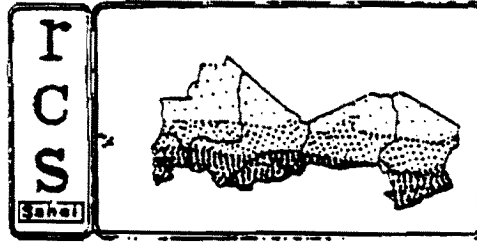


ORSTOM



Atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère

Mbour, 30 Novembre - 10 Décembre 1992

La structure du sol, son interaction avec l'eau.
Aspects qualitatifs et quantitatifs.

Par Erik Braudeau, Pédologie, ORSTOM Dakar

L'eau et la structure du sol

Il est bien établi que le transfert de l'eau dans le sol est régi par les lois de la Mécanique des Milieux Continus; les équations de transfert sont les mêmes que celles utilisées pour décrire la propagation de la chaleur, ou de l'électricité dans un conducteur. Cependant, les outils mathématiques qui ont été développés pour l'étude de l'hydrodynamique du sol partiellement désaturé, sont basées sur des hypothèses très réductrices de la nature du sol: entre autres, celles qui définissent le milieu sol comme un milieu poreux **homogène, indéformable et inerte**.

Or à l'évidence, ce qui caractérise le sol, c'est de n'être ni tout à fait homogène, ni inerte et encore moins indéformable, et ceci à des nuances qu'il convient de préciser, car en fait ce sont des caractéristiques de la structure du sol dont il faut tenir compte pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique du sol, et les mécanismes de rétention d'eau et d'air. Mais les prendre en compte complique nettement l'application directe de la théorie aux sols en situation sur le terrain, c'est pourquoi elles sont très souvent négligées.

En ce qui concerne l'homogénéité, elle dépend bien évidemment de l'échelle d'observation. La structure du sol possède en effet la propriété d'être organisée en plusieurs niveaux hiérarchisés: de l'amas de particules d'argiles à l'agrégat, puis à la motte de sol, l'horizon etc..: à chaque niveau d'organisation correspond en principe un volume de sol répondant au critère d'homogénéité macroscopique de la mécanique des milieux continus.

Quant à la déformation du sol, de sa structure, elle provient surtout de l'interaction des composants fins, argile hydroxydes amorphes, matière organique ... avec l'eau. Connaissant les propriétés de gonflement retrait de l'argile, on conçoit bien que la variation de volume s'effectue en premier

lieu au niveau microscopique, par adsorption de l'eau dans le plasma argileux (ou désorption pour le retrait), et se répercute de manière plus ou moins estompée à chaque niveau d'organisation de la structure, jusqu'au sol en place: celui-ci peut ne présenter aucune variation de volume au niveau macroscopique sur le terrain, alors qu'une forte variation de volume du plasma argileux se produise avec la teneur en eau au niveau microscopique; c'est une propriété importante de la structure du sol que nous verrons plus en détail par la suite.

Ces deux propriétés: organisation hiérarchisée et variation volumique des organisations par interaction entre l'eau et le plasma argileux, sont deux aspects complémentaires et inséparables de la structure du sol. Connues depuis longtemps de manière qualitative (Kubiena 1938, Brewer 1964) il est toujours à l'heure actuelle difficile de les mesurer, ou quantifier. Elles sont à l'origine de nombreuses caractéristiques physiques des sols, reconnues souvent empiriquement. Ce sont par exemple:

des états hydriques particuliers :

humidité à la capacité au champ

humidité au point de flétrissement

des réserves en eau particulières:

la REU, réserve en eau facilement utilisable

la RU, réserve en eau utile

des états mécaniques particuliers:

état plastique

état friable

état semi-friable

état dur et cassant

Ces deux aspects morphologique et dynamique de la structure du sol sont présentés ici, en prenant pour base respectivement les résultats obtenus en micromorphologie des sols sur lame mince , et ceux obtenus en rétractométrie (courbe de retrait) .

1°) Morphologie du sol

Pendant longtemps on a confondu structure du sol avec morphologie du sol, oubliant l'aspect dynamique de celle-ci.

La structure du sol a été définie par Brewer en 1964 comme la "constitution physique d'un matériau sol, exprimé par la taille, la forme et l'arrangement de particules solides et de vides; incluant à la fois les particules primaires qui forment les particules composées, et les particules composées elles-mêmes".

Du fait des propriétés d'agrégation de l'argile, l'assemblage (= fabric) n'est généralement pas un simple empilement des particules primaires: mais se présente plutôt sous une forme agrégée, stable, à plusieurs niveaux d'organisation, produite au cours du temps sous l'influence de nombreux facteurs pédogénétiques (pH; humidité, hydroxydes, MO..).

