

SEMINAIRE INTERNATIONAL SUR
LES MATERIAUX ROUTIERS DU
4 AU 7 NOVEMBRE 1996
A DAKAR, SENEGAL

**CARACTERISATION DES PROPRIETES
HYDRO-STRUCTURALES DES SOLS**

La rétractométrie, nouvelle méthode de caractérisation physique des sols

Par

Erik BRAUDEAU
Pédologue ORSTOM
Institut Français de Recherche en
Coopération pour le Développement

CARACTÉRISATION DES PROPRIÉTÉS HYDRO-STRUCTURALES DES SOLS

La Rétractométrie, nouvelle méthode de caractérisation physique des sols

AVANT-PROPOS

Les propriétés hydro-structurales du sol sont importantes à considérer dans tous les projets d'aménagement ou d'exploitation du sol; que ce soit pour la construction des routes, digues, bâtiments, ou pour l'agriculture. Dans tous ces domaines, c'est **l'interaction entre l'eau et la structure variable et fonctionnelle du sol** qui est responsable des problèmes rencontrés (fissuration, déformation des ouvrages, compaction, dégradation du sol cultivé...). C'est pourquoi la connaissance et la compréhension des mécanismes du comportement hydro-structural du sol est une nécessité pour prévoir, éviter ou surveiller l'apparition de ces dommages; de même leur modélisation permettra d'optimiser ou de gérer (en agriculture) la qualité structurale d'un matériau plus efficacement que des formules empiriques standardisées.

Cependant les méthodes d'analyse couramment utilisés en physique du sol ou en géotechnique pour caractériser les propriétés hydro-structurales des sols sont peu nombreuses, conceptuellement dispersées et empiriques. Tel le cas des réserves en eau et en air (REU, RFU, Capacité à l'air) en agronomie, des limites d'atterberg en géotechnique. Ces propriétés sont évaluées par des tests dont les normes sont fixées de manière standard, indépendamment des types de sols et sans compréhension des mécanismes internes de l'interaction eau-structure du sol

Face à cet état de chose, nous présentons ici une méthodologie nouvelle de **mesure des propriétés hydro-structurales du sol**, « la rétractométrie », qui permet à partir d'une seule expérimentation portant sur un même échantillon de sol, de déterminer un certain nombre de caractéristiques de l'interaction eau-structure du sol. Cette méthode repose sur trois fondements principaux qui sont détaillés séparément dans ce document : **la mesure en continu du retrait d'un échantillon de sol par le rétractomètre, le modèle fonctionnel de la structure du sol, et la modélisation paramétrique de la courbe de retrait**. Une quatrième partie est consacrée à l'application de cette méthode à la détermination des états hydriques particuliers et des réserves en eaux du sol.

Un prototype récent et amélioré du rétractomètre existe au Centre ORSTOM de Dakar, il est utilisé actuellement pour le suivi des sols sous culture. Un second appareil vient d'être acquis en

Tunisie par la Direction des Sols du Ministère de l'Agriculture pour la connaissance du comportement hydro-structural des sols sous irrigation et la gestion de leur réserve en eau..

Cependant l'agriculture ne doit pas être seule à utiliser ce genre d'appareil. Comme nous allons le voir, connaître les mécanismes internes du fonctionnement hydro-structural du sol permet d'établir les connexions entre les différentes disciplines pour lesquelles le sol constitue un matériau de travail et d'étude. L'utilisation de la rétractométrie en géotechnique pour caractériser le comportement hydro-structural des matériaux sol utilisés favoriserait sans aucun doute cette connexion. La pédologie pourrait alors apporter des renseignements complémentaires intéressants pour aider au choix et à l'utilisation des matériaux routiers.

SOMMAIRE

I- LA MESURE EN CONTINU DE LA COURBE DE RETRAIT, courbe qui représente la variation de volume v d'un échantillon de sol en fonction de sa teneur en eau θ : $v = f(\theta)$. p 4 -8

Mesure de la courbe de retrait	p 4
Courbes de retrait d'échantillons de sol non remaniés	p 6
Courbes de retrait des pâtes saturées d'argile	p 7

II- LE MODÈLE FONCTIONNEL DE LA STRUCTURE DU SOL qui définit les variables descriptives de la structure du sol : ce modèle est constitué d'un modèle de description morphologique des premiers niveaux d'organisation de la structure du sol, et d'hypothèses concernant son fonctionnement hydrique. p. 8-12

Intérêt d'un modèle fonctionnel	p 8
Le modèle morphologique	p 9
Les deux hypothèses de fonctionnement	p 10
Propriétés du modèle	p 11
Les paramètres pédo-hydriques	
Les variables descriptives du modèle	
Calcul des teneurs en eau et en air dans les deux systèmes poraux	

III- LA MODÉLISATION PARAMÉTRIQUE DE LA COURBE DE RETRAIT qui, par optimisation de l'ajustement d'équations paramétriques aux différentes phases de la courbe de retrait mesurée, permet d'en déterminer les paramètres caractéristiques. p. 15-16

Les différentes modélisations	p 15
Modélisation paramétrique de la C.R. divisée en cinq phases de retrait	p 15

IV-APPLICATION À LA DÉTERMINATION QUANTITATIVE DES PROPRIÉTÉS HYDRO-STRUCTURALES DU SOL EN AGRICULTURE p. 18-25

Les états hydro-structuraux particuliers du sol	p 18
Les limites d'Atterberg	
Le point de friabilité	
Le point d'entrée d'air micro, le point de flétrissement	
La teneur en eau à saturation	
Les différents volumes d'eau du sol	p 21
La réserve utile RU	
La réserve facilement utilisable RFU	
L'eau résiduelle, ER.	
L'eau gravitaire, EG.	

Exemple de feuille d'analyse donnée par le logiciel « TRACTAL » p 23

V CONCLUSION p. 25

I - MESURE EN CONTINU DE LA COURBE DE RETRAIT

Mesure de la courbe de retrait

La détermination de la "courbe de retrait caractéristique du sol", selon les termes proposés par Mitchell (1992), repose sur *la mesure du volume d'échantillons de sol non remaniés et non confinés*, portés à différents états d'humidité connus. Cette courbe est mesurée depuis longtemps pour l'étude des propriétés structurales des sols avec la variation de la teneur en eau (Lauritzen 1948, Fox 1964, Berndt et Coughlan 1976, Reeve et Hall 1978, Lawrence et al. 1979, Newman et Thomasson 1979, Chan 1982, Yule et Ritchie 1980, Towner 1986, Mc Garry et Daniells 1987, Braudeau 1988, Bruand et Prost 1987, Chretien et Tessier 1988). Cependant l'obtention de la courbe de retrait est délicate, et plusieurs méthodes ont été pratiquées au cours du temps. On distingue deux grands groupes de méthodes, celles où la mesure du volume est faite directement, et celles où au contraire la valeur du volume est obtenue indirectement, en mesurant un retrait linéaire sur une ou plusieurs dimensions de l'échantillon, et en posant certaines hypothèses sur l'isotropie du retrait. Les mesures indirectes se font à l'aide d'un microscope (Towner 1986) ou à l'aide de capteurs optiques ou de contact (Berndt et Coughlan 1976, Braudeau 1987, Wires et al. 1987, Hallaire 1992). Les méthodes de mesure directe du volume sont toutes fondées sur le principe de la poussée d'Archimède; dans le pétrole (Monnier et al. 1973), ou dans l'eau après enrobage de l'échantillon par la paraffine (Lauritzen et Stewart 1941) ou par une résine (Brasher et al. 1966) ou dans une membrane extensible (Tariq et Durnford 1993).

La mesure directe ne permet pas l'automatisation de la mesure sur le même échantillon: la courbe consiste alors en une dizaine de points (volume apparent, teneur en eau) répartis entre l'état saturé et l'état sec. Par contre l'utilisation de capteurs permet non seulement d'automatiser la mesure mais aussi de mesurer *en continu* et avec une très grande sensibilité le retrait linéaire d'un échantillon de sol en fonction de la teneur en eau, pouvant ainsi donner naissance à la *rétractométrie* (Braudeau 1987).

