

Mesure *in situ* des propriétés de retrait de deux sols tropicaux peu gonflants

Y. Coquet⁽¹⁾, P. Boivin*, E. Braudeau*, J. Feltens** et J. Touma*

* : Laboratoire de Pédologie, ORSTOM, Centre de Hann, BP 1386, Dakar, Sénégal

** : Unité technique, ORSTOM, 32 avenue Varagnat, 93143 Bondy Cedex, France

(1) : auteur correspondant (coquet@grignon.inra.fr)

adresse actuelle : Science des Sols et Hydrologie, INAPG, 78850 Thiverval-Grignon, France

RÉSUMÉ

Avec le développement des méthodes de mesure au laboratoire, le champ d'investigation des études sur les propriétés de retrait des sols s'est élargi aux sols faiblement gonflants (retrait linéaire total relatif inférieur à 3 %). Cependant la caractérisation *in situ* du retrait des sols s'est essentiellement limitée au cas de sols argileux fortement gonflants. Nous présentons un protocole de mesure *in situ* de la courbe de retrait linéaire des sols, applicable aux sols faiblement gonflants. Son originalité repose d'une part sur l'utilisation de capteurs électroniques de déplacement pour mesurer les variations d'épaisseur de couches de sol, avec une précision de $\pm 10 \mu\text{m}$, et d'autre part sur l'utilisation du krigeage pour estimer la teneur en eau du sol à l'endroit des mesures d'épaisseur à partir de prélèvements réalisés à distance. Ce dispositif a été testé sur deux sols tropicaux peu gonflants : un sol ferrallitique et un sol alluvial peu évolué. Les courbes obtenues ont une forme similaire à celle des sols argileux gonflants, bien que l'ampleur du retrait leur soit inférieure de deux ordres de grandeur.

Mots-clés

Retrait linéaire, courbe de retrait *in situ*, sol peu gonflant, capteur de déplacement, krigeage.

SUMMARY

IN SITU MEASUREMENT OF THE LINEAR SHRINKAGE CURVE OF SOILS - APPLICATION TO WEAKLY SWELLING SOILS

*In situ measurement of the shrink-swell ability of soils has been limited to the study of highly swelling clay soils. Because of the inefficiency of radiation probes and of the difficulty of representative sampling in those soils, only linear deformation can be assessed using soil layer thickness measurement devices (figure 2). Simultaneous estimates of soil water content are generally obtained by arithmetic averaging of gravimetric determinations performed on several samples taken close to the shrink-swell gauges. In this paper, we present an improved method for the *in situ* determination of the linear shrinkage curve that is precise enough to be applicable to weakly swelling soils (COLE < 3 %).*

Our experimental procedure, tested on two tropical weakly swelling soils (an acrustox and an aquic torrifluent), presents two original features: the recording of soil layers thickness changes by electronic displacement transducers, and the use of kriging interpolation instead of arithmetic averaging to estimate the gravimetric water content of the soil volume whose thickness changes are monitored. The semi-variograms were computed on a 0.5 x 0.5 m² grid for a 5 x 5 m² plot (figures 3 and 5).

Potentiometric transducers should be preferred to inductive ones because of their lower sensitivity to temperature changes (figure 4). After elimination of the thermal effects on the inductive transducers, the maximal measurement error of all the transducers we used could be estimated to $\pm 5 \mu\text{m}$, allowing a precision in thickness changes of the soil layers of $\pm 10 \mu\text{m}$. Kriging, when compared to arithmetic averaging, improved the precision of the gravimetric water content estimates by more than 57 % (figures 6 and 7).

The linear shrinkage curves of these weakly swelling soils (figures 8 and 9) exhibit a pattern of the upper half of a sigmoid, whose slope is inversely linked to water content. This shape looks like the beginning (starting from the highest water content) of the linear shrinkage curves measured in the lab on undisturbed samples (figure 1). The *in situ* curves show first a structural shrinkage phase during the water content variation is large but shrinkage is very weak. There after, a basic shrinkage is phase responsible for the main part of the total shrinkage. This basic phase corresponds to the highest values of the slope of the shrinkage curve. Only the sandy top layer of the acrustox shows the rough start of a residual shrinkage phase (lowering of the slope). Most of the *in situ* curves seem uncomplete because their water content variation range is naturally limited. Aside from the large difference (of two orders of magnitude) in shrinking potential, weakly swelling soils have an *in situ* shrinkage curve very similar in shape to the one measured on highly swelling soils.

Key-words

Linear shrinkage, shrinkage curve, weakly swelling soil, displacement transducer, kriging.

RESUMEN

MEDIDAS IN SITU DE LAS PROPIEDADES DE CONTRACCIÓN DE DOS SUELOS TROPICALES POCO EXPANSIBLES

Con el desarrollo de los métodos de medidas de laboratorio, el campo de investigación de los estudios se extendió a los suelos ligeramente expansibles (contracción lineal total relativa inferior a 3%). Sin embargo la caracterización *in situ* de la contracción de los suelos se limitó al caso de suelos arcillosos fuertemente expansibles. Presentamos un protocolo de medida *in situ* de la curva de contracción lineal de los suelos, aplicable a suelos ligeramente expansibles. Su originalidad consiste por un lado en el uso de captosres electrónicos de movimientos para medir las variaciones de espesor de capas del suelo, con una precisión de $\pm 10 \mu\text{m}$, y por otro del uso del "krigeage" para estimar el contenido de agua en el suelo, en lugar de medidas de espesor a partir de muestras realizadas en diferentes sitios. Este dispositivo fue testado sobre dos suelos tropicales poco expansibles : un suelo ferralítico y un suelo aluvial poco desarrollado. Las curvas obtenidas tienen una forma similar a las de los suelos arcillosos expansibles, pero la amplitud de la contracción es inferior de dos ordenes de magnetud.

Palabras claves

Contracción lineal, curva de contracción *in situ*, suelo poco expansible, captor de movimiento, "krigeage".

L'étude des propriétés de retrait-gonflement des sols, initiée voilà près d'un siècle (Auchinleck, 1912), s'est développée avec le souci principal de résoudre les problèmes posés par les sols argileux gonflants. En effet, les variations de volume de ces sols, occasionnées par leurs variations de teneur en eau, peuvent causer de graves dommages aux ouvrages de génie civil (Thureau, 1985 ; Justo, 1986). Lors de leur dessèchement, ces sols se fissurent, ce qui modifie considérablement leurs propriétés hydrodynamiques (Bouma *et al.*, 1978 ; Edwards *et al.*, 1979 ; Bronswijk, 1988), et endommage l'appareil racinaire des arbres et arbustes (Haines, 1923).

L'évaluation des risques géotechniques, agronomiques et environnementaux liés au retrait des sols a donc nécessité la mise au point de méthodes de mesure permettant de quantifier cette propriété. Le pouvoir de rétraction d'un sol est couramment exprimé sous la forme d'une courbe caractéristique appelée "courbe de retrait", qui décrit la déformation (volumique ou linéaire) du sol en fonction de sa teneur en eau pondérale (figure 1). Cette courbe est le plus souvent mesurée au laboratoire sur échantillon non remanié (Lauritzen et Stewart, 1941 ; McGarry et Daniells, 1987 ; Tariq et Durnford, 1993).

Avec le développement de méthodes de laboratoire permettant d'établir une courbe de retrait très détaillée (dispositif automatique d'acquisition des variations de teneur en eau et de diamètre d'échantillons cylindriques ; Braudeau, 1987), l'étude des propriétés de retrait-gonflement sur échantillon de sol s'est étendue au cas des sols moyennement ou faiblement gonflants : sols ferrallitiques, sols alluviaux ayant moins de 40 % d'argile (Bruand *et al.*, 1990 ; Boivin, 1991 ; Colleuille, 1994). Pour de nombreux sols aux capacités de retrait-gonflement très variées (retrait linéaire relatif, variation de longueur de l'échantillon mesurée entre l'humidité équivalente et l'état sec à 105 °C rapportée à sa longueur à l'état sec, variant de 0,5 à 12 %), la courbe de retrait mesurée sur échantillon au laboratoire a une allure sigmoïdale (figure 1).