A l'échelle du terrain, la structure du sol est appréhendée par l'observation d'un profil: on distingue généralement des horizons qui sont des volumes de sols horizontaux qui apparaissent homogènes du point de vue morphologique (essentiellement la couleur et la structure). Si un réseau de fentes ou de fissures est observable, il constitue un niveau d'observation dont on peut mesurer l'échelle: les descriptions des pédologues font état de cette échelle (très fine, fine, grossière, très grossière). Un sous-réseau de fissures peut éventuellement être observé; on parle alors de sous structure; la morphologie des éléments structuraux délimités par ce deuxième réseau définit là encore un deuxième niveau d'observation; et ainsi de suite jusqu'aux arrangement primaires entre particules du sol.

L'étude micromorphologique en lame mince permet d'observer les premiers niveaux de l'arrangement textural. Après Kubiena (1938), Brewer (1964) proposa une typologie des assemblages (fabric) rencontrés et mis sur pied toute nomenclature appropriée à l'analyse micromorphologique des sols sur lame mince. Plus tard, Stoops et Jongerius (1975) proposèrent une classification des différentes formes d'assemblage rencontrées (fig2): cette

classification, exhaustive à cette échelle d'organisation, est basée sur la reconnaissance d'une répartition entre éléments grossiers (sables) et amas de particules fines. Elle ne fait que généraliser, en la rendant moins contraignante, la notion de squelette sableux et plasma argileux introduite par Kubiena (1938). Kubiena faisait intervenir en plus l'idée de stabilité imposé par le squelette, relativement aux propriétés de déformation du plasma argileux. Des synthèses récentes ont réactualisés ces systèmes de description (3).

Ce qu'il nous apparaît important de retenir ici est que :

- a) la structure du sol, à l'échelle de la lame mince, apparaît nettement bimodale , avec une microporosité associée au plasma argileux, et une porosité d'assemblage constituée de l'espace inter-grains (agrégats argileux, squelette sableux).
- b) la représentation graphique des différents mode d'assemblage donnée par Stoops et Jongerius montre une partition des sols en deux grandes classes: des sols dont les particules grossières sont jointives, au dessus de la surface (A), et au dessous, ceux dont les particules grossières sont "noyés" dans le plasma argileux (arrangement porphyric). Cette partition nous intéresse directement ici, car elle différencie les sols macroscopiquement incompressibles aux différentes teneurs en eau, de ceux qui sont susceptibles de l'être, ayant un arrangement porphyric de leurs particules.

Cette distinction entre deux grandes classes de sol est confortée par Brewer (1979) qui, mettant en évidence au niveau de la lame mince, la relation entre les différentes formes d'assemblage et la texture granulométrique (fig3), nous montre en même temps que la surface (A) précédente correspond à un pourcentage (argile + limons) aux environs de 10 %.

C'est à peu près les limites en taux d'argile que nous constatons par mesure directe du retrait d'échantillons de sol en dessèchement (7,8), pour observer un retrait.

Cependant, une grande limitation de la micromorphologie est de n'avoir pu observer des échantillons de sol qu'à l'état sec. On n'avait donc pas accès à l'étude de la déformation du plasma

argileux et des pores en fonction de la teneur en eau jusqu'à une époque récente où de nouvelles techniques d'imprégnation permirent de conserver l'état structural de l'échantillon à un état d'humidité donné (Tessier et al. 1980). On commence à obtenir de nombreux renseignements sur la façon dont les différentes argiles gonflent ou se rétractent en interaction avec l'eau (fig.4), et il devient intéressant de confronter ces observations aux données expérimentales de la courbe de retrait.

II Dynamique de la structure.

II-1 Propriétés de gonflement-retrait de l'argile.

La courbe de retrait de l'argile est une donnée essentielle de ses propriétés de gonflement-retrait par absorption ou désorption d'eau. Elle représente la variation de volume massique d'une pâte saturée d'argile en dessèchement, en fonction de la teneur en eau. Les caractéristiques qui se lisent sur cette courbes (fig 5 et 6), sont:

- le point d'entrée d'air AE
- la limite de retrait SL
- le maximum de gonflement, s'il existe, c'est à dire sa capacité d'absorption d'eau.

Ces caractéristiques varient évidemment avec la pression externe et sont considérées ici à la pression atmosphérique.