Le principe de la mesure schématisé à la figure 1 rentre dans ce dernier cas; il a été utilisé par plusieurs auteurs (Braudeau 1988, Boivin 1990, Mapangui 1992, Prat 1993, Braudeau et Bruand 1993, Colleuille et al. 1995). L'appareillage est constitué d'une enceinte maintenue à 28 ou 30 °C et de plusieurs postes de mesure tel que celui représenté à la figure 2. Il mesure le retrait linéaire du diamètre vertical D de l'échantillon, ainsi que sa variation de poids P en fonction du temps (fig 2). Le volume apparent v de l'échantillon (volume par unité de masse de l'échantillon sec) est ensuite calculé en supposant l'hypothèse de l'isotropie du retrait selon l'équation :

$$v/v_0 = (D/D_0)^3$$

où v_0 et D_0 , sont respectivement le volume apparent et le diamètre de l'échantillon mesuré à sec. La teneur en eau θ est donnée par

$$\theta = (P - P_{\text{sec}} - P_n) / P_{\text{sec}}$$

où P_{sec} est le poids de l'échantillon séché à l'étuve à $105^{\circ}C$, et P_n la tare éventuelle de l'échantillon.

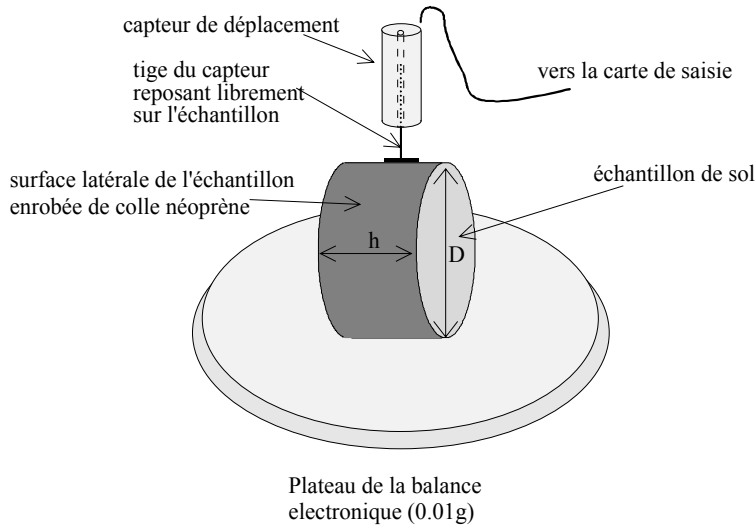


Figure 1: principe du rétractomètre

L'échantillon de sol peut être aussi bien un cylindre de sol non remanié prélevé par carottage qu'un cylindre de sol confectionné à partir de la terre tamisée à 2mm, ou encore de pâte saturée d'argile. La préparation de l'échantillon, consiste à enrober préalablement la surface latérale d'une fine couche de colle néoprène pour protéger l'échantillon de l'écroulement lorsqu'il est réhumecté. L'échantillon est ensuite lentement porté à saturation, par ascension capillaire sur un tissu humide pendant 72 h, puis placé dans l'appareil.

La mesure du retrait et du poids d'eau évaporée se fait à automatiquement à intervalles réguliers (toutes les 300s) pendant tout le temps de séchage de l'échantillon (de 24 à 72 h selon la texture sableuse ou argileuse)

Commentaire : 4Remarque : l'enrobage au néoprène est dorénavant évité avec la mise au point du nouvel appareil (photo 1) qui utilise les barrières laser au lieu du capteur à contact utilisé ici. L'échantillon est alors posé à plat sur la balance et la mesure se fait horizontalement et verticalement.

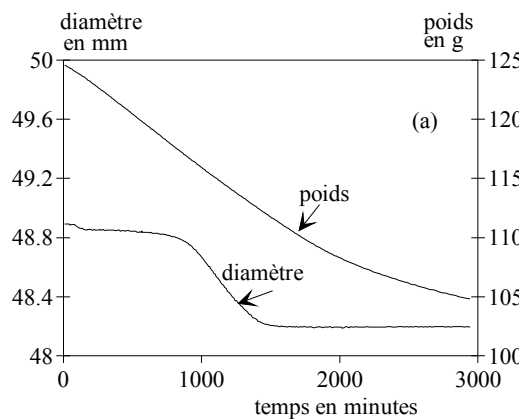


Figure 2 : Mesure en continu du poids et du diamètre d'un cylindre de sol en cours de dessèchement

Courbes de retrait d'échantillons de sol non remaniés

Cette méthode de mesure en continu de la courbe de retrait, a mis en évidence plusieurs faits importants:

- Des sols qui semblaient rigides (sols à faible taux d'argile, ou à argile peu gonflante) comme les sols tropicaux à kaolinite, ont une courbe de retrait de forme sigmoïdale tout à fait nette (fig. 3) (Braudeau 1988, Bruand et al.1990, Boivin 1991, Mapangui 1992, Colleuille 1993). On y distingue les trois phases de retrait classiques, bien connues dans la littérature: retrait structural, retrait normal, retrait résiduel modélisées par trois droites par Mc Garry et Malafant (1987).

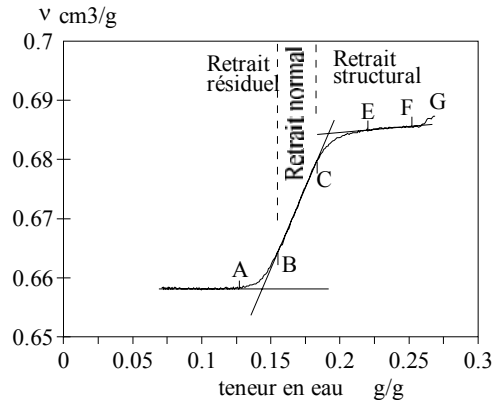


Figure 3 : Courbe de retrait calculée à partir des données de la figure 2. Sol ferrallitique de Côte d'Ivoire (Braudeau et Bruand 1993). Les trois droites ajustées à la courbe représentent le *modèle en trois droites* de McGarry et Malafant (1987).

- La jonction entre deux phases de retrait n'est pas brutale comme dans la représentation en trois droites de McGarry et Malafant; elle se fait sans rupture de pente dans une gamme de teneur en eau caractéristique qui constituent des phases de retrait intermédiaires: E-C et B-A. Les points limites de ces phases de retraits : A, B, C, E, F, G se trouvent à des teneurs en eau reproductibles et caractéristiques de l'échantillon.

- La courbe de retrait peut présenter d'autres formes que la courbe sigmoïdale généralement reconnue, cela dépend de la composition et de l'organisation texturale de l'échantillon: c'est le cas des sols à Talpétate (Prat 1992) développés sur cendres volcaniques. C'est aussi le cas des sols limoneux (fig. 4) dont la courbe de

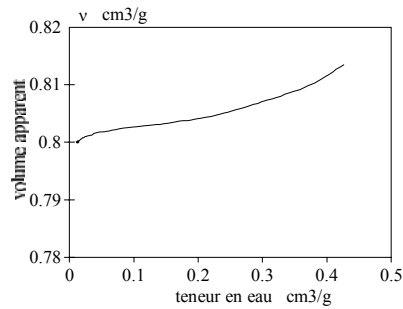


Figure 4: Exemple de courbe de retrait d'un sol limoneux (80% de limon, horizon E microgrumeleux d'un sol brun acide de la forêt de Fougères en Ille et Vilaine; cf Robain et Curmi 1986) retrait a une forme pratiquement linéaire ou légèrement incurvée; elle présente donc d'autres phases de retrait que les phases classiquement reconnues et est encore à l'heure actuelle source d'investigations.

Les sols ferrallitiques et ferrugineux présentent en général une courbe sigmoïdale, avec dans certains cas la présence d'une ou deux phases de retrait supplémentaires dans les fortes teneurs en eau (exemple fig 3: la phase G-F), ou au contraire dans les plus basses. Elles sont relativement faibles et sont négligées par la suite dans l'interprétation de la courbe de retrait qui vise surtout à distinguer l'eau contenue le plasma argileux déformable, de l'eau dans la porosité macroscopique inter-agrégats.