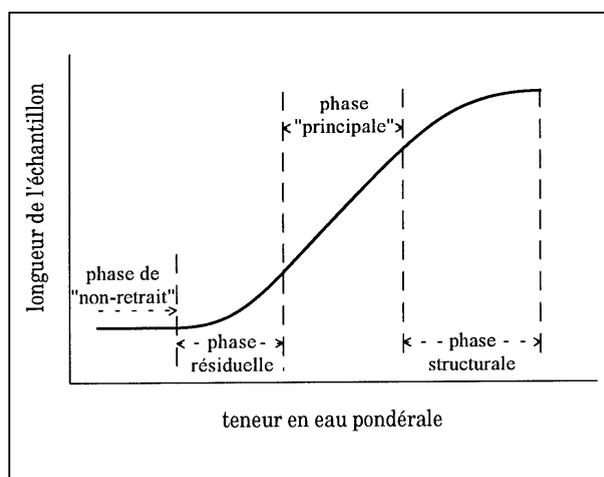
Une autre approche consiste à mesurer *in situ* les propriétés de retrait des sols. Dans le cas des sols gonflants (retrait linéaire relatif supérieur à 6 %), la mesure *in situ* des variations de volume d'une couche de sol via des mesures de masse volumique par prélèvement est délicate, voire impossible, en raison des difficultés pour prélever un échantillon représentatif de l'ensemble du sol (Aitchison et Holmes, 1953 ; Berndt et Coughlan, 1976 ; Chan, 1981). D'autre part, les mesures de masse volumique du sol en place réalisées à l'aide de sondes radioactives peuvent être biaisées à cause du développement d'une fissuration préférentielle du sol autour du tube d'accès de la sonde, au cours du dessèchement (Jarvis et Leeds-Harison, 1987 ; Hodgson, 1988). Pour ces raisons, plusieurs outils de mesure linéaire verticale du retrait-gonflement ont été développés (Woodruff, 1936 ; Jamison et Thompson,

1967 ; Hallaire, 1987 ; Bronswijk, 1991 ; Cabidoche et Ozier-Lafontaine, 1992), afin de mesurer les variations locales d'épaisseur de couches de sol. Plusieurs dispositifs sont présentés par Coquet (1995). La précision des mesures d'épaisseur est très variable : de $\pm 25 \mu\text{m}$ (Aitchison et Holmes, 1953) à $\pm 3 \text{ mm}$ (Hosking, 1968). Ces mesures peuvent être exprimées en termes volumiques à l'aide de l'hypothèse (devant être vérifiée) d'isotropie de la déformation. Les variations de teneur en eau à l'origine du retrait ou du gonflement du sol sont le plus souvent évaluées par prélèvements et pesées. En procédant de la sorte, c'est-à-dire de façon destructive, il n'est pas possible de suivre la teneur en eau du volume de sol dont on mesure la déformation. C'est pourquoi la teneur en eau de ce volume est généralement estimée par la moyenne arithmétique de mesures effectuées sur plusieurs échantillons prélevés autour du dispositif de mesure des variations d'épaisseur du sol, à une distance suffisante pour ne pas perturber son fonctionnement (Hallaire, 1987 ; Bronswijk, 1991).

Dans cet article, nous présentons un nouveau dispositif expérimental de mesure *in situ* du retrait linéaire de couches de sol, applicable à tout type de sol, y compris les sols peu gonflants. Les développements méthodologiques impliqués ont donc été déterminés par la recherche d'une précision des mesures qui soit la plus grande possible. L'originalité de ce protocole réside d'une part dans l'optimisation du suivi des variations d'épaisseur des couches de sol réalisé à l'aide de capteurs électroniques de déplacement, d'autre part dans la méthode d'estimation de la teneur en eau, à l'endroit même

Figure 1 - Aspect général d'une courbe de retrait linéaire d'échantillon de sol non remanié.

Figure 1 - General description of the linear shrinkage curve of an undisturbed soil sample.



des mesures de variation d'épaisseur.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

La mesure *in situ* du retrait linéaire vertical d'une couche de sol en un site donné nécessite le suivi simultané de deux grandeurs : son épaisseur H et sa teneur en eau pondérale W.

Mesure des variations d'épaisseur (^3H) d'une couche de sol

Le dispositif que nous avons mis au point et que nous avons dénommé "rétractomètre de terrain", est constitué (*figure 2* ; voir Coquet, 1995, pour une description détaillée) :

- d'une part, d'un plateau rigide (1) (*) en duralumin, perforé, reposant librement à la surface du sol ;

- d'autre part, d'un ensemble de jalons, constitués chacun d'une tige (2) de longueur adaptée à l'épaisseur de la couche dont on veut suivre les variations, et terminée à son extrémité inférieure par un large pas de vis (longueur : 30 mm ; diamètre extérieur : 20 mm ; diamètre intérieur : 10 mm) ancré à la profondeur de mesure. Un tube (3) coulissant librement autour de la tige joue un rôle de "gaine" protectrice en empêchant tout contact entre le sol et la tige, en dehors du pas de vis.

La mesure de ^3H s'effectue indirectement en mesurant les variations de distance entre l'extrémité supérieure de la tige de chaque jalon, à laquelle on a fixé un disque de butée (4), et le plateau. Ces variations sont l'opposé des variations d'épaisseur de la couche de sol située entre le plateau et le pas de vis d'ancrage de la tige (*figure 2*). Lorsque l'on veut obtenir les ^3H d'une couche de sol située entre deux niveaux de profondeur, correspondant à l'implantation des pas de vis de deux jalons différents, il suffit de calculer la différence entre les variations d'épaisseur enregistrées pour chacun des deux jalons (cas de la couche B de la *figure 2*).

Le rétractomètre que nous avons utilisé comportait 7 jalons déterminant 7 couches de sol d'épaisseur croissante allant de 0-20 cm à 0-140 cm par tranches de 20 cm.

Nous avons utilisé deux types de capteurs électroniques (inductif et potentiométrique) linéaires de déplacement pour l'acquisition des ^3H . Leur gamme de variation de longueur était de 25 mm pour les capteurs inductifs et de 50 mm pour les capteurs potentiométriques. Les signaux délivrés par les capteurs étaient enregistrés par une centrale d'acquisition avec une résolution nominale d'environ 1 μm pour les capteurs inductifs et 7 μm pour les capteurs potentiométriques.

Simultanément, la température du rétractomètre a été enre-

gistrée à l'aide de thermocouples placés sur les disques de butée (4).

Mesure de la teneur en eau pondérale W

La teneur en eau pondérale W des couches de sol dont on mesure les ^3H , est généralement obtenue en prenant la moyenne arithmétique des W d'un certain nombre d'échantillons prélevés autour de l'appareil de mesure des ^3H . Cette méthode présente l'inconvénient de ne pas tenir compte d'une éventuelle structure spatiale de W, entre les différents points de prélèvements. De plus, le nombre de prélèvements nécessaire pour obtenir une précision suffisante des estimations de W est élevé (à titre d'exemple, pour chaque profil hydrique à estimer, Hallaire (1987) réalise 10 prélèvements). Enfin, la valeur déterminée par moyenne arithmétique est représentative de la teneur en eau moyenne de la parcelle à la cote de mesure. Or, il n'en est pas de même pour les variations d'épaisseur, puisque ces dernières sont des mesures ponctuelles.

Afin d'améliorer l'estimation de W, nous avons utilisé le kriégeage par bloc (Burgess et Webster, 1980). Connaissant le semi-variogramme de W, déterminé au préalable à différentes profondeurs sur une grille de 5 x 5 m de maille 0,5 x 0,5 m (*figure 3*) sauf dans sa partie centrale réservée aux mesures de ^3H , cette technique présente l'avantage d'estimer W pour un volume de sol défini, avec une variance d'estimation connue et minimale. Dans les résultats présentés ci-dessous, chaque estimation de W est obtenue à partir de 3 prélèvements, répartis aux sommets d'un triangle équilatéral centré sur le dispositif de mesure de ^3H à une distance suffisante pour ne pas perturber le fonctionnement de cet appareil (*figure 3*). Le volume de sol concerné par l'estimation est d'environ 4,4 dm³, centré sur le jalon correspondant.

Les sols

Cette méthode de mesure de la courbe de retrait linéaire du sol a été testée sur deux sols peu gonflants couramment rencontrés dans la zone intertropicale : un sol ferrallitique, et un sol alluvial peu évolué (Coquet, 1995).

