart-type $\hat{\sigma}$ de la série de mesures à la "précision" (l'erreur absolue) de ces mesures ($\pm \hat{\sigma}$) (Haverkamp *et al.*, 1984 ; Gréacias & Migeon, 1989), lorsque que le nombre de mesures est suffisamment grand, c'est-à-dire que l'on assimile la "précision" des estimations à un intervalle de confiance à 68 %. On rencontre aussi couramment, chez d'autres auteurs, l'intervalle de confiance à 95 % comme évaluation de la "précision" de l'estimation (Reginato & Jackson, 1971 ; Bertuzzi *et al.*, 1987). D'autres encore utilisent l'intervalle de confiance à 99 %, soit $\pm 3 \hat{\sigma}$ lorsque le nombre de mesures est grand, comme indication de la précision de l'estimation (C.E.A, 1978).

De ces trois choix arbitraires, c'est le **second** que nous retiendrons. Ainsi, à chaque estimation par krigeage d'une teneur en eau, en un point donné du dispositif de mesure et à un temps donné, on peut associer une "précision" de cette estimation.

ANNEXE 6B : PRÉCISION DE LA MÉTHODE DE MESURE DE LA TENEUR EN EAU MASSIQUE PAR PRELEVEMENTS ET KRIGEAGE

Nous avons évalué, au A du § 11.2.3, la qualité de cette méthode, en précisant quelle était, en moyenne, la précision d'une estimation de la teneur en eau massique, réalisée par cette méthode. Ainsi :

- pour le site de Guia, la taille moyenne du demi- IC_{95} des valeurs estimées est de 1,55 g/100 g de sol sec.
- pour le site de Yabone, elle est de 1,04 g/100 g de sol sec.

Ces valeurs moyennes masquent en fait certaines variations, qui s'expriment en fonction du temps, et en fonction de la position du lieu estimé (notamment la profondeur). Nous allons illustrer ce fait par l'étude des variations de précision des estimations réalisées sur le site de Guia.

A6B.1 Variations de la précision des estimations avec la profondeur

Le tableau A6B-1 donne 3 exemples de "profils" de valeurs krigées, avec leur variance d'estimation et leur intervalle de confiance à 95 % associé, pour le site de Guia. On pourra se reporter à la figure 10-1, pour localiser les prélèvements de chacun des 3 profils, par rapport au dispositif de mesure. L'intervalle de confiance moyen pour le profil* n° 7 ($1/2 IC_{95} = 1,51$ g/100 g de sol sec) est voisin de celui calculé pour l'ensemble des profils ($1/2 IC_{95} = 1,55$ g/100 g de sol sec). Celui du profil n°5 est le plus faible ($1/2 IC_{95} = 1,34$ g/100 g de sol sec), et celui du profil n°21, le plus élevé ($1/2 IC_{95} = 1,67$ g/100 g de sol sec), parmi l'ensemble des profils.

On constate d'après ce tableau que :

- 1° / les estimations effectuées entre 40 et 60 cm inclus sont les plus précises. Elles correspondent aux valeurs estimées en utilisant le variogramme de la couche 40-60 cm. On a vu (figures 11-6 à 11-8) que ce variogramme était différent des 2 autres (couches 5-20 et 60-80 cm). Notamment, les valeurs de ce variogramme pour des distances inférieures à la portée sont inférieures à celles des 2 autres variogrammes

* Chaque "profil" de teneur en eau est constitué par la réunion des valeurs krigées au même instant sur différents volumes de sol (à l'endroit du rétractomètre ou du tube de sonde et à différentes profondeurs). L'intervalle de confiance moyen d'un profil de teneur en eau correspond à la moyenne arithmétique des différents intervalles de confiance des valeurs krigées constituant ce profil et estimées distinctement. On ne doit en aucun cas le confondre avec un intervalle de confiance d'une estimation globale réalisée sur un seul volume incluant le rétractomètre et le tube de sonde (voir Journal, 1977, paragraphe V-C).

(suite p. A97)

Tableau A6B-1 : Exemples de profils de valeurs krigées, pour le site de Guia.

Profil n°	5				7				21				
	103.33				166.08				3935.83				
	estimation	variance d'estimation		1/2 IC ₉₅	estimation	variance d'estimation		1/2 IC ₉₅	estimation	variance d'estimation		1/2 IC ₉₅	
(g/100 g)	(en % de $\hat{\sigma}_r^2$)	val. absolue		(g/100 g)	(g/100 g)	(en % de $\hat{\sigma}_r^2$)	val. absolue		(g/100 g)	(g/100 g)	(en % de $\hat{\sigma}_r^2$)	val. absolue	
sonde													
10 cm	11.8	55.2	0.48	1.38	14.7	56.9	0.50	1.40	6.1	66.7	0.58	1.52	
20 cm	16.5	55.2	0.48	1.38	15.5	56.9	0.50	1.40	8.1	66.7	0.58	1.52	
30 cm	16.4	55.2	0.48	1.38	16.3	56.9	0.50	1.40	10.2	66.7	0.58	1.52	
40 cm	16.8	32.5	0.31	1.11	16.5	34.8	0.34	1.15	10.2	48.1	0.46	1.35	
50 cm	14.2	32.5	0.31	1.11	16.7	34.8	0.34	1.15	10.2	48.1	0.46	1.35	
60 cm	16.5	32.5	0.31	1.11	17.9	34.8	0.34	1.15	11.1	48.1	0.46	1.35	
70 cm	16.6	52.7	0.71	1.68	19.0	54.4	0.74	1.70	12.1	64.2	0.87	1.85	
80 cm	-	-	-	-	18.2	54.4	0.74	1.70	12.0	64.2	0.87	1.85	
90 cm	-	-	-	-	17.3	54.4	0.74	1.70	11.8	64.2	0.87	1.85	
100 cm	-	-	-	-	14.7	54.4	0.74	1.70	10.8	64.2	0.87	1.85	
110 cm	-	-	-	-	12.1	54.4	0.74	1.70	9.8	64.2	0.87	1.85	
120 cm	-	-	-	-	15.8	54.4	0.74	1.70	12.2	64.2	0.87	1.85	
130 cm	-	-	-	-	19.5	54.4	0.74	1.70	14.6	64.2	0.87	1.85	
140 cm	-	-	-	-	19.5	54.4	0.74	1.70	16.6	64.2	0.87	1.85	
capteur 1													
10 cm	12.3	56.8	0.50	1.40	15.2	56.9	0.50	1.40	6.5	66.9	0.59	1.52	
capteur 2													
30 cm	15.3	55.0	0.48	1.38	16.9	56.5	0.50	1.40	10.5	66.4	0.58	1.51	
capteur 3													
50 cm	16.1	31.6	0.30	1.10	17.2	31.3	0.30	1.09	10.8	45.2	0.44	1.31	
capteur 4													
70 cm	17.3	54.6	0.74	1.71	19.0	48.1	0.65	1.60	12.5	60.2	0.81	1.79	
capteur 5													
90 cm	-	-	-	-	17.3	50.9	0.69	1.65	12.0	62.1	0.84	1.82	
capteur 6													
110 cm	-	-	-	-	12.8	53.8	0.73	1.69	8.8	64.0	0.87	1.85	
capteur 7													
130 cm	-	-	-	-	20.1	52.4	0.71	1.67	15.4	63.1	0.85	1.84	
valeur moyenne	15.4	46.7	0.47	1.34	16.8	50.5	0.59	1.51	11.1	61.2	0.72	1.67	

Tableau A6B-2 : Demi-intervalles de confiance à 95 % moyens des teneurs en eau massiques krigées pour chacun des éléments du dispositif de mesure du site de Guia.

sonde		capteurs	
10 cm	1.44	10 cm	1.45
20 cm	1.44		
30 cm	1.44	30 cm	1.44
40 cm	1.22		
50 cm	1.22	50 cm	1.18
60 cm	1.22		
70 cm	1.76	70 cm	1.73
80 cm	1.76		
90 cm	1.76	90 cm	1.75
100 cm	1.76		
110 cm	1.76	110 cm	1.76
120 cm	1.76		
130 cm	1.76	130 cm	1.75
140 cm	1.76		
moyenne	1.55	moyenne	1.56

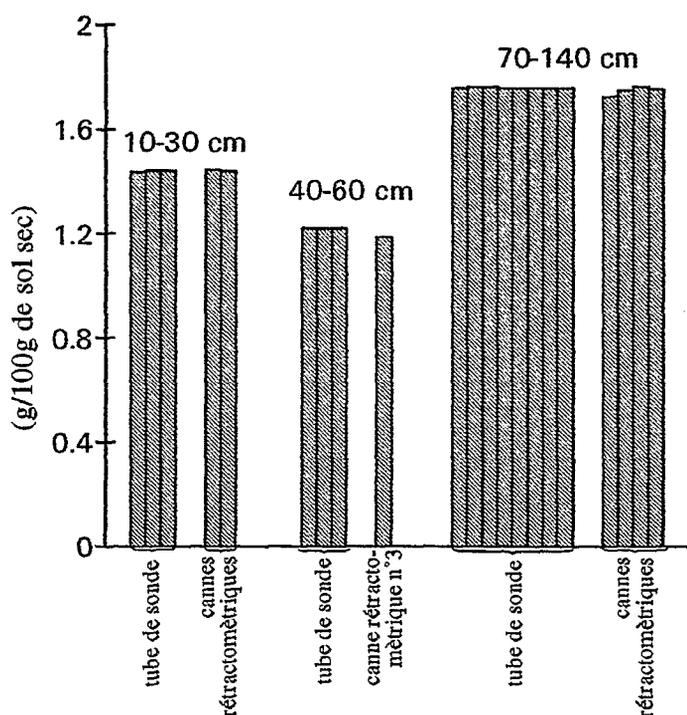


Figure A6B-1 : Demi-intervalles de confiance à 95 % moyens des teneurs en eau massiques krigées pour chacun des éléments du dispositif de mesure du site de Guia, regroupés par classe de profondeur.