Courbes de retrait des pâtes saturées d'argile

La courbe de retrait des pâtes saturées d'argile est relativement mieux connue dans la littérature que celle d'échantillons de sol non remaniés (Yong et Warkentin 1975). C'est une donnée essentielle des propriétés de gonflement-retrait, par absorption ou désorption d'eau, des argiles. Une courbe de retrait de la kaolinite pure, obtenue au rétractomètre, est présentée à la figure 5; les caractéristiques qui se lisent sur cette courbe sont les coordonnées des points qui font la transition entre les phases de retrait normale, résiduelle et nulle:

- MS, le maximum de gonflement : à partir de ce point, le retrait de l'argile se fait à l'état saturé le long de la droite de saturation. L'air n'entre pas dans l'échantillon et le retrait compense exactement le volume d'eau extrait. Le faible écart observé sur la figure entre la courbe et la droite de saturation est insignifiant en regard des erreurs expérimentales ou arte facts possibles (anisotropie du retrait, faible fissuration dès le départ, bulles d'air incluses...). Notons que sur l'argile pure il est difficile de déterminer ce point de saturation maximum avec précision car il dépend beaucoup des conditions expérimentales (Kamel 1980)

- AE, le point d'entrée d'air dans le système poral de l'argile (Sposito et Giraldez 1976). L'air commence à pénétrer dans la pâte d'argile et remplace une partie de l'eau évaporée. Le point AE est l'endroit précis où la courbe de retrait s'écarte de la droite de saturation.

- SL, la limite de retrait sépare le retrait résiduel du retrait nul (Tessier 1980).

kaolinite100%

SL AE

teneur en eau θ g/g

II - LE MODÈLE FONCTIONNEL DE LA STRUCTURE DU SOL

Intérêt d'un modèle fonctionnel

En posant un modèle fonctionnel de la structure du sol, on vise trois objectifs :

- afficher clairement l'approche morphologique et les hypothèses qui sont à la base du modèle, et donc de l'interprétation. Ceci pour permettre une critique constructive du modèle.
- donner une définition précise et cohérente des différentes variables descriptives de la structure du sol et de son fonctionnement en les référant au modèle.
- modéliser ces différentes variables en fonction de la teneur en eau, en appliquant au modèle des équations paramétriques.

En effet un modèle fonctionnel est une formalisation simplificatrice de la réalité basée sur des observations expérimentales. Son rôle est très important car, *par lui, sont définies sans ambiguïté toutes les variables descriptives et caractéristiques de l'objet*, variables qui par la suite peuvent être mesurées adéquatement ou modélisées quantitativement par l'applications de lois physiques ou d'équations empiriques.

Il est constitué généralement d'un modèle descriptif ou morphologique de la structure de l'objet, accompagné d'un minimum d'hypothèses sur ses propriétés fonctionnelles.

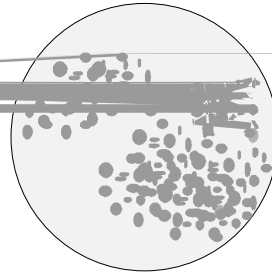
Le modèle morphologique

Le modèle morphologique, du modèle fonctionnel que l'on veut poser, est « une pièce » ou un maillon du modèle morphologique de la structure du sol mis en place par Brewer (1964).

Dans leur grande majorité les sols présentent, à l'échelle d'une motte de 100 cm³ environ prélevé d'un hontent, TJ±3.228 -1.737erment, TJ±3.2àdu me2286.9(riogène flonsyr)-6.3tè6.9(ri0(r Brewo(nt(r Brebie de 100 c)-6.dal0.

distinguent morphologiquement et fonctionnellement (fig. 6); on peut alors définir sans ambiguïté (Yong et Warkentin (1975), Braudeau 1988) :

- une microporosité qui est la porosité de la s-matrix constituant les peds primaires. Négligeant la porosité des autres constituants éventuels des peds primaires (traits pédologiques) le volume microporal est donc le volume poral des peds primaires;
- une macroporosité qui est la porosité d'assemblage, inter-pédique, c'est à dire entre les peds quelque soit leur niveau d'échelle (primaire, secondaire ..).



- le point d'entrée d'air du volume microporal (des peds primaires) est défini sur la courbe de retrait par la transition (point B) entre la phase de retrait normal et la phase de retrait résiduel.

- la variation de volume d'un échantillon de sol structuré en agrégats (« structure pédique») est une combinaison linéaire des variations volumiques des peds primaires v_{μ} et de l'eau interpédique θ_m , celle contenue dans la macroporosité:

$$dv = K_1.dv_{\mu} + K_2.d\theta_m/\rho_w \quad (1) \text{ avec } \rho_w \text{ la masse volumique de l'eau.}$$

Propriétés du modèle

Les points caractéristiques de la courbe de retrait, ou états pédo-hydriques caractéristiques

On démontre (Braudeau 1988c) que si les phases F-E et C-B sont effectivement linéaires, l'équation (1) s'écrit :

$$dv = K_{no}.dv_{\mu} + K_{st}.d\theta_m/\rho_w \quad (2)$$

avec K_{no} et K_{st} les pentes de la courbe dans les phases de retrait normal (C-B) et structural (F-E); **le point E correspond au maximum de gonflement (MS) du plasma argileux**; et **le point C représente le « point sec macro »** (fig. 7): point où l'eau ne se situe plus que dans le système poral du plasma argileux, l'air remplissant l'espace entre les agrégats plasmiques. Ainsi on établit la correspondance suivante, entre la courbe de retrait d'un échantillon de sol (à l'échelle de la "soil fabric") et celle d'une pâte saturée d'argile (équivalent à la "s-matrix") :

E \Leftrightarrow MS point au maximum de gonflement du plasma argileux du sol

C point de friabilité, la porosité inter-agrégat est entièrement remplie d'air, et la porosité plasmique saturée d'eau

B \Leftrightarrow AE point d'entrée d'air dans la porosité plasmique des peds primaires

A \Leftrightarrow SL limite de retrait du plasma argileux et de l'échantillon global.

Le scénario du retrait structural de l'échantillon de sol et les différents points particuliers sont représentés à la figure 7, à partir d'une courbe de retrait mesurée sur un échantillon de sol ferrugineux du Sénégal, sablo-argileux contenant seulement 10% d'argile.

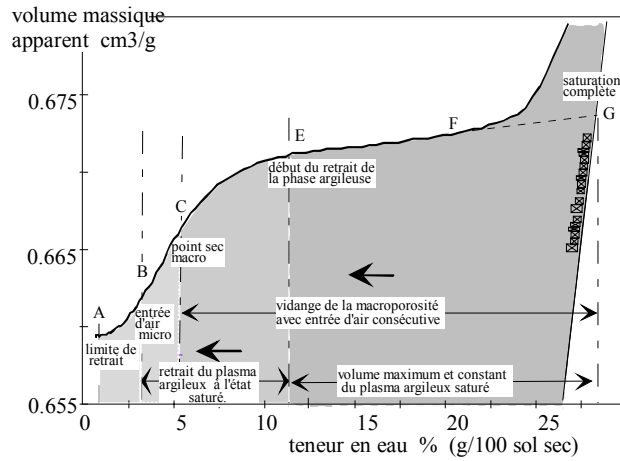


Figure 7 : Description du retrait structural d'un échantillon de sol: phases de retrait et points caractéristiques

Les variables descriptives du modèle

Les variables descriptives des états hydro-structuraux du sol sont définis sur le graphique suivant (fig.8) qui est construit à partir des hypothèses du modèle fonctionnel.

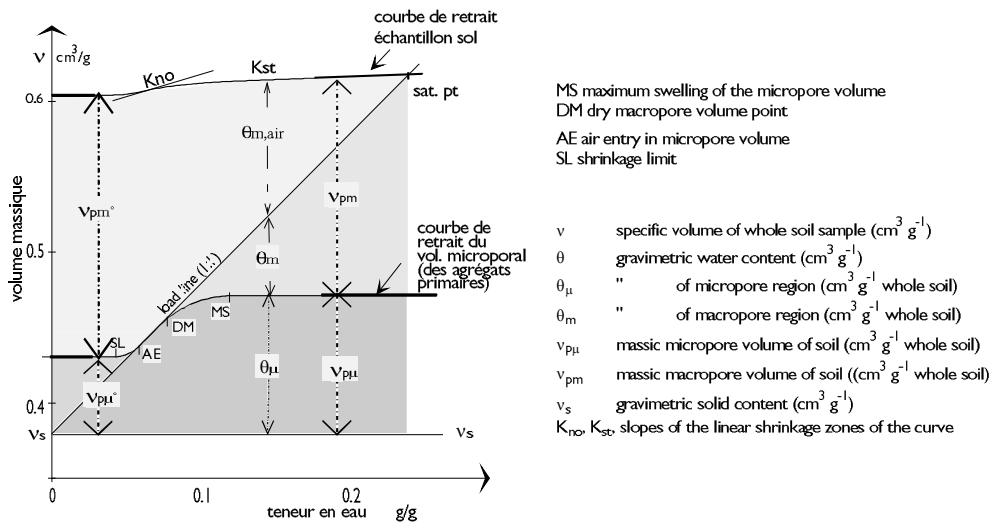


Figure 8 : Représentation graphique du fonctionnement hydro-structural du sol. Définition et nomenclature des variables descriptives du modèle fonctionnel de la structure du sol.