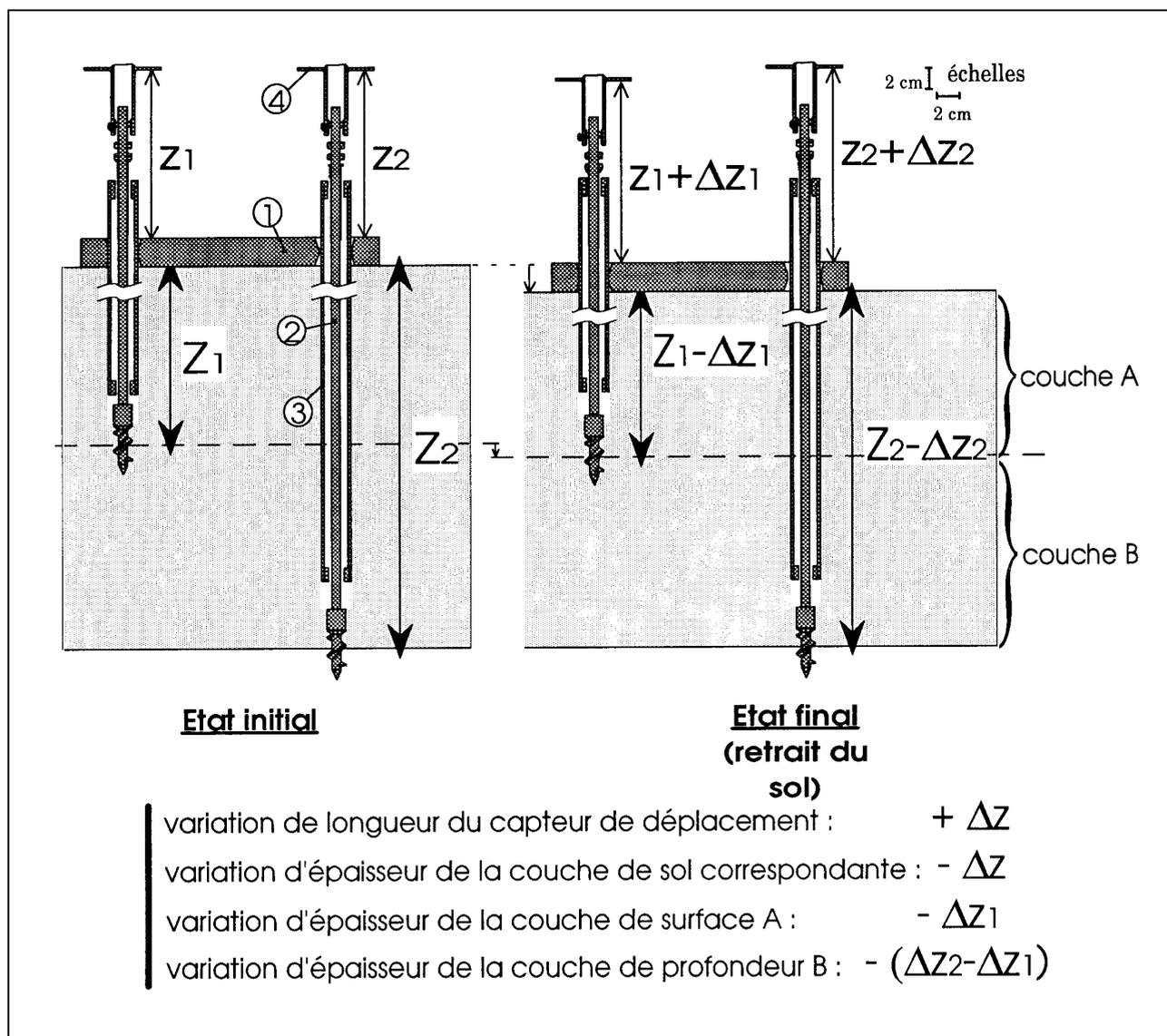
Le sol ferrallitique est situé en Basse-Casamance (Sénégal). Il est constitué d'un horizon oxique de plus de 5 mètres d'épaisseur, de texture argilo-sableuse (fraction < 2 μm = 30 %), surmonté d'un horizon A sableux à sablo-argileux (fraction < 2 μm = 8 %) d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur. Sa fraction argileuse est essentiellement constituée de kaolinite, et secondairement d'hématite. Selon le Référentiel Pédologique (AFES/INRA, 1990), il s'agit d'un FERRALLISOL meuble ferrallitique.

Le sol alluvial se situe sur la rive gauche de la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Ce sol, peu différencié, est hydro-morphe sur toute son épaisseur. Sa texture est limono-sableuse à limono-sablo-argileuse (fraction < 2 μm = 15 %) et la fraction argileuse est constituée de smectites et

(*) : Les chiffres entre parenthèses font référence aux éléments numérotés de la *figure 2*.

Figure 2 - Principe de la mesure des variations d'épaisseur du sol à l'aide du "rétractomètre de terrain".

Figure 2 - Diagram illustrating the principle of measurement of the soil thickness variations using the "field shrink-swell gauges".

**Eléments du rétractomètre :**

- 1 - Plateau
- 2 - Tige (avec vis d'ancrage)
- 3 - Gaine de protection
- 4 - Butée (solidaire de la tige)
- 2 + 3 - Jalon

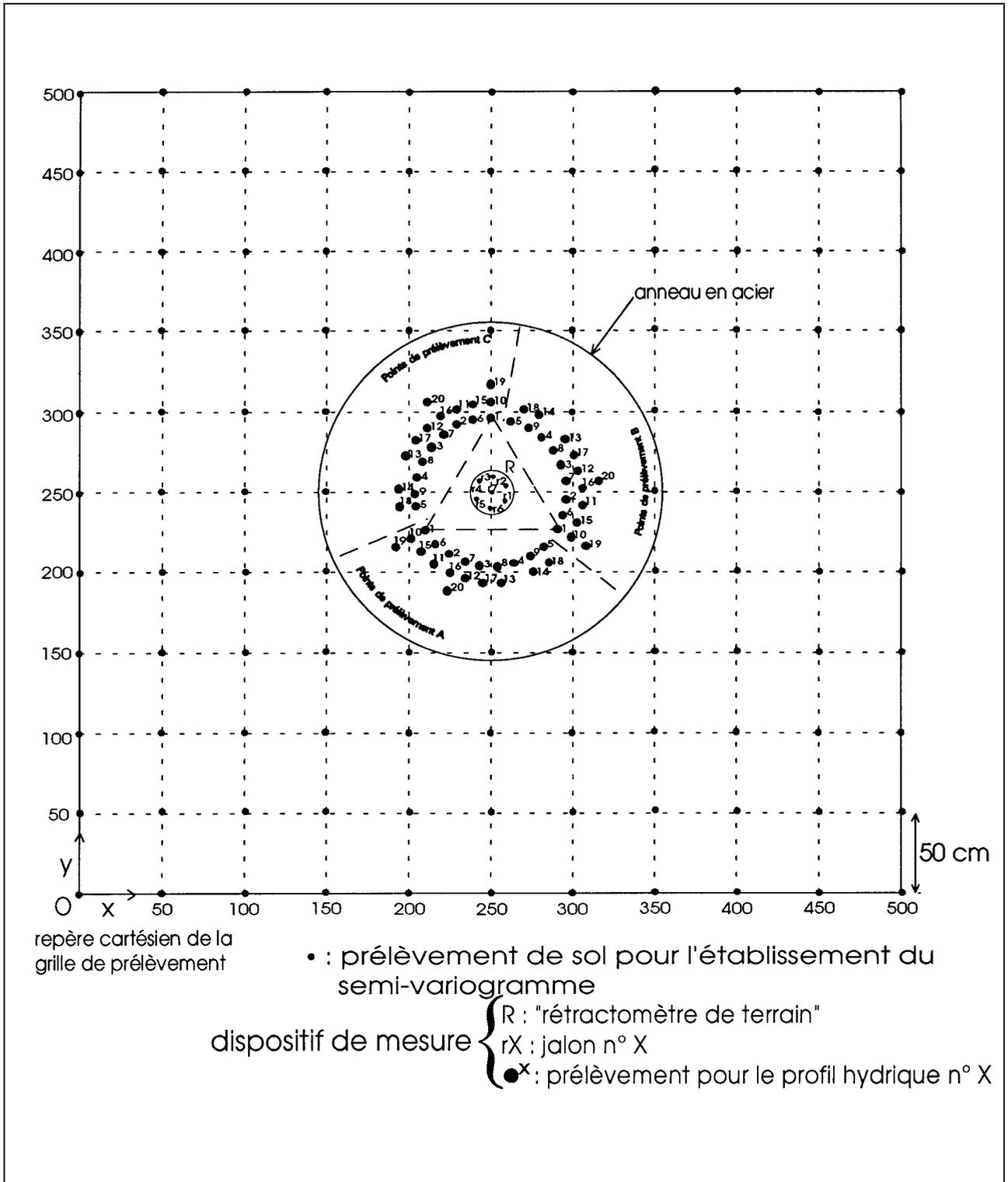
d'argiles interstratifiées (60 %), de kaolinite (30 %), d'illite (5 %) et de chlorite (5 %). Selon le Référentiel Pédologique, il s'agit d'un RÉDUCTISOL TYPIQUE fluvique brut.

Protocole de mesure

Le rétractomètre est implanté dans la zone réservée, sans végétation, au milieu de la parcelle (figure 3), au centre d'un anneau en acier d'un diamètre de 2,1 m et de 30 cm de hauteur, enfoncé dans le sol sur une dizaine de centimètres. A l'intérieur de cet anneau, on réhumecte le sol par submersion, sur une profondeur de plus d'1 m 50. Les mesures de 3H et W

Figure 3 - Grille d'échantillonnage pour l'établissement du semi-variogramme de la teneur en eau et dispositif de mesure *in situ* du retrait linéaire.

Figure 3 - Sampling grid for the calculation of the water content semi-variogram and measurement device of the *in situ* linear shrinkage curve.



sont effectuées simultanément pendant la dessiccation du sol nu, en condition d'évaporation naturelle.

RÉSULTATS

Avant de présenter les courbes de retrait linéaire vertical (CRL) obtenues *in situ* à l'aide du dispositif que nous avons décrit, nous discuterons de la qualité des mesures obtenues.

Effet de la température sur les capteurs de déplacement

Les enregistrements du signal de certains capteurs, en particulier les capteurs de type inductif, présentent des variations périodiques d'amplitude variable, mais de période régulière journalière. On constate que ces variations reproduisent fidèlement les variations journalières de température (*figure 4a*). A l'aide des mesures de température réalisées en même temps que les mesures de ^3H , on a pu soustraire point par point du signal brut cet effet de température et obtenir ainsi a posteriori un signal final sans effet de température, c'est-à-dire à une température de référence. L'analyse des variations de cote des capteurs de déplacement en fonction de la température a permis d'établir (Coquet, 1995) que ce phénomène était principalement dû à l'effet de la température sur le capteur lui-même (effet sur l'électronique du capteur), et non pas à une dilatation thermique des différentes parties métalliques composant le rétractomètre ou à une dilatation de l'air contenu dans la partie superficielle du sol (hypothèse invoquée par Yaalon et Kalmar, 1972). De plus, nous avons pu évaluer grâce à nos mesures réalisées en conditions non isothermes les coefficients de sensibilité thermique des capteurs inductifs. Les valeurs obtenues (2,67 ; 2,64 ; 2,60 ; 1,05 ; 1,70 et 4,11 $\mu\text{m}.\text{°C}^{-1}$) sont proches de la norme fournie par le constructeur (2,5 $\mu\text{m}.\text{°C}^{-1}$).