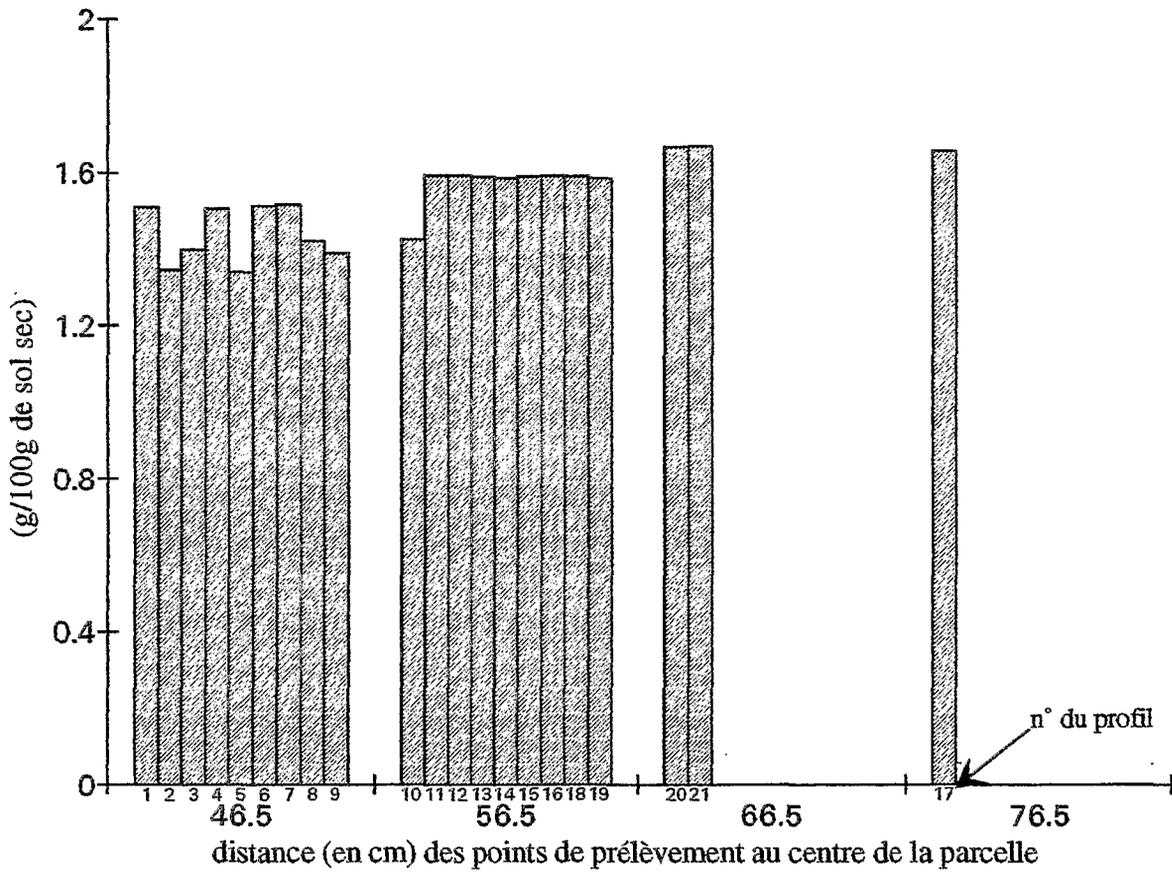


Figure A6B-2 : Demi-intervalles de confiance à 95 % moyens par profil de teneurs en eau massiques krigées, répartis en fonction de la distance entre les points de prélèvement et le centre O de la parcelle, pour le site de Guia.

(effet de pépité plus faible). Or c'est cette zone du variogramme qui est utilisée lors du krigeage, car la gamme de variation des distances entre les points krigés et les points de prélèvement est de 20 cm à 1 m, environ. La valeur krigée est donc mieux corrélée avec les valeurs aux points de prélèvement, pour les profondeurs 40 à 60 cm, d'où une variance de krigeage plus faible.

2° / les estimations effectuées entre 70 et 140 cm inclus sont les moins précises. Ceci est simplement dû au fait que, bien que les couches 5-20 cm et 60-80 cm aient quasiment le même variogramme, la variance résiduelle est plus grande pour la couche 60-80 cm que pour la couche 5-20 cm (figures 11-6 à 11-8).

Une conséquence de ces 2 constatations est la suivante : comparons les intervalles de confiance moyens à 95 %, des 3 profils de valeurs krigées du tableau A6B-1. Celui du profil n° 5 est plus faible que celui du profil n° 7. Or, si l'on compare les intervalles de confiance, pour un même point du dispositif de mesure, entre ces 2 profils, on voit que ces valeurs sont très proches. La différence observée entre les intervalles de confiance moyens des 2 profils est simplement liée au fait que le profil n° 5 est incomplet. Il n'inclut pas les points du dispositif de mesure situés en profondeur pour lesquels la précision des estimations est plus faible. D'où une précision moyenne des estimations plus grande pour ce profil.

A6B.2 Précision moyenne des estimations réalisées au cours du temps à l'endroit des différents éléments du dispositif de mesure

On peut calculer, pour chaque élément du dispositif de mesure, la taille moyenne des intervalles de confiance calculés pour les différentes estimations réalisées au cours du temps, en ce point. On a ainsi une idée de la précision moyenne des estimations réalisées pour cet élément. Le tableau A6B-2 présente ces valeurs, pour chacun des éléments du dispositif, pour le site de Guia.

Sur la figure A6B-1, ces valeurs ont été regroupées par classes, en fonction de la profondeur à laquelle se situe le point où sont effectuées les estimations. On retrouve les mêmes effets que ceux rencontrés au paragraphe précédent : les estimations sont plus précises pour les éléments situés aux profondeurs 40 à 60 cm que celles pour les éléments situés aux profondeurs 10 à 30 cm, elles mêmes plus précises que celles des éléments situés aux profondeurs 70 à 140 cm.

A6B.3 Précision moyenne des différents profils de teneur en eau

On peut, de la même manière, calculer, pour chaque temps t auquel une série de 3 échantillons a été prélevée, la taille moyenne des intervalles de confiance calculés pour les différentes estimations du "profil" krigé. On aura ainsi la précision moyenne associée à chaque "profil" de teneur en eau. L'ensemble des demi-intervalles de confiance à 95 % moyens des 21 profils réalisés sur le site de Guia est présenté à la figure A6B-2.

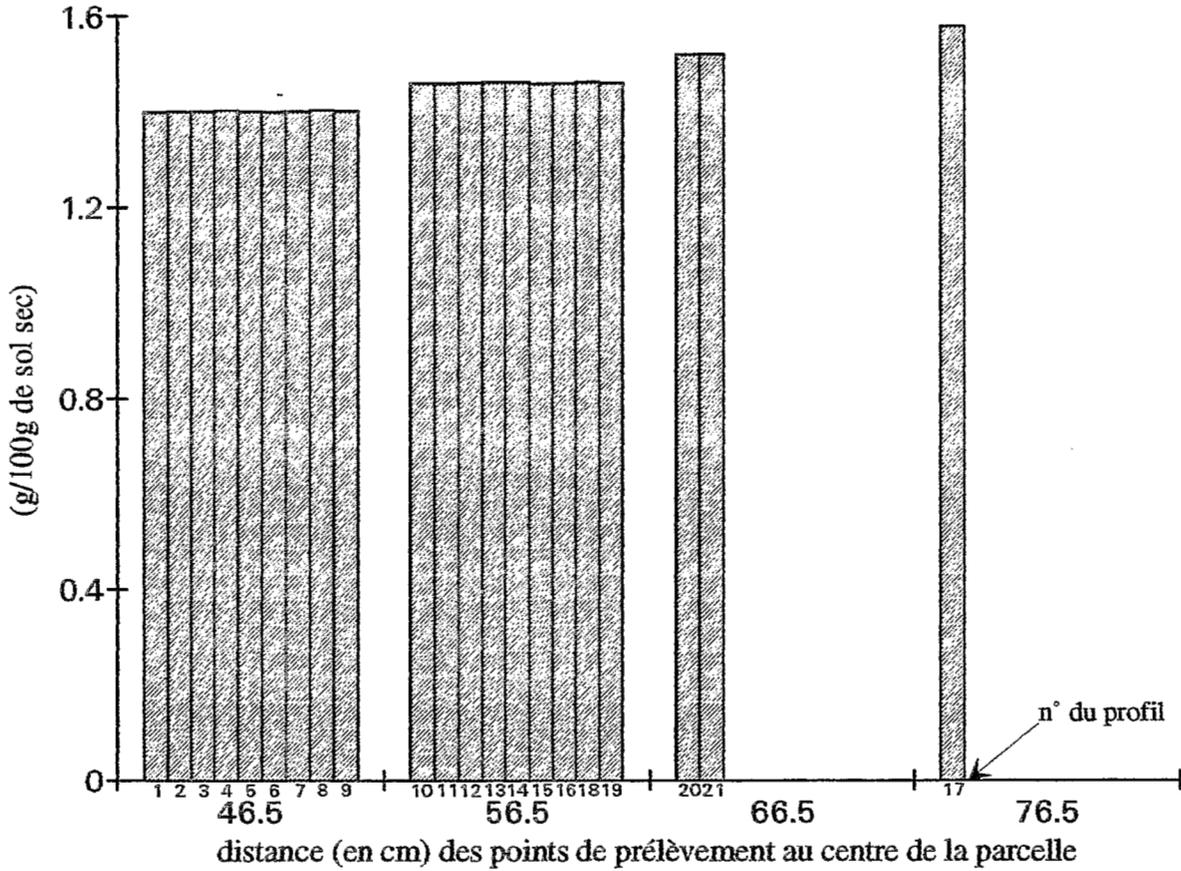


Figure A6B-3 : Demi-intervalles de confiance à 95 % des teneurs en eau massiques krigées de la couche 0-20 cm, répartis en fonction de la distance entre les points de prélèvement et le centre O de la parcelle, pour le site de Guia.