- **le système microporal*** est exclusivement celui du plasma argileux : milieu déformable composé du mélange de particules fines (argile, hydroxydes, matière organique, limons fins) dont le point d'entrée d'air est en B sur la courbe. Son volume poral, $v_{p\mu}$, rapporté à la masse de l'échantillon sec, est donc parfaitement déterminé en ce point puisque :

$$v_{p\mu B} = \theta_B / \rho_w$$

$v_{p\mu B}$, le volume poral micro au point B, est exprimé en cm^3/g ; θ_B , la teneur en eau gravimétrique en B, en g/g; ρ_w , la masse volumique de l'eau, $\approx 1 \text{ g}/\text{cm}^3$.

Ses propriétés hydrophysiques sont celles d'une argile.

- **le système macroporal*** est la porosité d'assemblage, hors le plasma argileux. Sa propriété essentielle qui permet de la différencier du système poral précédent, est sa faible variation structurale en fonction de la teneur en eau. C'est en majeure partie la porosité inter-agrégat; elle regroupe fissures, tubules, interstices, sans distinction de taille ou de forme. L'eau y est retenue par des forces capillaires liées à la présence de ménisques de contact avec l'air.

$v_{pm} = v - v_{p\mu} - v_s$ où v_{pm} est le volume poral macro, en cm^3/g ; et v_s le volume massique de la phase solide.

Il est important de noter que **l'état hydro-structural de l'échantillon** est défini par le mode de répartition de l'eau et de l'air dans chacun des deux systèmes poreux. A chaque phase de retrait correspond par conséquent un *état hydro-structural* (ou pédo-hydrique) donné. Les points de transition entre deux phases de retrait sont alors des *états hydro-structuraux particuliers* du sol (exemple : points A, B, C, E ..).

Calcul des teneurs en eau et en air associées à chacun des deux systèmes

Pour calculer les différentes teneurs en eau et en air des deux systèmes poreux, on exprime en fonction de v et θ toutes les variables descriptives définies d'après modèle fonctionnel explicité à la figure 8 : les teneurs en eau micro et macroscopiques θ_μ et θ_m ; les volumes micro- et macroporaux, $v_{p\mu}$ et v_{pm} , et les teneurs en air micro et macro, $\theta_{air\mu}$ et θ_{airm} .

Par définition du point d'entrée d'air (point B) :

$$\theta_{\mu B} = \theta_B; v_{p\mu} = \theta_\mu / \rho_w \text{ pour } \theta \leq \theta_B; \text{ et } \theta_m = 0 \text{ pour } \theta \leq \theta_B$$

Placés dans l'équation (2) et en intégrant à partir du point B où $\theta_{\mu B} = \theta_B$, on obtient :

Pour $\theta > \theta_B$,

$$v_{p\mu} = \theta_B / \rho_w + (v - v_B - K_{st}(\theta - \theta_B) / \rho_w) / (K_{no} - K_{st}) \quad \text{en } \text{cm}^3/\text{g} \text{ (volume de vide / g de sol sec)}$$

$$\theta_\mu = v_{p\mu} \cdot \rho_w \quad \text{g/g} \quad \text{(g d'eau / g de sol sec)}$$

Commentaire : 11 En ce qui concerne les unités, il faut noter que le volume poral s'exprime en cm^3/g et représente un volume de vide par unité de masse de la phase solide (masse de l'échantillon sec); alors que la porosité est exprimée classiquement en cm^3/cm^3 , représentant un volume de vide par unité de volume total de l'échantillon de sol. La micro- et la macro-porosité se déduisent donc des volumes poreux correspondants par leur valeur divisée par le volume massique apparent de l'échantillon: $\text{macroporosité} = v_{pm} / v$ et $\text{microporosité} = v_{p\mu} / v$. De même l'indice des vides, en cm^3/cm^3 , est le volume de vide par unité de volume de la phase solide, soit: $e = v_p / v_s = v_p \cdot \rho_s$. Comme le volume apparent de l'échantillon varie avec la teneur en eau, il est préférable d'utiliser le volume poral v_p (cm^3/g) plutôt que la porosité.

$$v_{pm} = v - v_{p\mu} - v_s \quad \text{cm}^3/\text{g}$$

où v_s est le volume massique de la phase solide: $v_s = v_{sat} - \theta_{sat}/\rho_w$

$$\theta_m = \theta - \theta_\mu \quad \text{g/g}$$

$$\theta_{air\mu} = 0 \quad \text{cm}^3/\text{g}$$

$$\theta_{airm} = (v - v_s) - \theta/\rho_w \quad \text{cm}^3/\text{g}$$

Pour $\theta < \theta_B$,

$$v_{p\mu} = \theta_B/\rho_w + (v - v_B)/K_{no} \quad \text{en cm}^3/\text{g}$$

$$\theta_\mu = \theta \quad \text{g/g}$$

$$v_{pm} = v - v_{p\mu} - v_s \quad \text{cm}^3/\text{g}$$

$$\theta_m = 0 \quad \text{g/g}$$

$$\theta_{air\mu} = v_{p\mu} - \theta/\rho_w \quad \text{cm}^3/\text{g}$$

$$\theta_{airm} = (v - v_{p\mu} - v_s) \quad \text{cm}^3/\text{g}$$

Ces équations montrent l'utilité d'une modélisation de la relation $v = f(\theta)$: permettre le calcul de chacune des variables précédentes en fonction de la teneur en eau.

III - MODÉLISATION DE LA VARIATION STRUCTURALE D'UN ÉCHANTILLON DE SOL EN FONCTION DE LA TENEUR EN EAU ($v = f(\theta)$)

Les différentes modélisations

Il est toujours possible de trouver une équation paramétrique qui s'ajuste à la courbe observée. Dans le cas de la courbe de retrait, il existe 5 modélisations paramétriques données dans la littérature. Trois d'entre elles ont été comparées par McGarry et Malafant (1987); ils ont montré que le modèle en trois droites (fig. 3) était le plus simple et celui qui donnait le meilleur ajustement. Cependant, au moment de leur étude, les courbes de retrait étaient faites d'un nombre restreint de points de mesure. Deux autres modélisations de la courbe de retrait sont apparues peu après (Braudeau 1988; Tariq et Durnford 1993), ajustées cette fois-ci sur des courbes mesurées en continu, et pouvaient donc être beaucoup plus précises.

On a vu dans le premier chapitre que les courbes de retrait mesurées en continu font apparaître au moins cinq phases de retrait au lieu des trois précédemment connues du modèle en trois droites de McGarry et Malafant (1987). A chaque phases du retrait correspond une répartition type de l'eau et de l'air dans les deux systèmes poraux micro et macro; ce que l'on a appelé un état hydro-structural. Les points de transition entre deux phases de retrait sont donc des états hydro-structuraux particuliers, transition entre deux états hydro-structuraux, et caractéristiques de l'échantillon.

Or une modélisation paramétrique d'une courbe n'a d'intérêt que si les paramètres des équations ont une signification physique, et plus encore si ce sont des caractéristiques du modèle fonctionnel. L'optimisation de l'ajustement des équations à la courbe observée (par la méthode du simplex, ou tout autre moyen testé par la réduction du carré des écarts) permet alors de calculer ces paramètres. C'est cette démarche (Braudeau 1988c) qui est présentée ici.