De manière générale, on constate une sensibilité à la température plus importante pour les capteurs inductifs que pour les capteurs potentiométriques. Certains capteurs potentiométriques (4 parmi les 8 utilisés) peuvent même être considérés comme insensibles à la température (*figure 4b*). En conditions non isothermes, l'utilisation des capteurs de type potentiométrique semble préférable à celle de capteurs de type inductif.

On aboutit finalement, après traitement du signal, à une précision de capteurs de déplacement (inductifs ou potentiométriques) que l'on peut évaluer par majoration à $\pm 5 \mu\text{m}$. C'est donc aussi la précision des mesures de ^3H de la couche de surface (0-20 cm). Pour les couches profondes, la précision des mesures est de $\pm 10 \mu\text{m}$, puisqu'il faut deux capteurs pour estimer ^3H .

Intérêt de l'utilisation du krigeage pour le suivi de la teneur en eau

Dans le cas du sol alluvial, l'étude préalable de la structure spatiale de W nous a permis de distinguer trois couches de sol, auxquelles correspondent trois semi-variogrammes (*figure 5*).

La précision de l'estimation par krigeage ne dépend que du semi-variogramme et de la position des points de prélèvements par rapport à celle du point à estimer. Cette propriété nous a permis, à partir des semi-variogrammes obtenus, de choisir au préalable le nombre optimal de prélèvements nécessaires à l'interpolation (*figure 6*). Celui-ci résulte d'un compromis entre, d'une part, le gain de précision lié à l'ajout d'un point de prélèvement supplémentaire, et d'autre part, les inconvénients liés à un trop grand nombre de points de prélèvement : plus le nombre de prélèvements nécessaires à chaque date d'estimation est élevé, plus le nombre de dates d'estimation que l'on pourra faire à partir de prélèvements réalisés au plus près du rétractomètre sera faible (*figure 3*). Or ce sont ces estimations qui sont les plus précises (*figure 6*) ; de plus, le temps et le travail (et donc le coût) nécessaires pour effectuer chaque série de prélèvements seront plus importants. La *figure 6* montre, dans le cas du sol étudié, qu'à partir de 3 prélèvements le gain de précision lié à l'ajout d'un prélèvement supplémentaire devient négligeable, et ce quelle que soit la distance entre les verticales des prélèvements et des estimations. Nous nous sommes donc limités à 3 prélèvements, ce qui permet d'obtenir une précision satisfaisante des estimations de W sans trop alourdir le protocole expérimental.

Nous avons comparé la précision moyenne des estimations faites par krigeage, avec celle que l'on peut obtenir, à partir des mêmes prélèvements, par moyenne arithmétique. Compte tenu du faible nombre de prélèvements, les estimations par moyenne arithmétique sont, en général, très peu précises. Leur précision est, en moyenne, de $\pm 5,5 \text{ g}/100 \text{ g}$ (intervalle de confiance à 95 % des estimations), avec une gamme de variation de $\pm 0,1$ à $\pm 19,2 \text{ g}/100 \text{ g}$, contre $\pm 1,5 \text{ g}/100 \text{ g}$ pour les interpolations par krigeage, avec une gamme de variation de $\pm 1,0$ à $\pm 1,9 \text{ g}/100 \text{ g}$. Le gain de précision apporté par l'utilisation du krigeage est très important (8 $\text{g}/100 \text{ g}$, soit 73 % en valeur relative). Les valeurs des estimations obtenues, soit par krigeage, soit par moyenne arithmétique, sont comparables, mais leurs précisions sont très différentes (*figure 7*).

En ce qui concerne le sol ferrallitique, l'utilisation du krigeage apporte là aussi une amélioration importante de la précision des estimations de W . Celle-ci passe, en moyenne, de $\pm 2,3 \text{ g}/100 \text{ g}$ pour les estimations par moyenne arithmétique, à $\pm 1,0 \text{ g}/100 \text{ g}$ pour les estimations par krigeage, soit un gain relatif de 57 %.

Figure 4 - Signal délivré par un capteur de déplacement de type inductif (a : traits en tirets, signal brut - trait continu, signal sans effet de température), ou de type potentiométrique (b : trait continu, signal brut) et enregistrement simultané de la température par thermocouple (trait en pointillés).

Figure 4 - Signal of displacement transducers of (a) LVDT type (dashed line, raw data - full line, after removal of the thermal effect) and (b) potentiometric type (full line, raw data) and simultaneous temperature recording by thermocouple (dotted line).

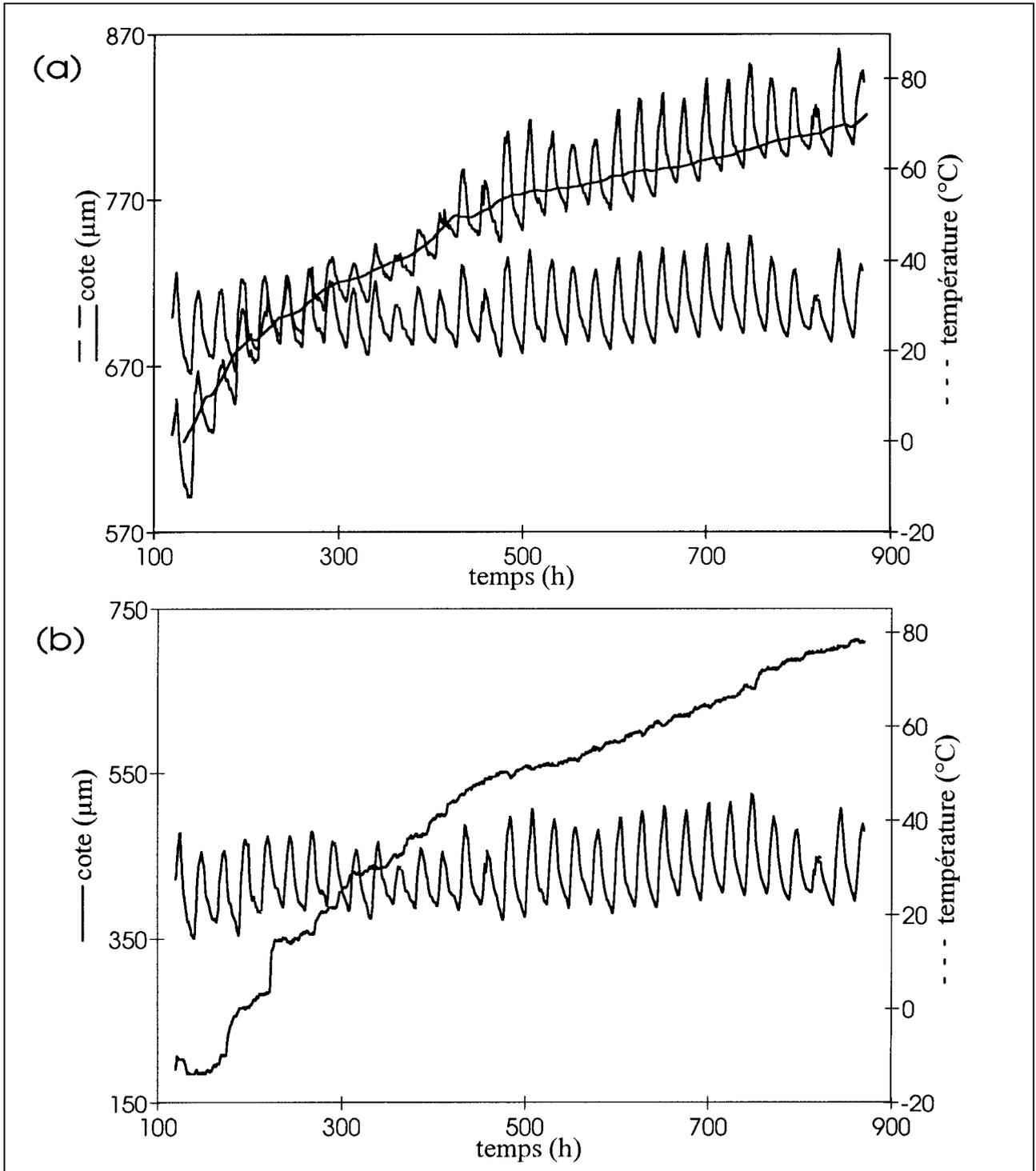
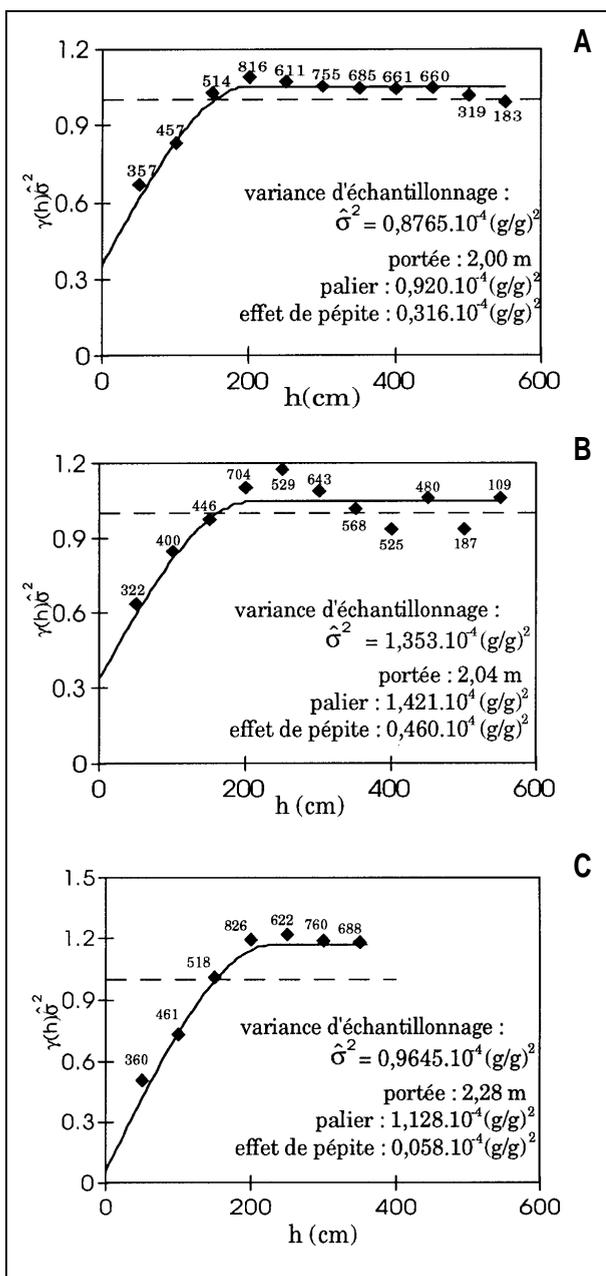