Trois phénomènes se mêlent sur ce graphe :

- 1° / la taille de l' IC_{95} moyen d'un profil augmente en fonction de la distance des points de prélèvement au centre de la parcelle. Il s'agit du même phénomène que celui mis en évidence lors du choix du nombre de points de prélèvement nécessaires au krigeage (figure 11-12).
- 2° / on constate, notamment au sein de la classe de distance 46,5 cm, que certains profils ont des variances d'estimation nettement plus faibles que d'autres. Cet effet est celui présenté au paragraphe précédent pour le profil n° 5 : il s'agit de profils incomplets. Ainsi, pour les profils n° 2, 3, 5, 8, 9, 10 et 17, les estimations les plus profondes sont situées respectivement à 70, 10, 70, 90, 10, 70 et 90 cm de profondeur.
- 3° / enfin, un dernier effet, d'importance négligeable par rapport aux deux autres, peut être constaté lorsque l'on compare les IC_{95} moyens des profils complets d'une même classe de distance (par exemple, les profils n° 11 à 16 & 18, 19 de la classe de distance 56,5 cm). Ces légères variations sont liées au fait que les éléments du dispositif de mesure sont excentrés par rapport au centre O de la parcelle. Le déplacement progressif des points d'appui, par rotation autour du dispositif de mesure (voir figure 10-1), induit de légères variations des variances d'estimation au niveau de chaque point krigé, comme il a été indiqué dans le paragraphe sur la localisation des points de prélèvement nécessaires au krigeage.

Pour finir d'illustrer ces phénomènes, la figure A6B-3 présente les demi- IC_{95} des teneurs en eau massiques krigées, pour la couche de sol 0-20 cm, suivie au rétractomètre. On retrouve bien 2 des phénomènes décrits précédemment (l'augmentation de la taille de l' IC_{95} en fonction de la distance des points de prélèvement au centre de la parcelle, et l'effet dû à la rotation des points de prélèvement), sans le troisième phénomène qui n'apparaît que pour les moyennes des IC_{95} calculées pour les profils.

A6B.4 Site de Yabone

On observe les mêmes phénomènes que pour le site de Guia, sauf pour l'effet de la profondeur : plus l'estimation s'effectue à grande profondeur, moins l'estimation est précise. Ceci s'explique par le fait que la variance d'échantillonnage de la teneur en eau sur la parcelle croît avec la profondeur (figures 11-9 à 11-11).



**ANNEXE 6C : PRÉCISION DE LA METHODE DE MESURE
DE LA TENEUR EN EAU MASSIQUE PAR
SONDE A NEUTRONS**

Nous présenterons tout d'abord le critère synthétique de la précision de la sonde à neutrons que nous avons retenu, avant de l'illustrer par les résultats obtenus sur les sites de Guia et Yabone.

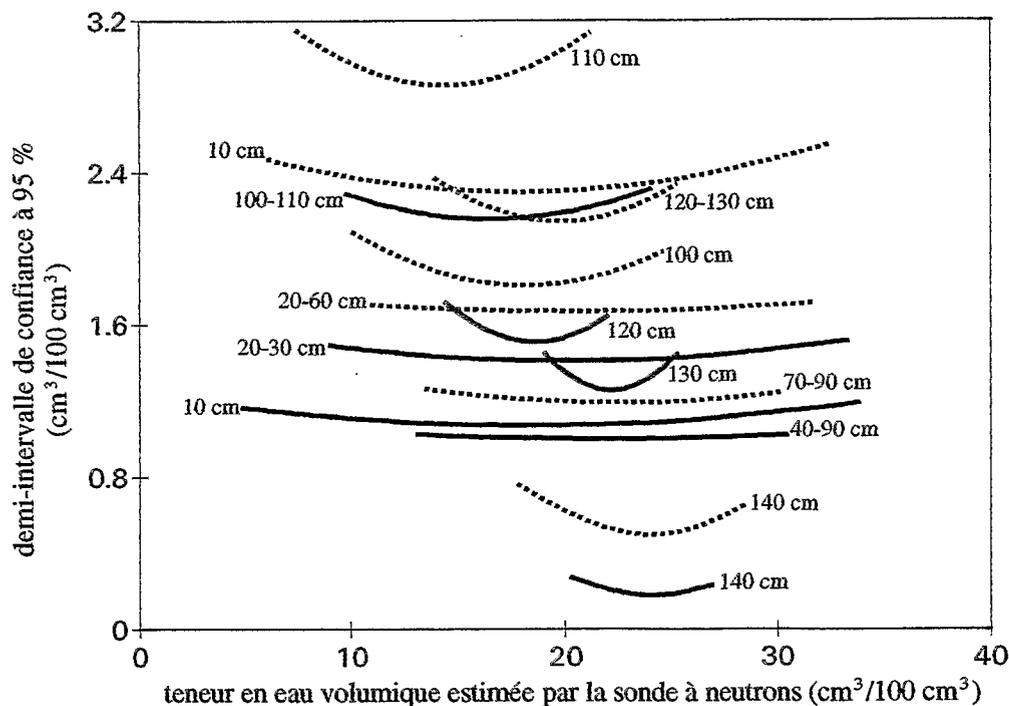
A6C.1 Calcul d'un critère de précision de la sonde à neutrons

A chaque droite d'étalonnage, correspondant à un groupe de profondeurs, et pour un type d'étalonnage donné, on peut étudier la manière dont évolue $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v_0})$, en fonction de \hat{r}_0 (formules (A5C.2) ou (A5C.3)), et, par suite, la manière dont évolue le demi-intervalle de confiance à 95 % (notre critère de précision, voir annexe 6A) de $\hat{\theta}_{v_0}$, en fonction de \hat{r}_0 . On obtient alors des courbes du style de celles présentées à la figure A6C-1, obtenue pour les étalonnages sur valeurs krigées et sur prélèvements du site de Guia.

Nous exprimerons les résultats concernant la précision de la sonde à neutrons, dans la grandeur qui nous intéresse, c'est-à-dire en teneur en eau massique (puisque nous cherchons à construire des courbes de retrait). On obtient une courbe de variation de $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_0)$, et par suite du demi-intervalle de confiance à 95 % de $\hat{\theta}_0$, en fonction de \hat{r}_0 , par profondeur de mesure, car à chaque profondeur intervient une valeur différente de masse volumique sèche (formule (A5C-12)). Les figures 11-14 et 11-15 présentent des exemples de ce type de courbes.

Pour chaque courbe, on peut calculer une valeur moyenne du demi-intervalle de confiance à 95 % sur $\hat{\theta}_0$, en faisant la moyenne pour un ensemble de valeurs de \hat{r}_0 , décrivant la gamme de variation de \hat{r} de la droite d'étalonnage, et séparées par un pas de \hat{r}_0 constant.

Pour obtenir les résultats des tableaux A6C-1 & A6C-2, on a utilisé un pas de 0,005 et les gammes de variation de \hat{r}_0 suivantes, en fonction des groupes de profondeurs :



— courbes continues : étalonnage réalisé à partir des valeurs estimées par krigeage au niveau du tube de sonde
 courbes en pointillés : étalonnage classique réalisé à partir des valeurs mesurées en un des 3 points de prélèvement

Figure A6C-1 : Evolution du demi-intervalle de confiance à 95 % des valeurs de teneur en eau volumique estimées par la sonde à neutrons, pour les différents groupes de profondeurs obtenus par les 2 méthodes d'étalonnage. Site de Guia.

Tableau A6C-1 : Demi-intervalles de confiance à 95 % moyens des teneurs en eau massiques estimées par la sonde à neutrons, en fonction de la profondeur, pour les différents types d'étalonnage de la sonde. Site de Guia.