Modélisation paramétrique de la C.R. divisée en cinq phases de retrait

Les paramètres utilisés sont les coordonnées des points de transition :

θ_{sat} , θ_E , θ_C , θ_B , θ_A et v_{sat} , v_E , v_C , v_B , v_A

Les différentes phases de retrait sont très bien modélisées en substituant dans l'équation (2) les équations paramétriques suivantes (Braudeau 1988a),

$$\begin{array}{ll} dv_{p\mu}/d\theta = 0 & \text{pour } \theta_E < \theta < \theta_{sat} \\ dv_{p\mu}/d\theta = \exp\{(\theta - \theta_E)/(\theta_C - \theta_E)\} / (\exp(1) - 1) & \text{pour } \theta_C < \theta < \theta_E \\ dv_{p\mu}/d\theta = 1 & \text{pour } \theta_B < \theta < \theta_C \\ dv_{p\mu}/d\theta = \exp\{(\theta - \theta_A)/(\theta_B - \theta_A)\} / (\exp(1) - 1) & \text{pour } \theta_A < \theta < \theta_B \\ dv_{p\mu}/d\theta = 0 & \text{pour } 0 < \theta < \theta_A \end{array}$$

et sachant que $\theta_m = \theta - \theta_\mu = \theta - v_{\rho\mu} \cdot \rho_w$ au dessus du point d'entrée d'air ($\theta > \theta_B$); et $\theta_m = 0$ en dessous.

En intégrant dans chacune des phases de retrait, on obtient les équations de $v = f(\theta)$ qui sont ajustées par la suite à la courbe observée :

dans $[\theta_E < \theta < \theta_{sat}]$

$$v = v_E + K_{St} \cdot (\theta - \theta_E) / (\theta_{sat} - \theta_E)$$

dans $[\theta_C < \theta < \theta_E]$

$$v = v_E - (\theta_E - \theta_C) \cdot \{K_{no} \cdot (\exp(\theta_n) - \theta_n - 1) + K_{St} \cdot (\theta_n \cdot \exp(1) - \exp(\theta_n) + 1)\} / (\exp(1) - 1)$$

$$\text{avec } \theta_n = (\theta - \theta_B) / (\theta_A - \theta_B)$$

dans $[\theta_B < \theta < \theta_C]$

$$v = v_B + K_{no} \cdot (\theta - \theta_B) / (\theta_C - \theta_B)$$

dans $[\theta_A < \theta < \theta_B]$

$$v = v_{SL} + (\theta_E - \theta_C) \cdot \{K_{no} \cdot (\exp(\theta_n) - \theta_n - 1)\} / (\exp(1) - 1)$$

$$\text{avec } \theta_n = (\theta - \theta_C) / (\theta_E - \theta_C)$$

dans $[0 < \theta < \theta_A]$

$$v = v_{SL}$$

La figure 9 montre la qualité de l'ajustement de la courbe présentée à la figures 3, ainsi que les teneurs en eau micro- et macroscopique modélisées qui s'en déduisent.

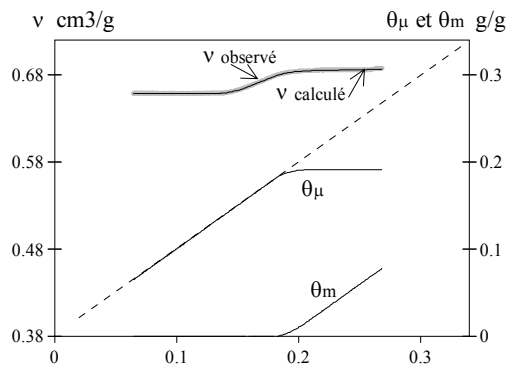


figure 9: courbe de retrait $v(\theta)$ calculée (trait fin noir) et observée (gros points clairs) de l'échantillon de sol ferrallitique (prof. 40 cm) de Boro-Borotou en Côte-d'Ivoire; et courbes modélisées des teneurs en eau micro- (θ_μ) et macro-scopique (θ_m) correspondantes.

Un logiciel écrit en basique a été créé pour traiter les courbes brutes données par le rétractomètre : il calcule tout d'abord les courbes de retrait $v = f(\theta)$ correspondantes, puis optimise l'ajustement des équations paramétriques à ces courbes pour déterminer les paramètres caractéristiques. Ceux-ci forment un lot minimum de paramètres qui représente la courbe de retrait entière et ce qu'elle signifie en matière de structure et comportement structural. A partir de ce lot on peut modéliser ou calculer toute variable descriptive du modèle fonctionnel (exemple fig.9), ou caractériser quantitativement les propriétés structurales du sol définies d'après le modèle : les états hydriques particuliers du sol, les réserves en eau etc... dont les notions et déterminations sont développées au chapitre suivant.

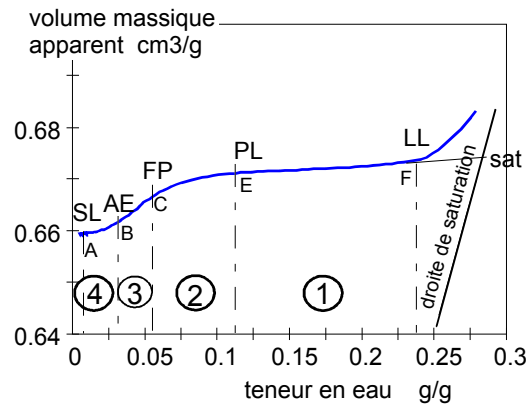
IV - APPLICATION A LA DETERMINATION DES PROPRIÉTÉS STRUCTURALES DU SOL EN AGRICULTURE

Les états hydro-structuraux particuliers du sol

La distinction entre l'eau microporale (dans les peds primaires) et l'eau macroporale (ou interpédique) implique la reconnaissance **d'états hydro-structuraux** correspondant aux différents modes de répartition de l'eau et de l'air dans les deux systèmes poraux relatifs à chaque phase de retrait. Ainsi les points de transition entre deux phases de retrait sont des états hydro-structuraux particuliers que l'on peut facilement mettre en correspondance avec les états d'humidité connus et définis empiriquement d'après le comportement du sol en ces points : limite de liquidité, limite de plasticité, point de friabilité, limite de retrait, humidité à la capacité de rétention, au point de flétrissement etc...

Limites d'Atterberg

L'indice d'Atterberg est encore utilisé à l'heure actuelle. C'est la différence entre les humidités du sol au point limite de liquidité et au point limite de plasticité. Les points limites sont obtenus de façon empirique en manipulant une pâte humide de sol en train de se dessécher. Il s'agit de mettre en évidence les changements de comportement de cette pâte saturée qui marqueraient le passage entre les différents états hydro-structuraux traversés au cours du séchage. Sachant que la courbe de retrait représente ces différents états, on sort de la démarche empirique en utilisant les points de transition entre phases de retrait (A, B, C, E, F) pour définir et déterminer les points limite de plasticité et de liquidité. Ces différents points sont placés sur la courbe de retrait, figure 10, et correspondent à une distribution connue de l'eau et de l'air dans les différents systèmes de porosité.



Etats hydro-structuraux

- | | |
|------------------------------|---------------------------|
| ① humide, plastique | LL : Limite de liquidité |
| ② légèrement humide, friable | PL : Limite de plasticité |
| ③ frais, semi-rigide | FP : Point de friabilité |
| ④ sec, rigide, cassant | AE : Entrée d'air micro |
| | SL : Limite de retrait |

Figure 10 : Choix de la courbe de retrait comme référentiel des états hydriques et mécaniques du sol

Point de friabilité

Il en est de même du point de friabilité qui marque le passage entre l'état plastique et l'état friable de l'échantillon. Rapporté au modèle fonctionnel de la structure du sol (Braudeau 1988), il correspond au point C de la courbe de retrait, début de la phase de retrait normal. C'est le point théorique à partir duquel l'eau, en drainage, n'occupe plus que la microporosité plasmique des peds primaires. Ceux-ci, toujours saturés, se trouvent "physiquement" individualisés et délimités par la macroporosité remplie d'air. $\theta_{fr} = \theta_C$

Point d'entrée d'air micro, eau résiduelle, point de flétrissement

Le point d'entrée d'air micro est un point particulier de la courbe de retrait qui, en géotechnique, est mis en relation avec l'eau résiduelle, et en agriculture, avec le point de flétrissement du sol, donnant à ces concepts une explication pédologique plausible: l'entrée d'air dans la phase argileuse constitue une rupture de continuité capillaire pour le transit de l'eau; continuité capillaire qui jusqu'en ce point était assurée par l'argile saturée. L'eau est piégée et n'a plus la possibilité de circuler à l'état liquide et d'accéder ainsi aux racines, quelque soit le pouvoir d'extraction de l'eau (à l'état liquide) de la plante. En identifiant le point de flétrissement au point d'entrée d'air micro: B, on ramène un indice agronomique défini de façon empirique, à une caractéristique pédologique, spécifique du sol, et plus particulièrement de sa phase argileuse.

$$\theta_{fl} = \theta_B$$

Limite de retrait

La limite de retrait, couramment mesurée, s'explique d'elle-même. Le plasma argileux ne subit plus de retrait, l'organisation de ses particules est la plus serrée possible. La teneur en eau à la limite de retrait dépend bien entendu de la nature du plasma argileux, en particulier de la forme de ses particules (environ 28 % pour la kaolinite, 10 % pour l'illite (en cm³/cm³ de sol sec)).