Figure 5 - Semi-variogrammes de la teneur en eau pondérale : valeurs obtenues et modèles sphériques ajustés. (a) : couche 0-30 cm ; (b) : couche 30-60 cm ; (c) couche 60-140 cm

Le chiffre indiqué à côté de chaque point des variogrammes est le nombre de couples de mesures utilisés pour le calcul de la valeur de la semi-variance en ce point.

Figure 5 - Semi-variograms of the gravimetric water content : values and fitted spherical model. (a) : 0-30 cm layer ; (b) : 30-60 cm layer ; (c) : 60-140 cm layer.

The number located beside each point of the variograms indicates the number of couples of measured values used to



Courbes de retrait linéaire obtenues pour le sol alluvial

La figure 8 présente deux exemples de CRL obtenues pour les couches 0-20 et 20-40 cm du sol alluvial peu évolué. On remarque que le retrait linéaire mis en évidence est extrêmement faible, de l'ordre de quelques centaines de micromètres pour chacune des couches. L'échelle des ordonnées des deux graphes (800 μm) correspond à un retrait linéaire relatif de seulement 4 %, alors que le retrait linéaire relatif d'un sol argileux gonflant avoisine la dizaine de pourcent. Ce résultat justifie le qualificatif "peu gonflant" que nous avons déjà attribué à ce sol. Le retrait est obtenu pour une gamme de variation de W plus faible dans le cas de la couche 20-40 cm (20,2 à 9,4 g/100 g) que dans le cas de la couche 0-20 cm (20,4 à 5,4 g/100 g).

Les deux CRL présentent une allure identique à celles déjà obtenues *in situ* sur sols gonflants (Bozozuk et Burn, 1960 ; Hallaire, 1987) : chaque courbe présente deux parties, une partie à faible pente correspondant aux plus fortes valeurs de W, et une partie de pente plus forte correspondant à des valeurs de W plus faibles. Elle est similaire à la partie initiale (pour les plus fortes valeurs de W) des courbes généralement obtenues au laboratoire sur échantillon non remanié (figure 1).

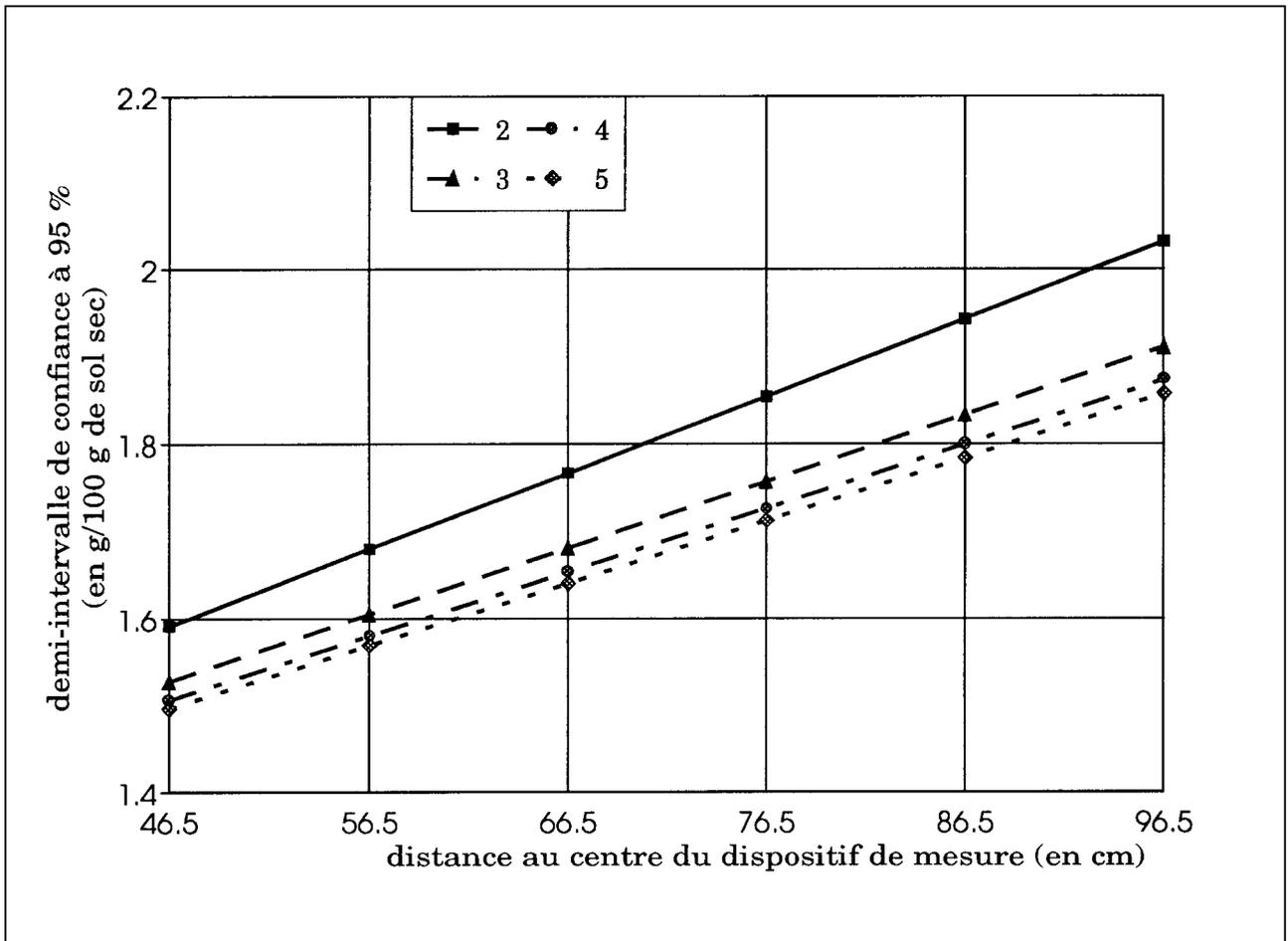
On distingue généralement, dans le sens des teneurs en eau décroissantes, 4 parties ou "phases" dans la courbe de retrait d'un échantillon non remanié mesurée au laboratoire (Coquet, 1995) : une phase de retrait dite "structurale", interprétée comme étant due au drainage des pores les plus gros (Stirk, 1954). Au cours de cette phase de retrait structurale, la pente de la courbe de retrait augmente jusqu'à ce que soit atteinte une phase de retrait que nous avons qualifiée de "principale", en référence au terme utilisé par Mitchell (1992), car elle représente la plus grande part du retrait. Puis la pente de la courbe de retrait diminue lors de la phase de retrait "résiduelle" (Haines, 1923), avant d'atteindre éventuellement une phase de "non-retrait" (Stirk, 1954) de pente nulle.

Les CRL du sol alluvial mesurées *in situ* ne présentent pas de phase de retrait résiduelle, ni de phase de "non-retrait", car elles ont été obtenues pour des gammes de variations de W naturelles, donc limitées (notamment pour les couches profondes). La succession des phases de retrait structurale et principale correspond à une accentuation progressive de la pente de la courbe de retrait. La transition entre ces deux phases de retrait s'effectue vers une teneur en eau de 7 à 8 g/100 g dans le cas de la couche 0-20 cm (figure 8a), et vers 11 à 12 g/100 g dans le cas de la couche suivante (figure 8b).