Profondeur (cm)	10 cm	20 cm	30 cm	40 cm	50 cm	60 cm	70 cm	80 cm	90 cm	100 cm	110 cm	120 cm	130 cm	140 cm	moyenne
1/2 IC ₉₅ (en g/100 g) - étalonnage sur prélèvements - régression "avec biais"	3,2*	2,1	2,2	2,3	2,3	2,3	1,7	1,8	1,8	3,1	4,9	3,6	3,6	2,0	2,6
	3,1-3,5**	2,1-2,2	2,2-2,3	2,3-2,4	2,3-2,4	2,3-2,4	1,7-1,7	1,7-1,8	1,8-1,9	3,0-3,4	4,7-5,2	3,4-3,8	3,5-3,8	1,8-2,5	1,7-5,2
1/2 IC ₉₅ (en g/100 g) - étalonnage sur prélèvements - régression "sans biais"	3,2	2,1	2,2	2,3	2,3	2,3	1,7	1,7	1,8	3,1	4,9	3,5	3,6	1,7	2,6
	3,1-3,5	2,1-2,2	2,2-2,3	2,3-2,4	2,3-2,4	2,3-2,3	1,6-1,7	1,7-1,8	1,8-1,9	3,0-3,4	4,7-5,2	3,4-3,8	3,5-3,8	1,5-2,3	1,5-5,2
gain de précision par rapport à l'étalonnage "avec biais" à un point d'appui	absolu (en g/100g)	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03	0,27	0,03
	relatif (en %)	0,3	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	2,0	2,0	2,0	0,7	0,2	0,7	0,7	13,6
1/2 IC ₉₅ (en g/100 g) - étalonnage sur valeurs krigées	1,6	1,9	2,0	1,4	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	3,4	3,4	2,8	2,4	1,2	1,9
	1,5-1,9	1,9-2,0	1,9-2,1	1,4-1,5	1,4-1,5	1,4-1,5	1,4-1,5	1,5-1,5	1,5-1,6	3,3-3,6	3,4-3,6	2,7-3,0	2,3-2,7	1,1-1,4	1,1-3,6
gain de précision par rapport à l'étalonnage "avec biais" à un point d'appui	absolu (en g/100g)	1,6	0,2	0,2	0,9	0,9	0,9	0,3	0,3	0,3	-0,4	1,4	0,8	1,1	0,7
	relatif (en %)	50	11	11	39	39	39	17	16	16	-13	30	22	32	40

* : moyenne ** : gamme de variation

<u>Guia :</u>		<u>Yabone :</u>	
- 10 cm (A,B) :	0.100 - 0.450 (71 points)	- 10 cm (A,B) :	0,050 - 0,400 (71 points)
- 20 à 90 cm (A,B) :	0.200 - 0.500 (61 points)	- 20 à 60 cm (A,B) :	0,050 - 0,500 (91 points)
- 100 & 110 cm (A,B)		- 70 à 100 cm (A,B) :	0,250 - 0,500 (51 points)
et 120 & 130 cm (B) :	0.200 - 0.450 (51 points)	- 110 à 140 cm (A,B) :	0,250 - 0,550 (61 points)
- 120 cm (A) :	0.200 - 0.400 (41 points)		
- 130 cm (A) :	0.250 - 0.450 (41 points)		
- 140 cm (A,B) :	0.250 - 0.400 (31 points)		

où A et B désignent les étalonnages sur valeurs krigées et sur prélèvements, respectivement.

C'est donc sur cette base du demi- IC_{95} de $\hat{\theta}$ que nous exprimerons la précision des différentes méthodes d'étalonnage que nous avons testées.

A6C.2 Comparaison des deux méthodes d'étalonnage : étalonnage "sur valeurs krigées" et étalonnage "sur prélèvements"

On constate que, comme pour l'obtention des droites de régression, les deux sites étudiés se différencient nettement, lorsque l'on étudie l'influence du type d'étalonnage sur la précision des estimations de teneur en eau.

A6C.2.1 Site de Guia

L'utilisation d'un étalonnage sur valeurs krigées permet de gagner, en moyenne, 1,4 points (ou g/100 g de sol sec) de teneur en eau, par rapport à l'étalonnage sur prélèvements, le demi- IC_{95} passant de 2,6 à 1,9 g/100 g de sol sec, en moyenne (tableau A6C-1). Mais ce gain de précision est variable lorsque l'on considère des différentes profondeurs de mesure : il varie de 11 % (en précision relative) pour les profondeurs 20 et 30 cm, à 50 % pour la profondeur 10 cm. Il est même négatif (perte de précision) pour la profondeur 100 cm. Ce dernier résultat est lié au regroupement des profondeurs 100 et 110 cm dans le cas de l'étalonnage sur valeurs krigées, qui n'existe pas pour l'étalonnage sur prélèvements.

A6C.2.2 Site de Yabone

Pour le site de Yabone, le gain de précision lié à l'utilisation de l'étalonnage sur valeurs krigées est faible (tableau A6C-2) : il reste, en moyenne, de l'ordre de 0,12 point de teneur en eau, et est au maximum de 0,3 point, pour la profondeur 10 cm (soit 8 % en terme de précision relative). Pour le groupe de profondeur 110-140 cm, on obtient même un étalonnage moins bon si l'on utilise les valeurs krigées. Mais même si l'on exclut ce groupe, la gain de précision reste toujours faible (0,22 point, en moyenne).

Tableau A6C-2 : Demi-intervalles de confiance à 95 % moyens des teneurs en eau massiques estimées par la sonde à neutrons, en fonction de la profondeur, pour les différents types d'étalonnage de la sonde. Site de Yabone.

Profondeur (cm)		10 cm	20 cm	30 cm	40 cm	50 cm	60 cm	70 cm	80 cm	90 cm	100 cm	110 cm	120 cm	130 cm	140 cm	moyenne
1/2 IC ₉₅ (en g/100 g) - étalonnage sur prélèvements - régression "avec biais"		1,9 [*]	1,6	1,5	1,4	1,4	1,4	1,1	1,1	1,1	1,1	1,4	1,5	1,4	1,4	1,4
		1,8-2,2 ^{**}	1,5-1,7	1,5-1,6	1,4-1,5	1,4-1,5	1,4-1,5	1,1-1,2	1,1-1,2	1,1-1,2	1,1-1,2	1,4-1,5	1,4-1,5	1,4-1,5	1,4-1,5	1,1-2,2
1/2 IC ₉₅ (en g/100 g) - étalonnage sur prélèvements - régression "sans biais"		1,8	1,5	1,5	1,4	1,4	1,4	1,0	1,1	1,1	1,1	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
		1,7-2,1	1,5-1,6	1,5-1,6	1,4-1,5	1,4-1,4	1,4-1,5	1,0-1,1	1,0-1,2	1,0-1,2	1,0-1,1	1,4-1,5	1,4-1,5	1,4-1,5	1,4-1,5	1,0-2,1
gain de précision par rapport à l'étalonnage "avec biais" à un point d'appui	absolu (en g/100g)	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,05	0,06	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
	relatif (en %)	1	2	2	2	2	2	5	5	5	5	3	3	3	3	2
1/2 IC ₉₅ (en g/100 g) - étalonnage sur valeurs krigées		1,7	1,4	1,4	1,3	1,3	1,3	1,0	1,0	1,0	1,0	1,5	1,6	1,5	1,5	1,4
		1,6-2,0	1,4-1,5	1,4-1,5	1,3-1,4	1,3-1,3	1,3-1,4	1,0-1,1	1,0-1,1	1,0-1,1	1,0-1,1	1,5-1,6	1,5-1,7	1,5-1,6	1,5-1,6	1,0-2,0
gain de précision par rapport à l'étalonnage "avec biais" à un point d'appui	absolu (en g/100g)	0,15	0,13	0,12	0,12	0,11	0,12	0,09	0,09	0,09	0,09	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	0,06
	relatif (en %)	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	-7	-7	-7	-7	4

* : moyenne ** : gamme de variation

A6C.3 Intérêt de la prise en compte des erreurs expérimentales dans le calcul des droites d'étalonnage

Nous avons aussi cherché à évaluer l'intérêt d'une prise en compte des erreurs expérimentales, lors du calcul des droites de régression des différents groupes de profondeur, pour les 2 types d'étalonnage testés (voir annexe 5C). Nous avons qualifié les étalonnages obtenus par cette démarche d'étalonnages "sans biais".

A6C.3.1 Site de Guia

Le premier constat que l'on peut faire est que cette méthode d'étalonnage "sans biais" est inapplicable à l'étalonnage sur valeurs krigées. Lorsque l'on cherche à l'appliquer, on obtient pour plusieurs groupes de profondeur, des variances résiduelles négatives (tableau A6C-4). Ceci s'explique par le fait que la variance $\hat{\sigma}^2(v)$ de l'erreur sur $\hat{\theta}_v$ est beaucoup plus importante dans le cas de l'étalonnage "sur valeurs krigées", que dans celui de l'étalonnage "sur prélèvements" (tableau A6C-3). Parmi les 2 composantes de $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_v)$, l'une liée à $\hat{\theta}$ et l'autre liée à $\hat{\rho}_d$ (formule A5C.8), seul le terme dépendant de $\hat{\theta}$ varie de manière importante, lorsque l'on passe de l'étalonnage sur les valeurs krigées à celui réalisé sur les valeurs obtenues par prélèvement : on a $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}) = 0,61 \text{ (g/100 g)}^2$ pour l'étalonnage sur valeurs krigées, contre $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}) = 6,3 \cdot 10^{-4} \text{ (g/100 g)}^2$ pour l'étalonnage sur prélèvements (voir tableau A6C-8), soit un facteur 1000 entre les 2.

Dans le premier cas, $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta})$ correspond à la variance de krigeage de la valeur krigée $\hat{\theta}$, alors que dans le second cas, ce terme correspond à l'erreur de mesure sur $\hat{\theta}$, déterminée par pesées. La prise en compte des incertitudes sur la teneur en eau lors de la régression linéaire sur les points d'étalonnage n'est donc possible que lorsque celles-ci sont issues de **mesures** et non pas d'estimations par krigeage. Cette constatation met en évidence la différence de nature qui existe entre ces 2 types d'incertitude.

On constate, d'après les valeurs moyennes des demi-intervalles de confiance, calculées pour l'ensemble des profondeurs (tableau A6C-1), que le gain de précision lié à l'utilisation de l'étalonnage sur prélèvements "sans biais" est beaucoup plus faible que celui réalisé quand on passe de l'étalonnage sur prélèvements à l'étalonnage sur valeurs krigées (voir § A6C.2). Il est de 0,06 point de teneur en eau, en moyenne.

(suite p. A109)

Tableau A6C-3 : Résultats de la suppression du "biais" de l'étalonnage sur prélèvements, pour les différents groupes de profondeur du site de Guia.