La capacité de rétention est une mesure de laboratoire qui a été établie pour correspondre à la capacité au champ, difficilement mesurable. Elle se fonde sur l'existence supposée d'un seuil à partir duquel on observe une diminution brusque de la vitesse de drainage, ou bien une montée rapide du potentiel de l'eau au moment du ressuyage (Féodoroff 1962). Si ce seuil existe, il correspondrait "mécaniquement" au point E (limite de plasticité) de la courbe de retrait qui représente, selon le modèle fonctionnel posé, le début du retrait des peds primaires. C'est à partir de ce point, en effet, que l'eau qui s'évapore de l'échantillon provient de plus en plus du plasma argileux, et de moins en moins de la macroporosité qui se vide jusqu'au point C (figures 7 et 8). Ce départ d'eau de la microporosité s'accompagne d'un retrait volumique équivalent de celle-ci, et par conséquent aussi d'une diminution accrue du potentiel de l'eau. De plus, au cours de la phase E-C, l'eau qui se trouve en continuité capillaire dans la macroporosité inter-agrégats, devient discontinue dans cette même macroporosité jusqu'à disparaître complètement de la macroporosité au point C. On conçoit bien que la vitesse de drainage s'en trouve ralentie, l'eau transitant de plus en plus par la microporosité plasmique à partir du point E. Deux raisons qui justifient le fait de considérer le point E comme le point à la capacité de rétention :

$$\theta_{cr} = \theta_E$$

Notons que les faits expérimentaux ne contredisent pas la redéfinition de ces termes d'après la courbe de retrait : les résultats obtenus sur une série de sols (ferrallitiques, vertiques et peu évolués alluviaux au Sénégal (Boivin 1990; Colleuille et Braudeau 1996), montrent que le point E apparaît aux environs de pF 2 (10 kPa), le point C aux environs de pF3 (100 kPa) avec lequel il est très corrélé, et le point B avec le pF 4.2 (1600 kPa) pour les sols kaolinitiques. Le pF 3 est connu pour correspondre à un état

plusieurs auteurs (Lauritzen, Reeve et Hall 1978, Lawrence et al . 1979), ce point est situé dans la phase de retrait normal entre les points B et C.

La teneur en eau à saturation θ_{sat} est par définition le point de rencontre entre la courbe de retrait

$v = f(\theta)$ et la droite de saturation, d'équation:

$$v = \theta/\rho_w + 1/\rho_s$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau, et ρ_s la masse volumique de la phase solide (\equiv densité réelle).

Cependant, dans le cas des sols présentant une courbe de retrait à tendance sigmoïdale nette, on choisit de négliger la phase de retrait G-F qui pourrait être très dépendante des conditions de laboratoire car située dans une gamme de teneur en eau où l'échantillon, non confiné, est très fragile et sensible à la pression externe. Le point à saturation est alors placé au point de rencontre de la droite de saturation et du prolongement de la phase de retrait structurale (fig 7, 8), calculé par l'équation:

$$\theta_{sat} = (v_E - 1/\rho_s - K_{st}.\theta_E)/(1/\rho_w - K_{st})$$

Les réserves en eau du sol déterminées d'après la courbe de retrait.

La réserve utile, la réserve facilement utilisable et l'eau résiduelle sont des notions agronomiques qui se déduisent des définitions précédentes:

La réserve utile RU est la quantité d'eau retenue par le sol et disponible à la plante dans une épaisseur de sol donnée, entre la capacité au champ et le point de flétrissement. Elle correspond donc à l'eau que cède le sol en passant du point E au point B de sa courbe de retrait. Calculée pour une épaisseur de sol ΔZ donnée, et exprimée en hauteur d'eau, elle a pour expression:

$$RU = (\theta_E - \theta_B).\Delta Z/(v_E.\rho_w) \quad \text{ou} \quad RU = (\theta_{v,E} - \theta_{v,B}).\Delta Z/\rho_w$$

avec: θ la teneur en eau gravimétrique en g/g; et θ_v la teneur en eau volumétrique: en cm^3/cm^3 .

v_E le volume massique apparent à la capacité de rétention, en cm^3/g

ρ_w la masse volumique de l'eau $\approx 1\text{g}/\text{cm}^3$

ΔZ l'épaisseur de la couche de sol, en mm pour obtenir la RU en mm.

La réserve facilement utilisable RFU est une fraction de l'eau utile que les agronomes reconnaissent plus facilement accessible à la plante en ce sens que la plante ne donne aucun signe de stress. Certains attribuent au sol un point de flétrissement temporaire, autre état hydrique particulier du sol situé en deçà du point de flétrissement permanent (Henin et al. 1969, Mussy et Soutter 1991) et à partir duquel la plante montre les premiers signes de stress; la RFU est alors l'eau disponible entre la capacité de rétention et ce point de flétrissement temporaire. Cependant les avis sont très partagés sur

l'existence d'un tel point, et avancent que d'autres facteurs comme la demande évaporative, le type de culture... doivent intervenir dans la définition de la RFU, et donc de sa détermination (Boedt et Verheye 1985) qui dès lors ne peut se faire que dans les conditions in situ. De nombreuses déterminations sur les sols africains donnent en moyenne un rapport RFU/REU entre 60 et 80% (Dancette 1973). S'il est permis de ramener cette dernière notion aux caractéristiques du sol uniquement, ou simplement de définir la composante sol de la RFU, celle-ci: RFU₁, pourrait correspondre à l'eau capillaire qui se trouve dans la macroporosité inter-agrégat quand le sol est à la capacité de rétention (point E); c'est une eau qui se trouve en effet hors de la phase argileuse, directement accessible aux racines. D'après les équations de la courbe de retrait selon Braudeau (1988) cette quantité d'eau, par unité de masse du sol sec, est égale à :

$$\theta_{mE} = (\theta_E - \theta_C) / (\exp(1) - 1) = 0.58 \cdot (\theta_E - \theta_C) \text{ d'où cette première définition de la RFU:}$$

$$RFU_1 = 0.58 \cdot (\theta_E - \theta_C) \cdot \Delta Z / (v_E \cdot \rho_w)$$

Cependant, si l'on reprend la notion de point de flétrissement temporaire, la RFU pourrait correspondre à la quantité d'eau micro et macro cédée par le sol entre les points E et C (point sec macro). En effet, si la demande évaporative est peu intense, l'eau micro contenue dans la phase argileuse a la possibilité de passer dans le système macroporal où elle reste facilement disponible; et ceci jusqu'au point C avec une cinétique qui est fonction des propriétés de déformation l'argile. Le point C est dans ce cas considéré comme le point de flétrissement temporaire donné dans la première définition.

$$RFU_2 = (\theta_E - \theta_C) \cdot \Delta Z / (v_E \cdot \rho_w) \quad (\Delta Z \text{ et RFU en mm})$$

Notons que telles que définies ici, $RFU_2 = 1.718 \cdot RFU_1$,

et que la partie de la réserve en eau qui réside dans l'argile a pour expression: $RU_{ag} = RU - RFU_1$

L'eau résiduelle, ER, est l'eau restant dans l'échantillon au point de flétrissement en B.

$$ER = \theta_B / (v_B \cdot \rho_w) \cdot \Delta Z \quad (\Delta Z \text{ et RFU en mm})$$

L'eau gravitaire, EG, est la portion d'eau non retenue par le sol et qui est rapidement drainée par gravité après saturation complète de celui-ci.

$$EG = (\theta_{sat} - \theta_E) / (v_{sat} \cdot \rho_w) \cdot \Delta Z$$

Le tableau suivant donne les équations des variables d'états hydro-structuraux d'un échantillon de sol aux différents points caractéristiques, d'après les paramètres pédo-hydriques tirés de la courbe de retrait ($\theta_A, \theta_B, \theta_C, \theta_E, \theta_{sat}, v_A, v_B, v_C, v_E, v_s$).