En se référant au graphique (fig4), on comprend aisément que le point d'entrée d'air dans l'argile dépend de la forme de ses particules et l'encombrement qui en résulte. Il se situe à 30% de teneur en eau pour la kaolinite, et aux environs de 10% pour l'illite (échantillon d'argile de la Vallée du Fleuve Sénégal). Il en est de même pour la limite de retrait, certaines argiles comme les smectites n'en ont pas. Par contre la capacité de gonflement de l'argile, c'est à dire sa capacité à absorber l'eau dépendra plutôt de sa nature minéralogique, des cations échangeables, des conditions physico-chimiques environnantes.

II-2 Courbe de retrait d'un échantillon de sol

Le niveau d'observation est maintenant celui de la motte de sol, de 50 à 100 cm³. A cette échelle, dans la plupart des cas, il est possible de prélever dans un horizon de sol suffisamment épais, un échantillon homogène, dont la structure conservée est représentative de cet horizon.

Le niveau de structure apparent de l'échantillon est soit

- a) l'assemblage porphyric primaire, c'est à dire massif, sans structure apparente (en général, limon + argile)
- b) l'assemblage plasma/squelette primaire, l'échantillon est sableux, massif sans structure apparente;
- c) l'assemblage d'agrégats: une structure agrégée est apparente, la taille des éléments ne dépassant pas 5mm.

La grande majorité des sols rentrent dans ces trois catégories.

Nous parlerons surtout des deux derniers dont la courbe de retrait est de

forme sigmoïdale. La figure 7 nous montre une telle courbe ainsi que la courbe de retrait de la phase argileuse correspondante, que l'on calcule à partir de la courbe globale en faisant les hypothèses suivantes (8):

AE est le point d'entrée d'air dans la phase argileuse

MS le point au maximum de gonflement de la phase argileuse

et la relation:

$$dv = Kb dv_{\mu} + Kst d\theta_m$$

θ_m étant l'eau extérieure à la phase argileuse, contenue dans la porosité s'assemblage, v_{μ} le volume massique de la phase argileuse, Kb et Kst , les pentes des parties linéaires de la courbe de retrait: principal (basic) ,et structural.

La figure 8 est une représentation graphique du modèle de fonctionnement structural du sol en fonction de la teneur en eau (Braudeau et Touma 1993). Elle définit un certain nombre de grandeurs descriptives de la structure du sol et de son fonctionnement.

III - Applications

La courbe de retrait synthétise un grand nombre d'informations sur la structure du sol et la variation de son système poral en fonction de la teneur en eau ((8) à (14)). Il est possible de modéliser cette variation volumique de la structure du sol en accord avec le modèle morphologique en systèmes d'organisation hiérarchisés, ce qui ouvre la voie à une caractérisation quantitative de la structure du sol.

Cette modélisation nous permet de définir les notions de réserves en eau, capacité à l'air, et de les référencer à la courbe de retrait (fig 9).

Il en est de même des états d'humidité et états mécaniques du sol (fig 10). La notion de régime pédohydrigue se conçoit alors facilement comme étant le cycle annuel de l'eau dans le sol replacé sur la courbe de retrait, dans les différents domaines pédohydrigues définis par elle.

Bibliographie:

- (1) "Advances in Soil Structure" , 1991, Special issue: Australian J. Soil RES. 29 (6), 697-956.
- (2) Coughlan K.J., D.McGarry, R.J. Loch, B. Bridge and D. Smith, 1991; The measurement of soil structure Aust. J Soil RES. 29(6), 869-890.
- (3) Brewer and J.R. Sleeman 1988, "Soil Structure and Fabric" (CSRIO Aust.; Adelaïde).
- (3) Bulbock, P., N. Feodoroff, A. Jungerius, G. Stoops, T. Tursina 1985; "Handbook for soil thin section description" (Waine Reseach Publicatio: Wolverhampton U.K.).
- (4) Brewer R. 1964. Fabric and Mineral Analysis of soils. (Wiley, New York N.Y.)
- (5) Brewer R. 1970. Relationships between particles size, fabric and others factors in some Australian Soils. Aust. J. Soil Res., 17,29-41.
- (6) G. Stoops and A. Jongerius 1975. Proposal for micromorphological classificatio of soil materials. Geoderma 13,188-199.

(7) Oades and A.G. Waters, 1991. Aggregate hierarchy in soils. Aust. J. Soil Res., 29, 815-828.

(8) Braudeau and J. Touma 1993. Modelling shrinkage of unconfined structured soil cores. soumis à Journal of Soil Science.

(1) Mc Garry D., 1988: Quantification of the effects of zero and mechanical tillage on a vertisol by using shrinkage curve indices. Austr. J. Soil Res., 26:537-542.