Profondeur	10 cm	20-60 cm	70-90 cm	100 cm	110 cm	120-130 cm	140 cm	moyenne
variance résiduelle "avec biais", $\hat{\sigma}^2$ en $(\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3)^2$	5,04	2,76	1,39	3,00	7,56	4,39	0,20	-
variance résiduelle "sans biais", $\hat{\sigma}^2$ en $(\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3)^2$	4,96	2,69	1,31	2,93	7,49	4,31	0,06	-
$\hat{\sigma}^2(u)$	$3,53 \cdot 10^{-6}$	$4,55 \cdot 10^{-6}$	$4,82 \cdot 10^{-6}$	$4,69 \cdot 10^{-6}$	$4,22 \cdot 10^{-6}$	$4,35 \cdot 10^{-6}$	$5,88 \cdot 10^{-6}$	$4,48 \cdot 10^{-6}$
$\hat{\sigma}^2(v)$ en $(\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3)^2$	0,03	0,05	0,06	0,05	0,04	0,07	0,10	0,05
$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v_0})$ moyen "avec biais", en $\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3$	2,38 2,30-2,55	1,69 [§] 1,67-1,71 ^{§§}	1,21 1,19-1,26	1,89 1,81-2,09	2,96 2,86-3,15	2,22 2,14-2,37	0,58 0,49-0,76	1,89 0,49-3,15
$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v_0})$ moyen "sans biais", en $\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3$	2,37 2,29-2,54	1,67 1,66-1,70	1,19 1,17-1,24	1,88 1,79-2,08	2,96 2,85-3,15	2,20 2,13-2,36	0,48 0,38-0,69	1,87 0,38-3,15
différence absolue en $\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3$	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,10	0,02
différence relative (en %)	0,3	0,8	2,0	0,7	0,2	0,7	16,9	1,1

§ : moyenne §§ : gamme de variation

Tableau A6C-4 : Résultats de la suppression du "biais" de l'étalonnage sur valeurs krigées, pour les différents groupes de profondeur du site de Guia.

Profondeur	10 cm	20-30 cm	40-90 cm	100-110 cm	120 cm	130 cm	140 cm	moyenne
variance résiduelle "avec biais", $\hat{\sigma}^2$ en $(\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3)^2$	1,08	1,93	0,99	4,46	2,09	1,43	0,02	-
variance résiduelle "sans biais", $\hat{\sigma}^2$ en $(\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3)^2$	(-0,35)*	0,60	(-0,27)*	2,94	0,53	(-0,11)*	(-2,12)*	-
$\hat{\sigma}^2(u)$	$3,66 \cdot 10^{-6}$	$2,51 \cdot 10^{-6}$	$4,72 \cdot 10^{-6}$	$4,24 \cdot 10^{-6}$	$4,28 \cdot 10^{-6}$	$4,91 \cdot 10^{-6}$	$1,27 \cdot 10^{-6}$	$4,35 \cdot 10^{-6}$
$\hat{\sigma}^2(v)$ en $(\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3)^2$	1,41	1,31	1,24	1,50	1,55	1,54	2,11	1,42
$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v_0})$ moyen "avec biais", en $\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3$	1,11 1,07-1,19	1,44 [§] 1,41-1,52 ^{§§}	1,01 1,00-1,03	2,21 2,16-2,32	1,58 1,51-1,73	1,33 1,26-1,46	0,21 0,18-0,27	1,31 0,18-2,32

* : valeur impossible § : moyenne §§ : gamme de variation

Tableau A6C-5 : Résultats de la suppression du "biais" de l'étalonnage sur prélèvements, pour les différents groupes de profondeur du site de Yabone.

Profondeur	10 cm	20-60 cm	70-100 cm	110-140 cm	moyenne
variance résiduelle "avec biais", $\hat{\sigma}^2$ en $(\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3)^2$	1,51	1,15	0,56	1,00	-
variance résiduelle "sans biais", $\hat{\sigma}^2$ en $(\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3)^2$	1,47	1,10	0,48	0,92	-
$\hat{\sigma}^2(u)$	$2,24 \cdot 10^6$	$3,53 \cdot 10^6$	$5,35 \cdot 10^6$	$5,31 \cdot 10^6$	$4,12 \cdot 10^6$
$\hat{\sigma}^2(v)$ en $(\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3)^2$	0,03	0,04	0,06	0,07	0,04
$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v_0})$ moyen "avec biais", en $\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3$	1,34 [§] 1,27-1,53 ^{§§}	1,10 1,08-1,12	0,77 0,75-0,80	1,03 1,01-1,07	1,08 0,75-1,53
$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v_0})$ moyen "sans biais", en $\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3$	1,33 1,26-1,52	1,08 1,06-1,10	0,73 0,71-0,76	1,00 0,98-1,04	1,06 0,71-1,52
différence absolue en $\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3$	0,01	0,02	0,04	0,03	0,02
différence relative (en %)	1	2	6	3	2

* : valeur impossible § : moyenne §§ : gamme de variation

Tableau A6C-6 : Résultats de la suppression du "biais" de l'étalonnage sur valeurs krigées, pour les différents groupes de profondeur du site de Yabone.

Profondeur	10 cm	20-60 cm	70-100 cm	110-140 cm	moyenne
variance résiduelle "avec biais", $\hat{\sigma}^2$ en $(\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3)^2$	1,27	0,97	0,46	1,15	-
variance résiduelle "sans biais", $\hat{\sigma}^2$ en $(\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3)^2$	0,77	0,43	(-0,34)*	0,49	-
$\hat{\sigma}^2(u)$	$2,24 \cdot 10^6$	$3,46 \cdot 10^6$	$5,33 \cdot 10^6$	$5,31 \cdot 10^6$	$4,10 \cdot 10^6$
$\hat{\sigma}^2(v)$ en $(\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3)^2$	0,49	0,53	0,78	0,91	0,65
$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v_0})$ moyen "avec biais", en $\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3$	1,23 1,16-1,40	1,00 [§] 0,99-1,03 ^{§§}	0,70 0,68-0,73	1,10 1,08-1,15	1,03 0,68-1,40

* : valeur impossible § : moyenne §§ : gamme de variation

Tableau A6C-7 : Résultats de la suppression du "biais" de l'étalonnage de la sonde à neutrons, pour divers auteurs.

	Bertuzzi et al., 1987	Haverkamp et al., 1984			
		sonde A		sonde B	
		10 cm	≥ 20 cm	10 cm	≥ 20 cm
variance résiduelle "avec biais" $\hat{\sigma}^2$ en (cm ³ /100 cm ³) ²	7.23	3.31	5.32	3.47	2.73
variance résiduelle "sans biais" $\hat{\sigma}^2$ en (cm ³ /100 cm ³) ²	3.84	0.65	3.28	1.95	0.88
$\hat{\sigma}^2(u)$	5.00.10 ⁻⁵	4.8.10 ⁻⁵		5.9.10 ⁻⁶	
$\hat{\sigma}^2(v)$ en (cm ³ /100 cm ³) ²	3.06	2.6			
$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v_0})$ moyen "avec biais" en cm ³ /100 cm ³	2.84	2.14	2.45	4.51	1.95
$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v_0})$ moyen "sans biais" en cm ³ /100 cm ³	2.24	1.32	1.97	3.39	1.13
différence absolue en cm ³ /100 cm ³	0.6	0.82	0.48	1.12	0.81
différence relative (en %)	21	38	20	25	42

Tableau A6C-8 : Contributions de $\hat{\theta}$ et de $\hat{\rho}_d$ à la variance d'erreur sur $\hat{\theta}_v$, pour les étalonnages sur valeurs krigées et sur prélèvement des 2 sites d'étude.

		$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta})$ en (g/100 g) ²	contribution de $\hat{\theta}$ à $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_v)$ (en %)	$\hat{\sigma}^2(\hat{\rho}_d)$ en (kg.dm ⁻³) ²	contribution de $\hat{\rho}_d$ à $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_v)$ (en %)	$\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_v)$ en (cm ³ /100 cm ³) ²
étalonnage *** sur valeurs krigées	Site de Guia	0,31-0,93* 0,61**	85-99 94	2,75.10 ⁻⁴ - 4,03.10 ⁻⁴ 3,33.10 ⁻⁴	1-15 6	0,73-2,10 1,32
	Site de Yabone	0,16-0,40* 0,29**	80-~100 94	3,55.10 ⁻⁴ - 4,22.10 ⁻⁴ 3,75.10 ⁻⁴	~0-20 7	0,35-0,95 0,69
étalonnage sur prélèvements	Site de Guia	9,05.10 ⁻⁶ - 8,09.10 ⁻³ 6,27.10 ⁻⁴	0,02-46 5	1,86.10 ⁻⁴ - 2,93.10 ⁻⁴ 2,30.10 ⁻⁴	54-99,98 95	0,01-0,11 0,05
	Site de Yabone	7,24.10 ⁻⁶ - 7,85.10 ⁻³ 8,98.10 ⁻⁴	~0-76 5	3,14.10 ⁻⁴ - 4,01.10 ⁻⁴ 3,43.10 ⁻⁴	24-~100 95	0,001-0,051 0,051

* : gamme de variation

** : moyenne

*** : on a exclus des calculs de $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta})$, les points d'étalonnage correspondant au profil mesuré lors de la mise en place du tube de sonde, $\hat{\theta}$

étant déterminée par pesées ($\hat{\sigma}^2(\hat{\theta})$), du même ordre de grandeur que pour l'étalonnage sur prélèvements)

A6C.3.2 Site de Yabone

En ce qui concerne le site de Yabone, on constate que, comme pour le site de Guia, la méthode d'étalonnage "sans biais" ne s'applique pas à l'étalonnage sur valeurs krigées (tableau A6C-6).