Les expressions utilisées sont déduites des équations mentionnées dans le texte (1.718 est l'approximation de $\exp(1)-1$; et le facteur $\rho_w = 1 \text{ g/cm}^3$ est implicite là où l'équilibre des unités n'est pas respecté).

Tableau : Equations donnant les valeurs des volumes poraux micro- et macroscopique, ainsi que de leurs teneurs en eau et en air, pour chaque état hydro-structural particulier : à saturation, en E, C, B et A.

Teneurs en eau g/g		à sat.	en E	en C	en B	en A
totale	θ	θ_{sat}	θ_E	θ_C	θ_B	θ_A
microscopique	θ_{μ}	$\theta_{\mu E}$	$\theta_E - (\theta_E - \theta_C) / 1.718$	θ_C	θ_B	θ_A
macroscopique	θ_m	$\theta_{sat} - \theta_{\mu E}$	$(\theta_E - \theta_C) / 1.718$	0	0	0
Volume poral, cm ³ /g						
total	v_p	θ_{sat}	$v_{pE} = v_E - v_s$	$v_C - v_s$	$v_B - v_s$	$v_A - v_s$
microporal	$v_{p\mu}$	$\theta_{\mu E}$	$\theta_{\mu E}$	θ_C	θ_B	$\theta_A + (\theta_B - \theta_A) / 1.718$
macroporal	v_{pm}	$v_{pE} - \theta_{\mu E}$	$v_{pE} - \theta_{\mu E}$	$v_{pC} - \theta_C$	$v_{pB} - \theta_B$	$v_{pA} - v_{p\mu A}$
vol. entrée d'air, cm ³ /g						
total	v_{air}	0	$v_{pE} - \theta_E$	v_{pmC}	v_{pmB}	$v_p - \theta_A$
micro	$v_{air,\mu}$	0	0	0	0	$(\theta_B - \theta_A) / 1.718$
macro	$v_{air,m}$	0	$v_{pE} - \theta_E$	v_{pmC}	v_{pmB}	v_{pmA}
Réserves en eau:						
mm hauteur d'eau / 10cm		$x 100 / v_{sat}$	$x 100 / v_E$	$x 100 / v_C$	$x 100 / v_B$	
gravitaire EG		$\theta_{sat} - \theta_E$	0	0	0	
facil. utilisable (1) RFU1		$(\theta_E - \theta_C) / 1.718$	$(\theta_E - \theta_C) / 1.718$	0	0	
facil. utilisable (2) RFU2		$(\theta_E - \theta_C)$	$(\theta_E - \theta_C)$	0	0	
utile REU		$(\theta_E - \theta_B)$	$(\theta_E - \theta_B)$	$(\theta_C - \theta_B)$	0	
REUag (dans l'argile)		$(\theta_{\mu E} - \theta_B)$	$(\theta_{\mu E} - \theta_B)$	$(\theta_C - \theta_B)$	0	
résiduelle ER		θ_B	θ_B	θ_B	θ_B	

Un exemple de feuille d'analyse (échantillon de la figure 9) est donné ci-après.

Exemple de feuille d'analyse rétractométrique donnée par le logiciel « TRACTAL » :

NOM DE L'ECHANTILLON : t240 (c:\secherss)

Kst = 3.661014E-02 Kno = .560775 Kre = 0
 SCE(E-C)= 1.265386E-08 SCE(B-A)= 1.528685E-08 exposant = 3
 MS= 96.69001 PN= 1.88 VmsA= .6583222

** MASSES VOLUMIQUES SECHES :

de la phase solide : MVs = 2.66 g/cm³
 de l'échantillon sec : Dsec = 1.52 g/cm³
 de l'échantillon humide : Dhum = 1.45 g/cm³
 de l'échantillon au point E : D = 1.46 g/cm³

** RETRAIT TOTAL DE L'ECHANTILLON (Vms0 - VmsA): 2.99 cm³/100g

** RETRAIT TOTAL DU VOL. PORAL MICRO (V.P_{μE} - V.P_{μA}): 4.70 cm³/100g

** POINTS CARACTERISTIQUES :

Teneurs en eau et volumes massiques en cm³/100g de sol sec)

à la limite de retrait :	wA = 12.71 cm ³ /100g	VmsA = 65.83 cm ³ /100g
au point d'entrée d'air micro :	wB = 15.90	VmsB = 66.63
au point de saturation micro :	wC = 18.19	VmsC = 67.91
au début du retrait micro :	wE = 20.75	VmsE = 68.43
au début du retrait structural:	wF = 24.27	VmsF = 68.54
au point de saturation macro:	w0 = 31.26	Vms0 = 68.82

Teneurs en eau volumiques, en cm³/100cm³ de sol :

à la limite de retrait :	wA = 19.31 cm ³ /100cm ³
au point d'entrée d'air micro :	wB = 23.86
au point de saturation micro :	wC = 26.79
au début du retrait micro :	wE = 30.32
au début du retrait structural:	wF = 35.41
au point de saturation maximum:	w0 = 45.42

** VOL. PORAUX DE L'ECH. AU PT E (en cm³/100g sol sec et en cm³/100cm³ de sol):

Vol. poral total	= 30.88 cm ³ /100g ... 45.12 cm ³ /100cm ³
Vol. poral macro	= 11.62 cm ³ /100g ... 16.97 cm ³ /100cm ³
Vol. poral micro	= 19.26 cm ³ /100g ... 28.14 cm ³ /100cm ³

** VOL. PORAUX DE L'ECH. SEC (en cm³/100g de sol sec et en cm³/100cm³ de sol):

Vol. poral total	= 28.27 cm ³ /100g ... 42.95 cm ³ /100cm ³
Vol. poral macro	= 13.71 cm ³ /100g ... 20.82 cm ³ /100cm ³
Vol. poral micro	= 14.56 cm ³ /100g ... 22.12 cm ³ /100cm ³

**RESERVES EN EAU ASSOCIEE A LA PHASE ARGILEUSE

(cm³ pour 100g de sol sec et en cm³/100cm³ de sol)

eau inter-agrégats (RFU1)	= 1.49 cm ³ /100g ... 2.17 cm ³ /100cm ³ (= 2.2 mm pour 10cm de sol)
eau intra-agrégats	= 3.36 cm ³ /100g ... 4.92 cm ³ /100cm ³
eau utile (RU)	= 4.85 cm ³ /100g ... 7.09 cm ³ /100cm ³ (= 7.1 mm pour 10cm de sol)

CAPACITE A L'AIR

Capacite a l'air = 10.13 cm³/100g ... 14.80 cm³/100cm³

CONCLUSION

La courbe de retrait offre un cadre explicatif, spécifiquement pédologique, aux notions empiriques de réserves en eau et états hydriques particuliers du sol, utilisées en agronomie pour évaluer les potentialités d'alimentation en eau des plantes par le sol. La courbe de retrait est aussi un cadre de référence pour quantifier les nombreuses propriétés physiques du système sol-eau-air. C'est ce qui fait tout l'intérêt de la « rétractométrie » qui fournit, **en seule expérimentation et sur le même échantillon**, un lot de données caractéristiques et significatives de la structure et des propriétés structurales du sol, base de calcul pour les réserves en eau, les porosités micro et macroscopiques, les états hydriques particuliers (limites d'Atterberg, point de flétrissement, capacité de rétention ...). Autant de caractéristiques obtenues traditionnellement de manière séparée, sur des échantillons différents, dans des tests standardisés, et sans relation avec le fonctionnement structural. Ce lot de données (les paramètres pédo-hydriques) constitue donc une information riche et cohérente sur les propriétés physiques d'un horizon de sol, idéales pour être saisies en banque de données pédologiques.