La cinétique du retrait est très variable : rapide au début du retrait (l'essentiel de la phase de retrait structurale est obtenue en une semaine, pour la couche 0-20 cm ; figure 8a), elle devient beaucoup plus lente dès que la phase de retrait principale est atteinte. La phase principale de la CRL de la couche 0-20 cm est

Figure 6 - Évolution de la précision moyenne des estimations de teneur en eau, en fonction du nombre de prélèvements utilisés pour le krigeage et de la distance de ces points au centre du rétractomètre. Cas du sol alluvial peu évolué hydromorphe.

Figure 6 - Evolution of the average precision of water content estimates, as a function of the number of samples used for kriging and the distance from those samples to the central shrink-swell gauge. Example for the aquic torrifluent.



obtenue en plus de 2 mois. La vitesse de dessèchement du sol chute brusquement pendant la phase de retrait structurale jusqu'à devenir inférieure à 0,2 g/100 g/j pendant la phase principale du retrait. Parallèlement, la pente de la CRL reste inférieure à 20 μm par % de teneur en eau. Elle n'augmente significativement qu'après une vingtaine de jours de dessèchement, lorsque le sol entre dans sa phase principale de retrait. Une cinétique du même type s'observe pour les autres couches de sol.

Courbes de retrait obtenues pour le sol ferrallitique

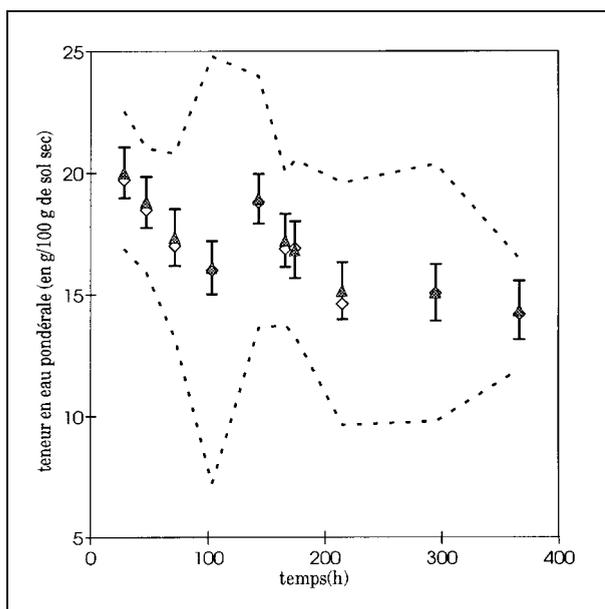
La figure 9 présente deux exemples de CRL obtenues pour les couches 0-20 et 80-100 cm du sol ferrallitique. La

couche de surface ((a) : 0-20 cm) a une texture sableuse, avec seulement 8 % de particules de taille inférieure à 2 μm . Le retrait de cette couche de sol est seulement d'une quarantaine de micromètres, ce qui ne représente qu'un retrait linéaire d'environ 0,2 %. La CRL de cette couche présente la particularité d'atteindre une phase de retrait résiduelle, et ce, après seulement une semaine de dessiccation. C'est le seul exemple de retrait résiduel que nous ayons observé *in situ* pour les deux sols peu gonflants que nous avons étudiés.

La CRL de la couche 80-100 cm (figure 9b), obtenue dans l'horizon B ferrallitique (de texture argilo-sableuse) a une allure différente de la couche de surface. Elle se rapproche de l'allure

Figure 7 - Comparaison des deux méthodes de suivi de la teneur en eau (3 : par krigeage ; 1 : par moyenne arithmétique). Cas de la couche 40-60 cm du sol alluvial peu évolué hydromorphe. Les intervalles de confiance de 95 % des estimations sont indiqués par les barres verticales (valeurs krigées) ou par les lignes pointillées (moyennes arithmétiques).

Figure 7 - Comparison of the two water content measurement methods (3 : by kriging ; 1 : by arithmetic mean). Case of the 40-60 cm layer of the aquic torrifluent. The 95 % confidence intervals of the estimates are shown by the vertical bars (kriged values) or by the dashed lines (arithmetic means).



des courbes obtenues pour le sol alluvial, car elle n'atteint pas de phase résiduelle. Sa phase structurale est peu développée, alors que sa phase principale correspond à l'essentiel d'un retrait d'une centaine de micromètres (soit un retrait relatif d'environ 0,5 %).

DISCUSSION

Comportement de retrait des sols peu gonflants

Le premier constat que l'on peut faire est que les CRL obtenues sur sols peu gonflants ont la même allure que celles déjà établies sur sols argileux gonflants (Bozozuk et Burn, 1960 ; Hallaire, 1987 ; Bruand et Cabidoche, à paraître). Ces dernières présentent elles aussi deux phases de retrait, structurale et principale, et s'achèvent avant qu'aucun retrait résiduel ne soit observé. Seuls Mitchell et Van Genuchten (1992) obser-

vent une phase de retrait résiduelle pour un sol argileux gonflant placé dans un lysimètre, dans des conditions climatiques semi-désertiques. Grâce à la précision de nos mesures, nous avons pu observer, dans le cas extrême d'un horizon de surface sableux très peu gonflant et dans des conditions naturelles de variation de W , une amorce de phase de retrait résiduelle. La forme des CRL obtenues montre que l'ampleur du retrait est très dépendante du domaine de W dans lequel on l'observe. En conséquence, lorsque l'on discute des propriétés de retrait d'un sol à partir d'une courbe mesurée au laboratoire, il est important de ne considérer que la portion de courbe correspondant à la gamme naturelle de variation de W , rencontrée réellement sur le terrain.

Bien que l'allure de la CRL de l'horizon B ferrallitique soit comparable à celle des courbes du sol alluvial, le retrait global observé (100 μm pour une diminution de W de 10 g/100 g) reste inférieur à celui observé pour les couches supérieures du sol alluvial (700 μm pour 15 g/100 g, pour la couche 0-20 cm ; 750 μm pour 11 g/100 g, pour la couche 20-40 cm), alors que leurs teneurs en argile (15 %) sont moitié moindres que celle de l'horizon ferrallitique (30 %). Ce résultat est attribuable non seulement à la différence de nature de la phase argileuse entre ces deux sols, mais aussi à leur différence de structure (voir Coquet, 1995), qui détermine la façon dont les variations microscopiques de volume vont se reporter à l'échelle macroscopique.

Une caractéristique constante des CRL que nous avons obtenues est leur décalage vers les plus fortes valeurs de W avec la profondeur (figures 8 et 9). En effet, on observe que la transition entre les phases structurale et principale du retrait s'effectue à une valeur de W croissante avec la profondeur. Parallèlement, l'étendue, en terme de teneur en eau, de la phase structurale diminue.

Limites et améliorations possibles du dispositif

Mesure des variations d'épaisseur de couches de sol

La principale contrainte que nous avons rencontrée est l'effet de la température sur les capteurs de déplacement. L'élimination de cet effet implique un traitement du signal qui alourdit le dépouillement des données. L'utilisation de capteurs insensibles aux variations de température (capteurs potentiométriques) ou compensés efficacement permet d'éviter ce traitement supplémentaire des données. De manière générale, on aura intérêt à contrôler au laboratoire la sensibilité à la température de chaque capteur, avant et après utilisation sur le terrain.

L'utilisation de capteurs électroniques de déplacement est relativement indépendante de la configuration des éléments mécaniques du dispositif de mesure de ^3H . La configuration que nous avons retenue pour notre étude (figure 2) présente l'inconvénient de faire intervenir, pour chaque couche hormis

celle de surface, deux mesures ponctuelles, réalisées sur deux verticales parallèles espacées d'une dizaine de centimètres. Dans l'hypothèse d'une variabilité à courte distance (de l'ordre du décimètre) des propriétés de retrait du sol, le dispositif présenté serait alors inadapté. Dans un tel cas de figure, un système de mesure du type de celui proposé par Cabidoche et Ozier-Lafontaine (1992), ne faisant intervenir qu'une mesure sur une même verticale (jalons coaxiaux), est à préconiser.

Nous n'avons pas réalisé d'étude de la variabilité spatiale des propriétés de retrait des couches de sol, en raison du coût élevé d'une telle étude (prix d'un capteur inductif : ~ 2500 F, potentiométrique : ~ 780 F). Cette étude serait néanmoins indispensable au passage d'une courbe de retrait mesurée ponctuellement à une courbe de retrait "moyenne" représentative du comportement du sol à l'échelle de la parcelle (Voltz et Cabidoche, 1987).

Mesure de la teneur en eau pondérale

Nous avons montré que l'on pouvait améliorer très significativement la précision des estimations de W , réalisées à partir de prélèvements autour du dispositif de mesure de ^3H , en utilisant le krigeage comme technique d'interpolation. Mais malgré ce gain de précision important, la précision atteinte reste dans le meilleur des cas ($\pm 1,0$ g/100 g pour le sol ferrallitique) bien inférieure à celle que l'on peut obtenir par pesées au laboratoire ($\pm 0,2$ g/100 g).