De même, lorsqu'on applique cette méthode à l'étalonnage sur prélèvements (tableau A6C-2), on constate un gain moyen en précision négligeable (0,06 point de teneur en eau, 4 % en valeur relative). Il reste inférieur à celui constaté lorsque l'on passe d'un étalonnage sur prélèvement à un étalonnage sur valeurs krigées.

A6C.3.3 Comparaison avec les données de travaux antérieurs

Afin de pouvoir comparer les résultats obtenus par utilisation de l'étalonnage "sans biais" de la sonde, à ceux obtenus dans la littérature (Haverkamp *et al.*, 1984 ; Bertuzzi *et al.*, 1987), nous avons exprimés les résultats précédents en terme de valeurs moyennes de $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v_0})$, et non plus de demi-intervalles de confiance à 95 % de $\hat{\theta}_0$.

En effet, ces auteurs présentent leurs résultats en teneurs en eau volumiques. De plus, comme Haverkamp *et al.*, 1984, n'indiquent pas les nombres de points d'étalonnage utilisés pour construire leurs droites de régression, nous ne pouvons pas utiliser comme critère de comparaison la valeur moyenne du demi-intervalle de confiance à 95 % de $\hat{\theta}_{v_0}$.

C'est pour quoi nous nous sommes limités à comparer la valeur moyenne de $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta}_{v_0})$, calculée, pour chacune des droites d'étalonnage, toujours avec le même pas de 0,005 pour \hat{r}_0 , pour le domaine de variation de \hat{r}_0 correspondant, à savoir :

- pour Bertuzzi *et al.*, 1987 : 0.500 - 0.850 (71 points).
- pour Haverkamp *et al.*, 1984 :
 - sonde A, 10 cm : 0.550 - 0.700 (31 points).
 - sonde B, 10 cm : 0.500 - 0.650 (31 points).
 - sondes A et B, ≥ 20 cm : 0.450 - 0.750 (61 points).

Les tableaux A6C-3 & A6C-4 présentent les résultats obtenus pour les étalonnages "avec" et "sans biais" sur prélèvements, et "sans biais" sur valeurs krigées, du site de Guia. Les tableaux A6C-5 & A6C-6, les résultats obtenus pour le site de Yabone. Enfin le tableau A6C-7 regroupe les résultats trouvés par Haverkamp *et al.*, 1984 et Bertuzzi *et al.*, 1987.

On constate que le gain de précision lié à l'utilisation de l'étalonnage "sans biais" est beaucoup plus grand chez ces auteurs. Ceci s'explique de la manière suivante :

Les valeurs de $\hat{\sigma}^2(v)$ que nous avons utilisées pour nos étalonnages "sans biais" (0.05 (cm³/100 cm³)² pour Guia, 0.04 (cm³/100 cm³)² pour Yabone), sont inférieures d'un

facteur 50 à celles de la littérature (2.6 et 3.1 (cm³/100 cm³)²). Ces dernières sont par contre quasiment du même ordre de grandeur que les valeurs que nous avons calculées pour les étalonnages sur valeurs krigées (1.3 (cm³/100 cm³)² pour Guia, 0.7 (cm³/100 cm³)² pour Yabone). Or nous n'avons pas pu utiliser cette valeur calculée pour l'étalonnage des valeurs krigées, à cause d'une variance résiduelle $\hat{\sigma}^2$ trop faible (sauf pour les profondeurs 20 & 30 cm, 100 & 110 cm, et 120 cm du site de Guia, et pour les profondeurs 10, 20-60 cm et 110-140 cm de Yabone). On constate qu'effectivement, les variances résiduelles "avec biais" du tableau A6C-7 sont plus grandes que celles des tableaux A6C-4 & A6C-6 (sauf pour les horizons 100 & 110 cm, de Guia).

Cette variation de la valeur calculée de $\hat{\sigma}^2(v)$ entre les étalonnages sur valeurs krigées et sur prélèvements a déjà été expliquée dans le paragraphe A6C.3.1.

Elle est liée à la variation de la contribution de l'erreur sur $\hat{\theta}$ à la variance d'erreur sur $\hat{\theta}_v$, puisque la contribution de $\hat{\rho}_d$ est quasiment constante (tableau A6C-8). On trouve que la valeur de $\hat{\sigma}^2(\hat{\theta})$ calculée pour l'étalonnage sur valeurs krigées est du même ordre de grandeur que celle fournie par Bertuzzi *et al.*, 1987 (1 (g/100g)²). Ce qui est en accord avec les comparaisons déjà faites à propos de $\hat{\sigma}^2(v)$.

Si l'on ne considère que les étalonnages pour lesquels la méthode de suppression du "biais" de la régression est applicable (c'est-à-dire les étalonnages sur prélèvements ; tableaux A6C-3 & A6C-5), on peut dire **en conclusion** que nos résultats diffèrent de ceux obtenus nos prédécesseurs (tableau A6C-7) par le fait que la variance $\hat{\sigma}^2(v)$ de l'erreur sur $\hat{\theta}_v$ observée est beaucoup plus faible dans notre étude. Ceci tient essentiellement au fait que nous avons utilisé une balance très précise pour nos pesées (réalisées au dixième ou centième de gramme), ce qui a fortement réduit la contribution de l'erreur sur $\hat{\theta}$ à la variance d'erreur $\hat{\sigma}^2(v)$.

A6C.4 Conclusion

Pour les deux sols étudiés, l'apport de la méthode d'étalonnage "sans biais", du point de vue de la précision de la sonde à neutrons, est négligeable

Pour le sol de Guia, l'apport de la méthode d'étalonnage sur les valeurs krigées au niveau du tube de sonde est valable, comparé à la méthode d'étalonnage sur les valeurs mesurées sur des prélèvements effectués à distance du tube de sonde.

Pour le sol de Yabone, l'utilisation du krigeage n'apporte qu'une très faible amélioration à la précision de la sonde à neutrons.

LISTE DES FIGURES

ANNEXE 2 :	DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES ANALYTIQUES DES SOLS	A7
Figure A2-1 :	texture des horizons du sol de Yabone	A8
Figure A2-2 :	texture des profils A, B et C du site de Guia	A14
ANNEXE 3A :	LE "RETRACTOMETRE" DE TERRAIN	A21
Figure A3A-1 :	Plan coté du "rétractomètre de terrain"	A27
Figure A3A-2 :	Plan coté de diverses pièces du "rétractomètre de terrain"	A28
Figure A3A-3 :	Plan coté du "rétractomètre de terrain" avec système d'acquisition automatique	A29
Figure A3A-4 :	Plan coté du "rétractomètre de terrain" avec système d'acquisition manuel	A30
ANNEXE 3B :	TRAITEMENT DU SIGNAL DELIVRE PAR LES CAPTEURS DE DEPLACEMENT	A31
Figure A3B-1 :	Evolution de la longueur des capteurs de déplacement (site de Guia).	A32
Figure A3B-2 :	Evolution des valeurs corrigées de longueur des capteurs de déplacement (site de Guia).	A32
Figure A3B-3 :	Evolution des moyennes journalières des valeurs de cote du capteur n° 1 et des valeurs de température du thermocouple n° 2 (Site de Guia).	A33
Figure A3B-4 :	valeurs résiduelles des variations de cote du capteur n° 1 et de température (thermocouple n° 2), après retrait des tendances linéaires au cours de l'intervalle de temps A calculées au tableau A3B-1.	A34
Figure A3B-5 :	Hystérésis des valeurs de cote du capteur n° 1 en fonction des cycles de tempé- rature.	A36
Figure A3B-6 :	Cote du capteur n° 1 avant et après suppression de l'effet de température	A37
Figure A3B-7 :	Effet du lissage par moyenne mobile sur 24 h, sur le signal du capteur n° 1, après suppression de l'effet de température	A37
Figure A3B-8 :	Allure finale de la courbe de variation de longueur du capteur n° 1, après suppression de l'effet de température et lissage par moyenne mobile.	A38
Figure A3B-9 :	Comparaison entre le signal obtenu par lissage par moyenne mobile sur 24 h directement appliqué au signal brut, et le signal obtenu par le même lissage sur les valeurs sans effet de température, pour le capteur n° 7 du site de Yabone.	A38
Figure A3B-10 :	Variations de cote du capteur n° 7 du site de Guia et de la température (thermocouple n° 1), après avoir retiré la tendance linéaire de chacun des signaux.	A40
Figure A3B-11 :	Analyse théorique de l'effet de la température sur la droite d'étalonnage d'un cap- teur de déplacement.	A42
Figure A3B-12 :	Analyse théorique de l'effet de la "linéarité" sur la réponse d'un capteur de déplacement.	A46
ANNEXE 3C :	GLOSSAIRE DES CARACTERISTIQUES TECHNIQUES DES CAPTEURS DE DEPLACEMENT ELECTRONIQUES	A49
Figure A3C-1 :	Caractéristiques d'étalonnage des capteurs de déplacement.	A50
Figure A3C-2 :	Caractéristiques de l'effet de la température sur la réponse de capteurs de déplacement.	A50