(9) Mc Garry D. and I.G. Daniells, 1987: Shrinkage curve indices to quantify cultivation effects on soil structure of a vertisol. Soil Sci. Soc. Am. J., 51:1575-1580.

(10) Reeve M.J. and D.G.M. Hall, 1978: Shrinkage in clayey subsoils of contrasting structure. J. Soil Sci., 29:315-

(11) Coughlan K.J., D.McGarry, R.J. Loch, B. Bridge and D. Smith, 1991;The measurement of soil structure Aust. J Soil RES. 29(6), 869-890.

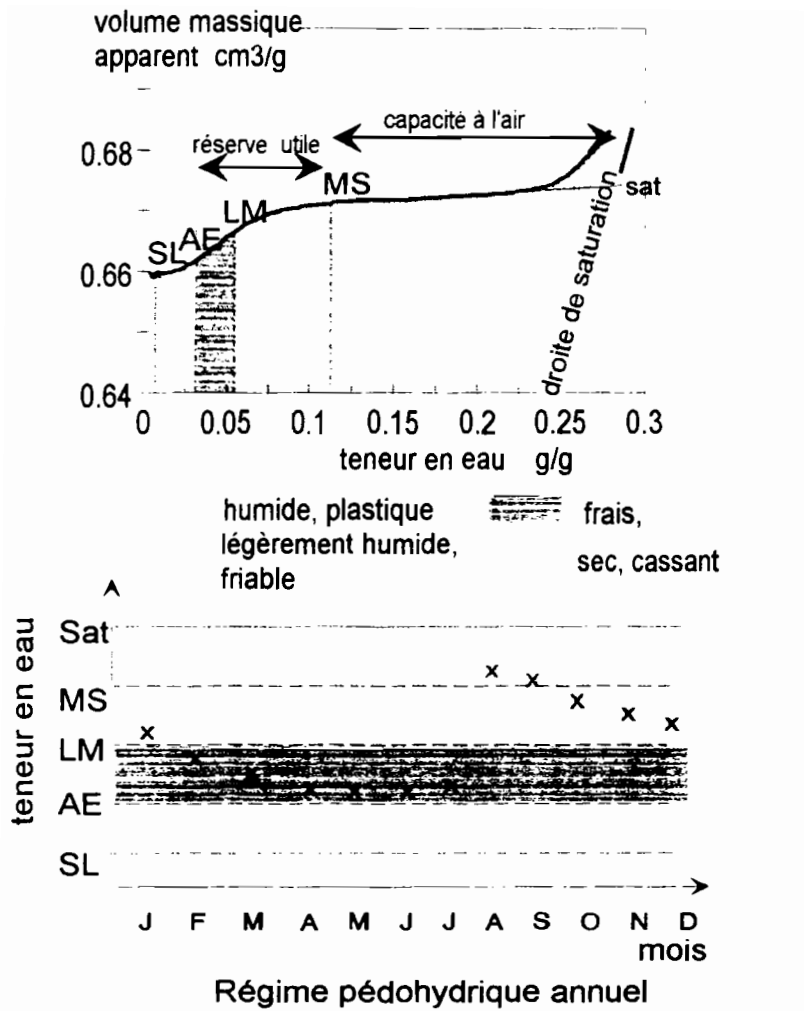
(12) Braudeau E. 1988, Methode de caractérisation pédohydrrique des sols. Cah. ORSTOM, série Pédol.,20/3, 179-189.

(13) Braudeau E., 1988, Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sol structurés. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 307,série II, 1731-1734.

(13) Braudeau E.,1988b, 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, t. 307,série II, 1933-1936.