L'utilisation du krigeage implique la connaissance de la structure spatiale de W sur le site d'étude. L'acquisition de cette connaissance nécessite un travail conséquent. Dans le cas où la précision des mesures n'est pas un facteur limitant, on peut se contenter d'une estimation par moyenne arithmétique. Mais, si W est effectivement structurée, on doit alors avoir conscience qu'un biais peut exister entre la moyenne arithmétique calculée et l'estimation, théoriquement sans biais, que l'on obtiendrait en tenant compte de cette corrélation spatiale. Soulignons le fait que l'utilisation du krigeage, telle que nous l'avons faite, repose sur un certain nombre d'hypothèses, dont la plus forte consiste à supposer que la variabilité spatiale de W , déterminée à un état hydrique particulier, est constante, quelle que soit la valeur de W . Les résultats obtenus par Ruelle *et al.*, (1986) montrent que cette hypothèse semble généralement plausible.

A l'endroit du rétractomètre, on peut penser que l'évaporation est perturbée par la présence du plateau et que cette perturbation peut affecter les teneurs en eau, surtout pour les couches superficielles. Cependant, vu le rayon du plateau (13,5 cm), il est vraisemblable que la perturbation soit assez faible et inférieure à la précision des estimations de teneur en eau, et ce, d'autant plus que les jalons, excepté celui à 140 cm, sont implantés près du bord du plateau (à 3,5 cm).

CONCLUSION

La précision du dispositif de mesure que nous venons de présenter rend possible la mesure *in situ* de la courbe de retrait linéaire de sols faiblement gonflants. Nous avons ainsi pu mettre en évidence la similitude de forme de la courbe de retrait de deux sols peu gonflants (un sol alluvial peu évolué et un sol ferrallitique) avec celle des sols argileux gonflants.

Les sols sur lesquels ce dispositif a été testé ne manifestent qu'un très faible retrait. Par le choix de ces sols, nous nous sommes placés dans des conditions limites d'utilisation de notre dispositif. Outre la répétition des mesures sur les mêmes sols ou d'autres sols peu gonflants, la validation de cette méthode nécessiterait son application à des sols ayant une capacité de retrait-gonflement supérieure à celle des sols que nous avons testés (i.e. ayant un retrait linéaire relatif d'environ 1 à 2 %).

La faisabilité de la mesure *in situ* du retrait linéaire de sols faiblement gonflants élargit le champ d'application des méthodes de "rétractométrie", et notamment de leurs applications au suivi de l'état hydrique des sols (voir Cabidoche et Ozier-Lafontaine, 1992). A côté des aspects pratiques, le développement des méthodes de mesure au champ des propriétés de retrait des sols offre des perspectives de recherche plus fondamentale comme l'étude de la variabilité spatiale *in situ* des propriétés de retrait des sols, ou la comparaison des deux grands types d'approche (*in situ* ou sur échantillon au laboratoire) de ce phénomène.

Pour l'étude de la variabilité spatiale *in situ* du retrait des sols, une modification de la partie mécanique de notre dispositif serait souhaitable, afin de se ramener à une mesure sur une seule verticale (jalons coaxiaux). L'utilisation de plusieurs de ces jalons, placés à une même profondeur, permettrait d'évaluer la variabilité spatiale des mouvements d'une couche de sol, y compris à faible distance (de l'ordre du décimètre).

Enfin, la possibilité de mesurer *in situ* le retrait de sols faiblement gonflants permet d'envisager l'extension des travaux de comparaison des différentes méthodes de mesure du retrait, comme ceux menés par Hallaire (1987), au cas des sols faiblement gonflants.

BIBLIOGRAPHIE

- AFES/INRA, 1990 - Référentiel pédologique français (3ème proposition), AFES (Ed), multigr.
- Aitchison G.D. et Holmes J.W., 1953 - Aspects of swelling in the soil profile. Aust. J. Appl. Sci., 4 : 244-259.

Figure 8 - Courbes de retrait linéaire des couches 0-20 cm (a) et 20-40 cm (b) du sol alluvial peu évolué ($t = 0, 7, 25$ et 106 j indiquant la durée de dessèchement du sol ; la barre horizontale indique l'intervalle de confiance à 95 % moyen des estimations de teneur en eau ; l'intervalle de confiance à 95 % moyen des variations d'épaisseur est inférieur à la taille du symbole).

Figure 8 - In situ linear shrinkage curves of the 0-20 cm (a) and 20-40 cm (b) layers of the aquic torrifluent ($t = 0, 7, 25, 106$ d indicates the time elapsed since the beginning of shrinkage ; horizontal bar represents the average 95 % confidence interval of the water content estimates ; the average 95 % confidence interval of the thickness variations is smaller than symbol size).

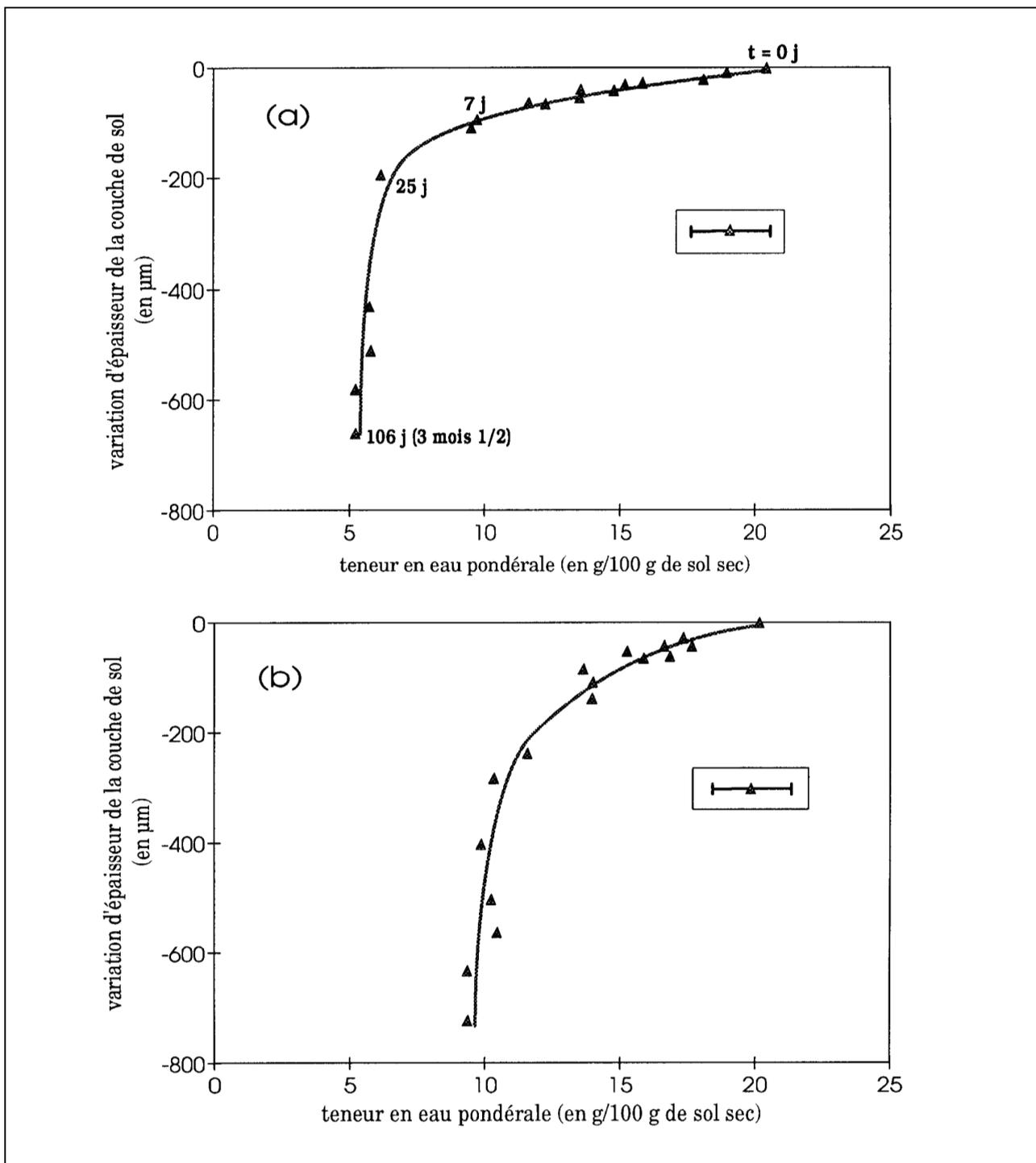
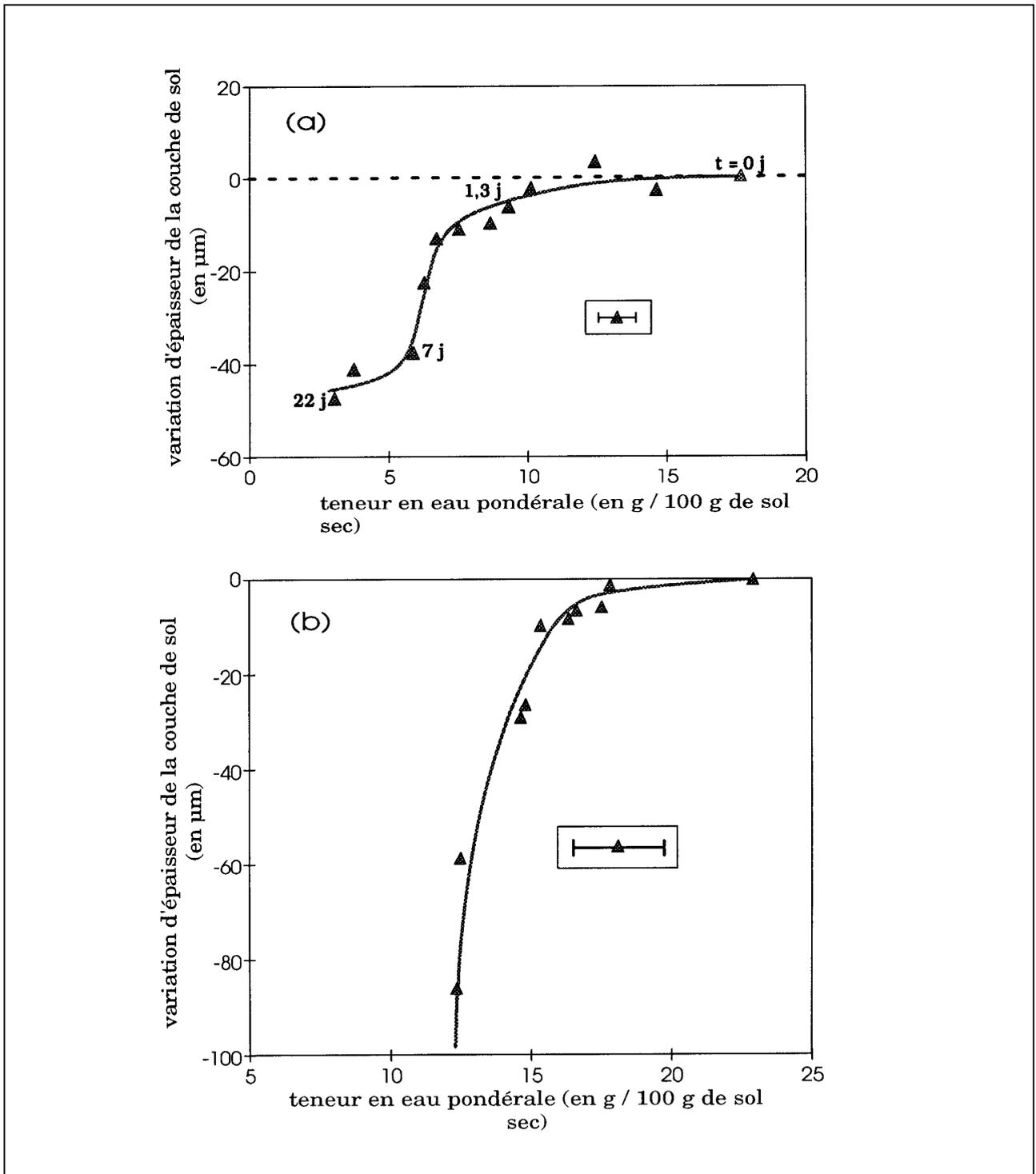