Figure A3C-3 : Caractéristiques de l'effet de la température sur la réponse de capteurs de déplacement (suite).	A51
ANNEXE 4A : TEST DE L'ETANCHEITE A L'EAU DE DIVERS CONTENANTS UTILISES POUR LES PRELEVEMENTS DE SOL	A53
Figure A4A-1 : Pertes d'eau et diminutions de teneur en eau d'échantillons de sol après 312 heures de séjour dans le contenant.	A54
Figure A4A-2 : Perte relative de teneur en eau après 312 heures de séjour dans le contenant. ...	A54
ANNEXE 4B : ETALONNAGE DE LA SONDE A NEUTRONS	A57
Figure A4B-1 : Regroupement des niveaux de profondeur étalonnés, en fonction du seuil choisi pour les tests statistiques, pour l'étalonnage sur valeurs krigées du site de Guia.	A64
Figure A4B-2 : Comparaison des droites d'étalonnage des groupes de profondeur 40, 50 & 60, et 70 à 90 cm, pour l'étalonnage sur valeurs krigées du site de Guia.	A64
Figure A4B-3 : Régressions linéaire et parabolique appliquées au groupe 110-140 cm, étalonnage sur valeurs krigées, site de Yabone.	A72
ANNEXE 6B : PRECISION DE LA METHODE DE MESURE DE LA TENEUR EN EAU MASSIQUE PAR PRELEVEMENTS ET KRIGEAGE	A93
Figure A6B-1 : Demi-intervalles de confiance à 95 % moyens des teneurs en eau massiques krigées pour chacun des éléments du dispositif de mesure du site de Guia, regroupés par classe de profondeur.	A95
Figure A6B-2 : Demi-intervalles de confiance à 95 % moyens par profil de teneurs en eau massiques krigées, répartis en fonction de la distance entre les points de prélèvement et le centre O de la parcelle, pour le site de Guia.	A96
Figure A6B-3 : Demi-intervalles de confiance à 95 % des teneurs en eau massiques krigées de la couche 0-20 cm, répartis en fonction de la distance entre les points de prélèvement et le centre O de la parcelle, pour le site de Guia.	A98
ANNEXE 6C : PRECISION DE LA METHODE DE MESURE DE LA TENEUR EN EAU MASSIQUE PAR SONDE A NEUTRONS	A101
Figure A6C-1 : Evolution du demi-intervalle de confiance à 95 % des valeurs de teneur en eau volumique estimées par la sonde à neutrons, pour les différents groupes de profondeurs obtenus par les 2 méthodes d'étalonnage. Site de Guia.	A102

LISTE DES TABLEAUX

ANNEXE 2 :	DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES ANALYTIQUES DES SOLS	A7
Tableau A2-1 :	granulométrie 5 fractions de la partie minérale de la terre fine du sol de Yabone	A8
Tableau A2-2 :	Caractéristiques analytiques chimiques et physiques du sol de Yabone	A10
Tableau A2-3 :	granulométrie 5 fractions des différents profils prélevés sur le site de Guia	A16
Tableau A2-4 :	quelques caractéristiques analytiques de l'horizon Bg du sol de Guia	A18
ANNEXE 3A :	LE "RETRACTOMETRE" DE TERRAIN	A21
Tableau A3A-1 :	Caractéristiques techniques des capteurs électroniques utilisés	A22
Tableau A3A-2 :	Incertitudes sur les mesures de déplacement, liées au matériel d'acquisition, pour le site de Guia	A22
Tableau A3A-3 :	Incertitudes sur les mesures de température, liées au matériel d'acquisition, pour le site de Guia	A24
ANNEXE 3B :	TRAITEMENT DU SIGNAL DELIVRE PAR LES CAPTEURS DE DEPLACEMENT	A31
Tableau A3B-1 :	Ajustement de tendances linéaires aux moyennes journalières des valeurs de cote du capteur n° 1 et des valeurs de température des thermocouples, pour les intervalles de temps de la figure A3B-3.	A33
Tableau A3B-2 :	Ajustement linéaire entre les valeurs résiduelles des variations de cote du capteur n° 1 et celle des variations de température, pour les différents intervalles de temps étudiés.	A34
Tableau A3B-3 :	Déphasage entre le signal de cote du capteur n° 1 et la température.	A36
Tableau A3B-4 :	Ajustements linéaires entre le signal de cote et la température pour les différents capteurs de déplacement du site de Guia	A39
Tableau A3B-5 :	Ajustements linéaires entre le signal de cote et la température pour les différents capteurs de déplacement du site de Yabone.	A39
Tableau A3B-6 :	Elements du calcul de l'effet maximum de la température sur la sensibilité des capteurs de déplacement.	A44
Tableau A3B-7 :	Elements du calcul de l'effet maximum de la température sur la sensibilité du capteur n° 3, au cours de l'intervalle de temps B (648-767 h).	A44
Tableau A3B-8 :	Elements du calcul de l'effet de "linéarité" maximum sur la réponse des capteurs de déplacement.	A44
Tableau A3B-9 :	Elements du calcul de l'effet de "linéarité" maximum sur la réponse du capteur n° 3, au cours de l'intervalle de temps B (648-767 h).	A46
ANNEXE 4B :	ETALONNAGE DE LA SONDE A NEUTRONS.....	A57
Tableau A4B-1 :	Caractéristiques des droites d'étalonnage obtenues pour les différentes profondeurs de mesure, par l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.	A58
Tableau A4B-2 :	Caractéristiques des droites d'étalonnage obtenues pour les différentes profondeurs de mesure, par l'étalonnage sur prélèvements. Site de Guia.	A58
Tableau A4B-3 :	Résultats des tests d'homogénéité des droites de régression obtenues par étalonnage sur valeurs krigées et par étalonnage sur prélèvements. Site de Guia.	A59

Tableau A4B-4 : Tests d'homogénéité des variances résiduelles pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.	A60
Tableau A4B-5 : Tests d'homogénéité des pentes des droites d'étalonnage pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.	A61
Tableau A4B-6 : Tests d'homogénéité des ordonnées à l'origine des droites d'étalonnage pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.	A62
Tableau A4B-7 : test d'homogénéité des variances résiduelles des différents groupes de profondeur, pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.	A65
Tableau A4B-8 : test d'homogénéité des pentes des droites d'étalonnage des différents groupes de profondeur, pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.	A65
Tableau A4B-9 : test d'homogénéité des ordonnées à l'origine des droites d'étalonnage des différents groupes de profondeur, pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.	A66
Tableau A4B-10 : Caractéristiques des droites d'étalonnage des différents groupes de profondeur, pour l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Guia.	A66
Tableau A4B-11 : Caractéristiques des droites d'étalonnage des différents groupes de profondeur, pour l'étalonnage sur prélèvements. Site de Guia.	A68
Tableau A4B-12 : Comparaison des droites de régression obtenues, pour les différents groupes de profondeur, par étalonnage sur valeurs krigées et par étalonnage sur prélèvements. Site de Guia.	A68
Tableau A4B-13 : Caractéristiques des droites d'étalonnage obtenues pour les différentes profondeurs de mesure, par l'étalonnage sur valeurs krigées. Site de Yabone. ..	A69
Tableau A4B-14 : Caractéristiques des droites d'étalonnage obtenues pour les différentes profondeurs de mesure, par l'étalonnage sur prélèvements. Site de Yabone.	A69
Tableau A4B-15 : Résultats des tests d'homogénéité des droites de régression obtenues par étalonnage sur valeurs krigées et par étalonnage sur prélèvements. Site de Yabone.	A70
Tableau A4B-16 : Caractéristiques des droites d'étalonnage des différents groupes de profondeur, pour les deux types d'étalonnage réalisés sur le site de Yabone.	A70
Tableau A4B-17 : Caractéristiques des régressions paraboliques des différents groupes de profondeur, pour les deux types d'étalonnage réalisés sur le site de Yabone.	A72
 ANNEXE 6B : PRECISION DE LA METHODE DE MESURE DE LA TENEUR EN EAU MASSIQUE PAR PRELEVEMENTS ET KRIGEAGE A93	
Tableau A6B-1 : Exemples de profils de valeurs krigées, pour le site de Guia.	A94
Tableau A6B-2 : Demi-intervalles de confiance à 95 % moyens des teneurs en eau massiques krigées pour chacun des éléments du dispositif de mesure du site de Guia.	A95
 ANNEXE 6C : PRECISION DE LA METHODE DE MESURE DE LA TENEUR EN EAU MASSIQUE PAR SONDE A NEUTRONS A101	
Tableau A6C-1 : Demi-intervalles de confiance à 95 % moyens des teneurs en eau massiques estimées par la sonde à neutrons, en fonction de la profondeur, pour les différents types d'étalonnage de la sonde. Site de Guia.	A102
Tableau A6C-2 : Demi-intervalles de confiance à 95 % moyens des teneurs en eau massiques estimées par la sonde à neutrons, en fonction de la profondeur, pour les différents types d'étalonnage de la sonde. Site de Yabone.	A104
Tableau A6C-3 : Résultats de la suppression du "biais" de l'étalonnage sur prélèvements, pour les différents groupes de profondeur du site de Guia.	A106
Tableau A6C-4 : Résultats de la suppression du "biais" de l'étalonnage sur valeurs krigées, pour les différents groupes de profondeur du site de Guia.	A106
Tableau A6C-5 : Résultats de la suppression du "biais" de l'étalonnage sur prélèvements, pour les différents groupes de profondeur du site de Yabone.	A107

Tableau A6C-6 : Résultats de la suppression du "biais" de l'étalonnage sur valeurs krigées, pour les différents groupes de profondeur du site de Yabone.	A107
Tableau A6C-7 : Résultats de la suppression du "biais" de l'étalonnage de la sonde à neutrons, pour divers auteurs.	A108
Tableau A6C-8 : Contributions de $\hat{\theta}$ et de $\hat{\rho}_d$ à la variance d'erreur sur $\hat{\theta}_v$, pour les étalonnages sur valeurs krigées et sur prélèvement des 2 sites d'étude.	A108