Cela en fait un outil efficace

- pour un inventaire cartographique des sols
- pour le suivi de la structure et des propriétés structurales du sol sous différents facteurs d'évolution : façon cultural, irrigation, jachère etc...
- pour le calcul des réserves en eau, notamment pour déterminer les doses d'irrigation de manière plus appropriée que par la méthode des pF mesurés à la presse à membrane; méthode standard qui prend difficilement en compte les types de sol.

C'est aussi un outil de recherche en ce sens que le modèle fonctionnel de la structure du sol établi ici doit être approfondi, ses hypothèses étudiées, le rôle de la pression introduit. En effet, une perspective se dessine, celle d'utiliser ce modèle de la structure du sol comme référentiel pour la modélisation dans des disciplines dont le sol est un milieu poral considéré comme une boîte noire, en géotechnique ou en hydrophysique par exemple. La question importante qui est maintenant posée est: ce modèle fonctionnel, établi le plus proche possible de la morphologie fonctionnelle de la « soil fabric » (à l'échelle de la motte d'un horizon), peut-il être utilisé comme support de référence pour la modélisation de $k(\theta)$, $h(\theta)$ et plus généralement pour la modélisation des transferts d'eau et de sels dans le sol ?

BIBLIOGRAPHIE

- BERNDT R. D., COUGHLAN K. J., 1976. The nature of changes in bulk density with water content in cracking clay. *Aust. J. Soil Res.*, 15: 27-37.
- BIAREZ J., FLEUREAU, J. M., ZERHOUNI M., SOEPANDJI B. S., Variation de volume des sols argileux lors des cycles de drainage-humidification. *Revue française de géotechnique*. 41:63-71.
- BOEDT L., VERHEYE W., 1985. Evaluation of profile available water capacity. 1. The conceptual approach. *Pédologie*, 35: 55-65.
- BOIVIN P. 1990. Caractérisation physique des sols sulfatés acides de la vallée de Katouré (Basse Casamance, Sénégal). Coll. études et thèses, ORSTOM ed., Paris. 232p.
- BRAUDEAU E., 1987: Mesure automatique de la rétraction d'échantillons de sol non remaniés. *Sci. du sol*, 25: 85-93.
- BRAUDEAU E., 1988 a. Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sols structurés. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II: 1731-1734.
- BRAUDEAU E., 1988 b. Essai de caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol basé sur l'étude de la courbe de retrait. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II: 1933-1936.
- BRAUDEAU E. 1988 c. Méthode de caractérisation pédo-hydrrique des sols basée sur l'analyse de la courbe de retrait. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 24: 179-189.
- 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. Paris*, t. 316, série II: 685-692.
- BRUAND A., PROST R., 1987: Effect of water content on the fabric of a soil material: an experimental approach. *J. Soil Sci.*, 41: 491-497.
- CHAN K. Y., 1982. Shrinkage characteristics of soil clods from a grey clay under intensive cultivation. *Aust. J. Soil Res.*, 20: 65-68.
- CHRETIEN J., TESSIER D., 1988. Influence du squelette sur les propriétés physiques des sols: hydratation, gonflement et aération. *Sci. du Sol*, 26: 255-268.
- 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, Pédologie, Paris VI.
- CURRIE J. A., 1966. The volume and porosity of soil crumbs. *J. Soil Sci.*, 17: 24-35.
- DANCETTE C., 1973. Principales études de l'IRAT au Sénégal portant sur les caractéristiques hydriques et hydrodynamiques des sols et sur leurs aptitudes à l'irrigation. *L'Agron. Trop.*, 28: 887-893.
- DANCETTE C. 1973. Travaux réalisés par l'IRAT et principales orientations dans le domaine des relations eau - sol - plante. *L'Agron. Trop.*, 28:882-886.
- FÉODOROFF A., Ressuyage du sol et capacité de rétention pour l'eau. *Ann. agron.*, 13: 523-547.
- FIES T. et STENGEL P., 1981. Textural density of natural soils. *Agronomie*, 8:

- FOX W. E. 1963. A study of bulk density and water in a swelling soil. *Soil Sci.*, 98: 307-316.
- HALLAIRE V., 1991. Une méthode d'analyse bidimensionnelle du retrait d'échantillons naturels de sol. *Sci. du Sol*, 29: 147-158.
- HENIN S., GRAS R., MONNIER G., 1969. Le profil cultural. Masson & Cie Editeurs.
- LAURITZEN C. W. STEWART A. J., 1941. Soil volume changes and accompanying moisture and pore-space relationships. *Soil Sci. Soc. Proceed.* 6: 113-116.
- LOW P. F., 1987. The clay water interface. Proceedings of the International Clay Conference, Denver, 1985. The Clay Minerals Society, Bloomington, Indiana: 247-256.
- MAPANGUI A., 1992. Etude de l'organisation et du comportement de sols ferrallitiques argileux de la Vallée du Niari (Congo). Conséquences sur l'évolution physique sous culture du manioc en mécanisé depuis 15 ans. Thèse de doctorat, Pédologie, Paris VI.
- Mc GARRY D., DANIELLS I.G., 1987. Shrinkage curve indices to cultivation effects on soil structure of a vertisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51: 1575-1580.
- Mc GARRY D., MALAFANT K. W. J., 1987. The analysis of volume change in unconfined units of soils. *Soil Sc. Soc. Am. J.*, 51: 290-297.
- MILLER S. A., MAZURAK A. P., 1955. An Evaluation of permanent-wilting percentage, 15-atmosphere moisture percentage, and hygroscopic coefficient of three soils in Eastern Nebraska. *Soil Sci. Soc. Am. proc.*, 19: 260-263.
- MONNIER G., STENGEL P., FIES I. C., 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité. *Ann. Agron.*, 24, 5:
- MUSY A., SOUTTER M., 1991. Physique du sol. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, Suisse.
- PROST R. 1990. Relations eau-argile: structure et gonflement des matériaux argileux. *In* : Matériaux argileux, structure, propriétés et applications, A. DECARREAU (ed.), Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, GFA, Paris:345-386.
- REEVE M. J., HALL D. G. M., 1978. Shrinkage in clayey subsoils of contrasting structure. *J. Soil Sci.*, 29: 315-323.
- RICHARDS L. A., 1954. Diagnosis and improvement of saline and alcalis soils. USDA. Hand book N°60.
- ROBAIN H. et CURMI P., 1986. Rôle de la structure pédologique sur le comportement hydrique du sol aux faibles pF. *C. R. Acad. Sc. Paris, sér. II*, 303: 509-514.
- 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: 27-51.
- STENGEL P., 1981. Relation entre le retrait et le potentiel de l'eau dans des mélanges smectite-limon. *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, 293: 465-468.
- STOOPS G. et JONGERIUS A., 1975. Proposal for micromorphological classification on soil materials. *Geoderma*, 13: 188-199.

- SHEIN Y. V., BEREZIN P. N., GUIIMA I. I., 1988. Differential porosity of soils. Soviet Soil Sci., 20: 106-117.
- TARIQ A., DURNFORD D. S., 1993. Soil volumetric shrinkage measurements: a simple method. Soil Sci., 155: 325-330.
- 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.
- TARIQ A., DURNFORD D. S., 1993. Analytical volume change model for swelling clay soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 57: 1183-1187.
- TESSIER D. 1978. Etude de l'organisation des argiles. Evolution au cours de la dessiccation. Ann. Agron. 29: 319-355.
- TESSIER D. 1980. Sur la signification de la limite retrait dans les argiles. Cr. Acad. Sci., sér. D, Paris, 391: 377-380.
- 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.
- YONG R. N., WARKENTIN B. P., 1975. Soil properties and behaviour. Elsevier, New York. 449 p.
- WIRES K.C., ZEBCHUK W. D., TOPP G. C., 1987. Porosity and volume changes in a structured silt-loam soil during drying. Can. J. Soil Sci., 67: 905-917.
- YULE D. F., RITCHIE J. T., 1980. Soil shrinkage relationships of Texas vertisols. Soil Sci. Soc. Am. J., 44 : 1285-1291.