Figure 9 - Courbes de retrait linéaire des couches 0-20 cm (a) et 80-100 cm (b) du sol ferrallitique ($t = 0, 1, 3, 7$ et 22 j indiquant la durée de dessèchement du sol ; la barre horizontale indique l'intervalle de confiance à 95 % moyen des estimations de teneur en eau ; l'intervalle de confiance à 95 % moyen des variations d'épaisseur est inférieur à la taille du symbole).

Figure 9 - *In situ linear shrinkage curves of the 0-20 cm (a) and 20-40 cm (b) layers of the acrustox ($t = 0, 1, 3, 7, 22$ d indicates the time elapsed since the beginning of shrinkage ; horizontal bar represents the average 95 % confidence interval of the water content estimates ; the average 95 % confidence interval of the thickness variations is smaller than symbol size).*



- Auchinleck G.G., 1912 - West Indian Bulletin, 12, 50-69.
- Berndt R.D. et 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.
- Boivin P., 1991 - Caractérisation physique des sols sulfatés acides de la vallée de Katouré (Basse-Casamance, Sénégal). Étude de la variabilité spatiale et relation avec les caractéristiques pédologiques. Thèse de doctorat de l'Université de Paris 6, ORSTOM, coll. "Études et thèses", 226 p.
- Bouma J., Dekker W. et Wösten J.H.M., 1978 - A case study on infiltration into dry clay soil. II. Physical measurements. *Geoderma*, 20, 41-51.
- Bozouk M. et Burn K.N., 1960 - Vertical ground movements near elm trees. *Géotechnique*, 10, 19-32.
- Braudeau E., 1987 - Mesure automatique de la rétraction d'échantillons de sol non remaniés. *Science du sol*, 25 (2), 85-93.
- Bronswijk J.J.B., 1988 - Modelling of water balance, cracking and subsidence of clay soils. *J. Hydrol.*, 97, 199-212.
- 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., Braudeau E. et Fritsch E., 1990 - Évolution 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). Dans : Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide. Journées hydro-pédologiques de l'ORSTOM (5èmes journées hydrologiques de l'ORSTOM), Montpellier, 12-13 sep. 1989. Équipe HYPERBAV (Ed.), ORSTOM, coll. "Études et thèses", pp. 137-145.
- Bruand A. et Cabidoche Y.M., à paraître - The shrinkage curve : its measurement and significance for soil structure studies. In : Clay swelling and expansive soils. Proc. Intern. NATO Workshop on Swelling Soils, 12-16 aug. 1991, Cornell Univ., Ithaca NY, USA.
- Burgess T.M. et Webster R., 1980 - Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. II. Block kriging. *J. Soil Sci.*, 31, 333-341.
- Cabidoche Y.M. et Ozier-Lafontaine H., 1992 - Gestion agricole de l'eau à la parcelle et systèmes de culture irrigués dans la zone caraïbe. Dans : Usage agricole de l'eau. 6èmes journées hydrologiques de l'ORSTOM, Montpellier, 12 & 13 sept. 1990. P. Carré (Ed.), Ed. ORSTOM, coll. "Colloques et séminaires", pp. 15-31.
- Chan K.Y., 1981 - Representative sampling for bulk density in vertisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 668-669.
- Colleuille H., 1994 - Approche physique et morphologique de la dynamique structurale des sols. Application à l'étude de deux séquences pédologiques tropicales. Thèse de doctorat de l'Université de Paris 6, ORSTOM, coll. "Thèses et documents microfichés" n° 116, 354 p.
- Coquet Y., 1995 - Étude in situ des phénomènes de retrait-gonflement des sols. Application à deux sols tropicaux peu gonflants. Thèse de doctorat de l'Université d'Orléans, 355 p. + 119 p. d'annexe.
- Edwards W.M., Van der Ploeg R.R. et Ehlers W., 1979 - A numerical study of the effects of noncapillary-sized pores upon infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 851-856.
- Haines W.B., 1923 - The volume-changes associated with variations of water content in soil. *J. Agric. Sci.*, 13, 296-310.
- 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.
- Hodgson A.S., 1988 - Use of neutron and gamma radiation meters to estimate bulk density and correct for bias of sampling for water content in a swelling clay soil. *Aust. J. Soil Res.*, 26, 261-268.
- Hosking A.D., 1968 - Subsurface testing with particular reference to embedded instruments. *Aust. Road. Res. Board Proc.*, 4 (2), 1698-1722.
- Jamison V.C. et 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. et Leeds-Harison P.B., 1987 - Some problems associated with the use of the neutron probe in swelling/shrinking clay soils. *J. Soil Sci.*, 38, 149-156.
- Justo J. L., 1986 - Engineering geological aspects of foundations in swelling soils. Proc. 5th IAEG congress, Buenos Aires, 1986, International Association of Engineering Geology eds, Balkema publ., pp. 2209-2228.
- Lauritzen C.W. et Stewart A.J., 1941 - Soil-volume changes and accompanying moisture and pore-space relationships. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 6, 113-116.
- McGarry D. et Daniels I.G., 1987 - Shrinkage curve indices to quantify cultivation effects on soil structure of a vertisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 1575-1580.
- Mitchell A.R., 1992 - Shrinkage terminology : escape from "normalcy". *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56 : 993-994.
- Mitchell A.R. et Van Genuchten M. Th., 1992 - Shrinkage of bare and cultivated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 1036-1042.
- Ruelle P., Ben Salah D. et Vauclin M., 1986, Méthodologie d'analyse de la variabilité spatiale d'une parcelle agronomique. Application à l'échantillonnage. *Agronomie*, 6 (6), 529-539.
- 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.
- Tariq A. et Durnford D.S., 1993 - Soil volume shrinkage measurements : a simple method. *Soil Sci.*, 115, 325-330.
- Thureau J.M., 1985 - Contribution à l'étude géotechnique des sols gonflants. Problèmes rencontrés au Sénégal. Thèse de docteur-ingénieur de l'Université de Nantes, 315 p.
- Voltz M., Cabidoche 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.*, tome 305, série 2, 511-516.
- 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.