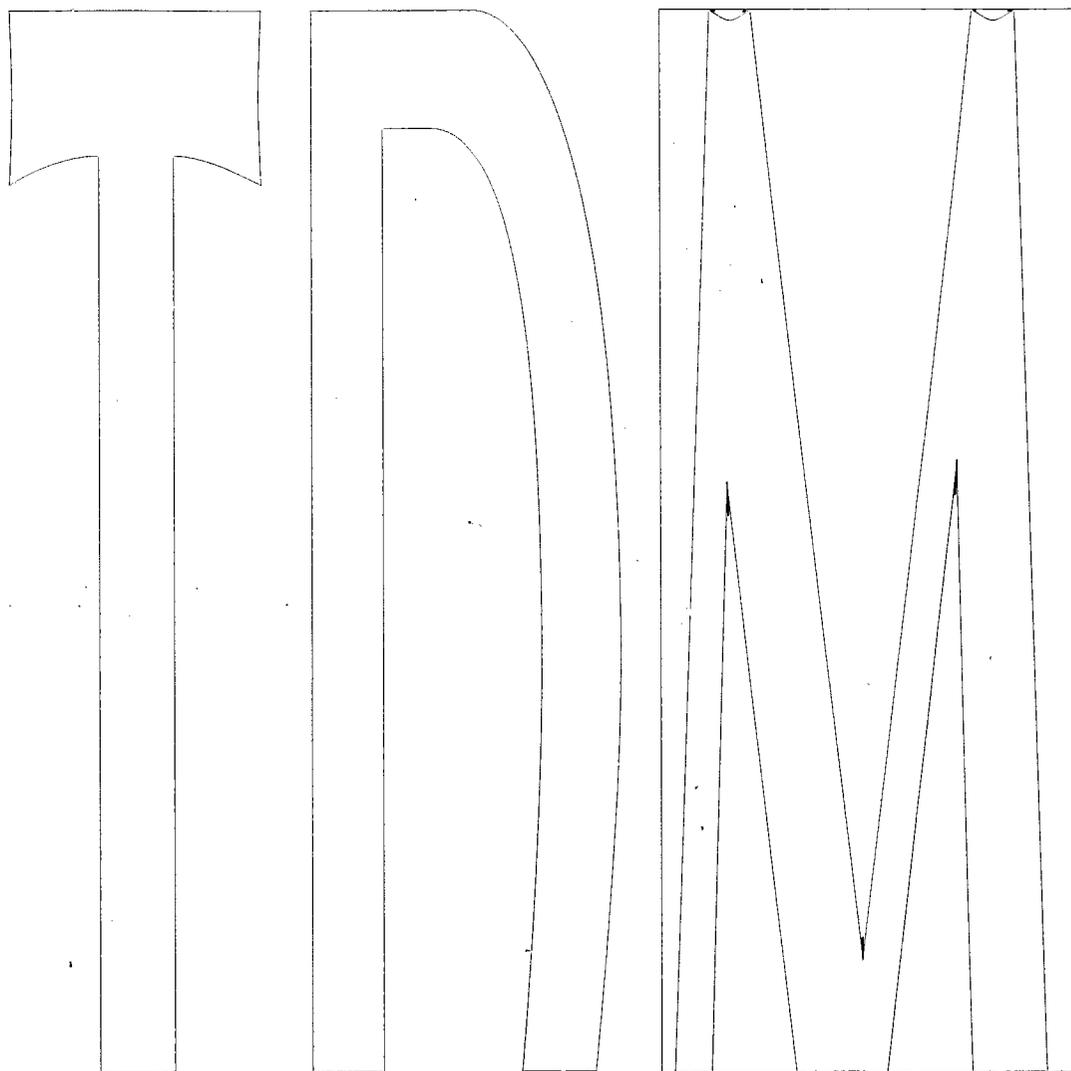
TABLE DES MATIERES

SOMMAIRE	Aiii
ANNEXE 1 : EQUIVALENCE ENTRE LES CRITERES DE TROPISME DU RETRAIT ϕ ET r_s	A1
ANNEXE 2 : DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES ANALYTIQUES DES SOLS	A7
A2.1 Site de Yabone	A7
A2.1.1 Classification du sol	A7
A2.1.2 Description du profil	A7
A2.1.3 Caractéristiques analytiques	A9
A2.2 Site de Guia	A15
A2.2.1 Classification du sol	A15
A2.2.2 Description du profil	A15
A2.2.3 Caractéristiques analytiques	A17
ANNEXE 3A : LE "RETRACTOMETRE" DE TERRAIN	A21
A3A.1 Description du "rétractomètre"	A21
A3A.2 Les systèmes d'acquisition des données	A21
A3A.3 L'enregistrement des données par la centrale d'acquisition	A25
ANNEXE 3B : TRAITEMENT DU SIGNAL DELIVRE PAR LES CAPTEURS DE DEPLACEMENT	A31
A3B.1 Suppression des variations aberrantes des valeurs de déplacement	A31
A3B.2 Suppression de l'effet thermique journalier	A31
A3B.3 Interprétation des effets thermiques observés d'après les caractéristiques techniques des capteurs	A43
A3B.4 Effet de la linéarité du capteur	A47
A3B.5 Conclusion	A47
ANNEXE 3C : GLOSSAIRE DES CARACTERISTIQUES TECHNIQUES DES CAPTEURS DE DEPLACEMENT ELECTRONIQUES	A49
ANNEXE 4A : TEST DE L'ETANCHEITE A L'EAU DE DIVERS CONTENANTS UTILISES POUR LES PRELEVEMENTS DE SOL	A53
ANNEXE 4B : ETALONNAGE DE LA SONDE A NEUTRONS	A57
A4B.1 Site de Guia	A57
A4B.1.1 Les 2 types d'étalonnage : étalonnage "sur valeurs krigées" & étalonnage "sur prélèvements"	A57
A4B.1.2 Comparaison des deux types d'étalonnage entre eux	A63
A4B.1.3 Regroupement des niveaux de profondeur d'après l'homogénéité de leurs droites de régression, pour un même étalonnage	A63

A.	Etalonnage sur valeurs krigées	A63
B.	Etalonnage sur prélèvements	A71
A4B.1.4	Comparaison après regroupements	A71
A4B.2	Site de Yabone	A71
A4B.2.1	Comparaison des 2 types d'étalonnage	A71
A4B.2.2	Regroupement des horizons	A73
A4B.3	Conclusion	A73
ANNEXE 5A :	TEST DE LA NORMALITE DE LA DISTRIBUTION STATISTIQUE D'UN ECHANTILLON	A75
ANNEXE 5B :	TEST DE COMPARAISON DE 2 DROITES DE REGRESSION (AIVAZIAN, 1970)	A77
A5B.1	Test des variances	A77
A5B.2	Cas de variances homogènes	A78
A5B.2.1	Test de l'homogénéité des pentes des droites de régression	A78
A5B.2.2	Test de l'homogénéité des ordonnées à l'origine des droites de régression	A78
A5B.3	Cas de variances non homogènes	A79
A5B.3.1	Test de l'homogénéité des pentes des droites de régression	A79
A5B.3.2	Test de l'homogénéité des ordonnées à l'origine des droites de régression	A80
A5B.4	Cas d'échantillons appariés	A81
ANNEXE 5C :	REGRESSION LINEAIRE AVEC ERREURS SUR LES VARIABLES	A83
A5C.1	Régression "avec biais"	A83
A5C.2	Régression "sans biais"	A84
A5C.3	Estimations des erreurs sur les variables r et θ_v	A85
A5C.3.1	Variance de l'erreur sur \hat{r}	A85
A5C.3.2	Variance de l'erreur sur $\hat{\theta}_v$	A86
A.	Variance de l'erreur sur $\hat{\theta}$	A87
a.	Cas de l'estimation de θ par krigeage	A87
b.	Cas de l'estimation de θ par pesées	A87
B.	Variance de l'erreur sur $\hat{\rho}_d$	A87
A5C.4	Estimation de l'erreur sur une nouvelle valeur $\hat{\theta}_0$ estimée par la sonde à neutrons	A89
ANNEXE 6A :	NOTION DE "PRECISION" DES ESTIMATIONS DE TENEUR EN EAU MASSIQUE	A91
ANNEXE 6B :	PRECISION DE LA METHODE DE MESURE DE LA TENEUR EN EAU MASSIQUE PAR PRELEVEMENTS ET KRIGEAGE	A93
A6B.1	Variations de la précision des estimations avec la profondeur	A93
A6B.2	Précision moyenne des estimations réalisées au cours du temps à l'endroit des différents éléments du dispositif de mesure	A97
A6B.3	Précision moyenne des différents profils de teneur en eau	A97
A6B.4	Site de Yabone	A99

ANNEXE 6C : PRECISION DE LA METHODE DE MESURE DE LA TENEUR EN EAU MASSIQUE PAR SONDE A NEUTRONS	A101
A6C.1 Calcul d'un critère de précision de la sonde à neutrons	A101
A6C.2 Comparaison des deux méthodes d'étalonnage : étalonnage "sur valeurs krigées" et étalonnage "sur prélèvements"	A103
A6C.2.1 Site de Guia	A103
A6C.2.2 Site de Yabone	A103
A6C.3 Intérêt de la prise en compte des erreurs expérimentales dans le calcul des droites d'étalonnage	A105
A6C.3.1 Site de Guia	A105
A6C.3.2 Site de Yabone	A109
A6C.3.3 Comparaison avec les données de travaux antérieurs	A109
A6C.4 Conclusion	A110
LISTE DES FIGURES	A111
LISTE DES TABLEAUX	A113
TABLE DES MATIERES	A117





Thèses et documents microfichés

Mots-clés
Sols peu gonflants, Courbe de retrait, Capteur de déplacement, Sondé à neutrons, Krigeage.

CRISTOM
éditions

209-213, rue La Fayette
75480 Paris cedex 10

ISSN : 0767-922X
ISBN : 2-7099-1315-1

Diffusion :
32, avenue Henri Varagnat
93143 Bondy cedex