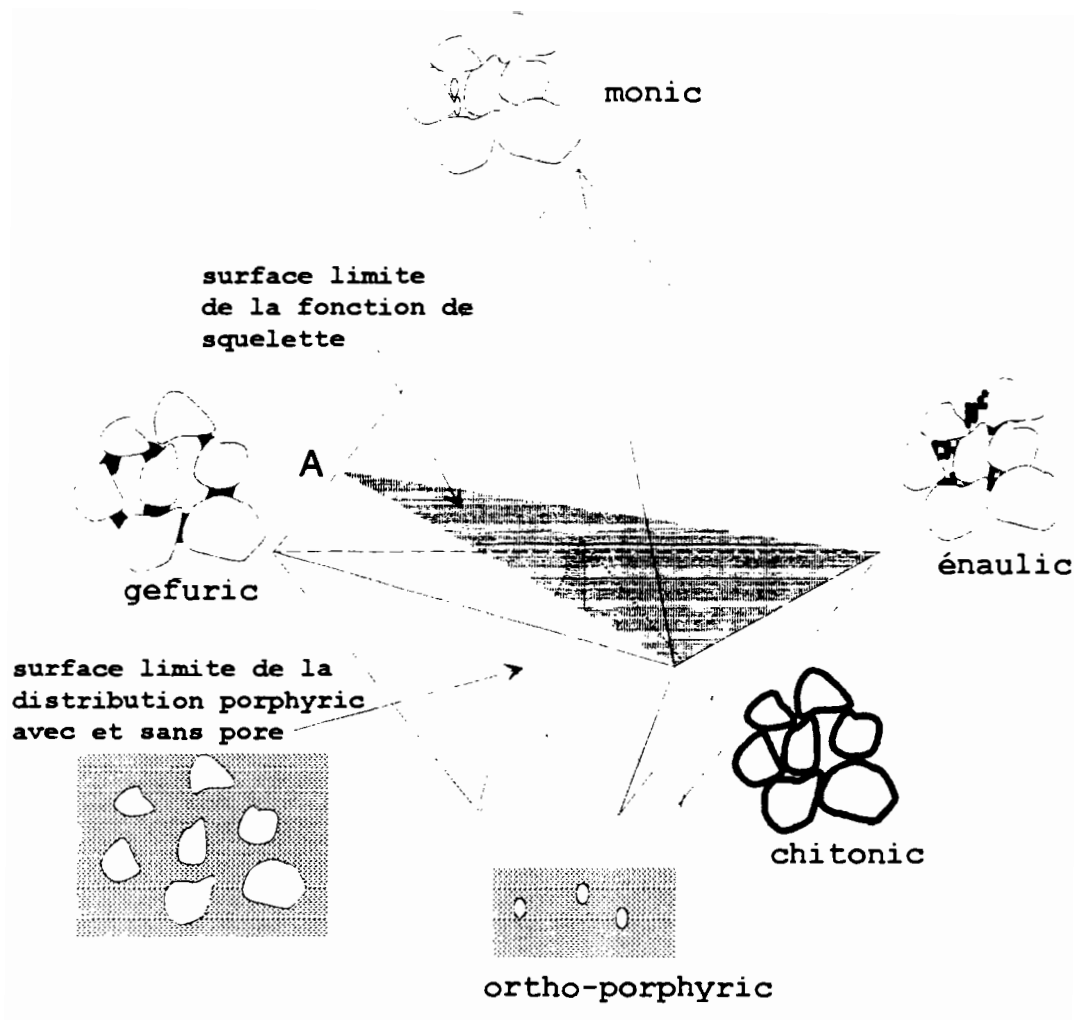
(14) Braudeau E. et A. Bruand, 1993, Détermination de la courbe de retrait de la phase argileuse à partir de la courbe de retrait établie sur échantillon de

sol non rermanié- Application à une séquence de sol de Côte d'Ivoire. C.
Rend. Ac. Sc. Paris, série II.



Exemple: courbe de retrait d'un sol ferrugineux de Bambey (10% d'argile)

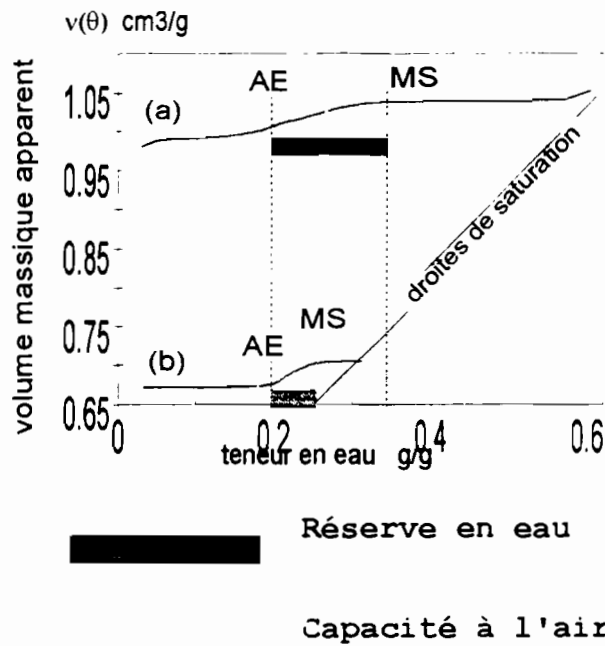
fig-10: Choix de la courbe de retrait comme référentiel des états hydriques et mécaniques du sol.



D'après G. STOOPS and A. JUNGERIUS
(1975)

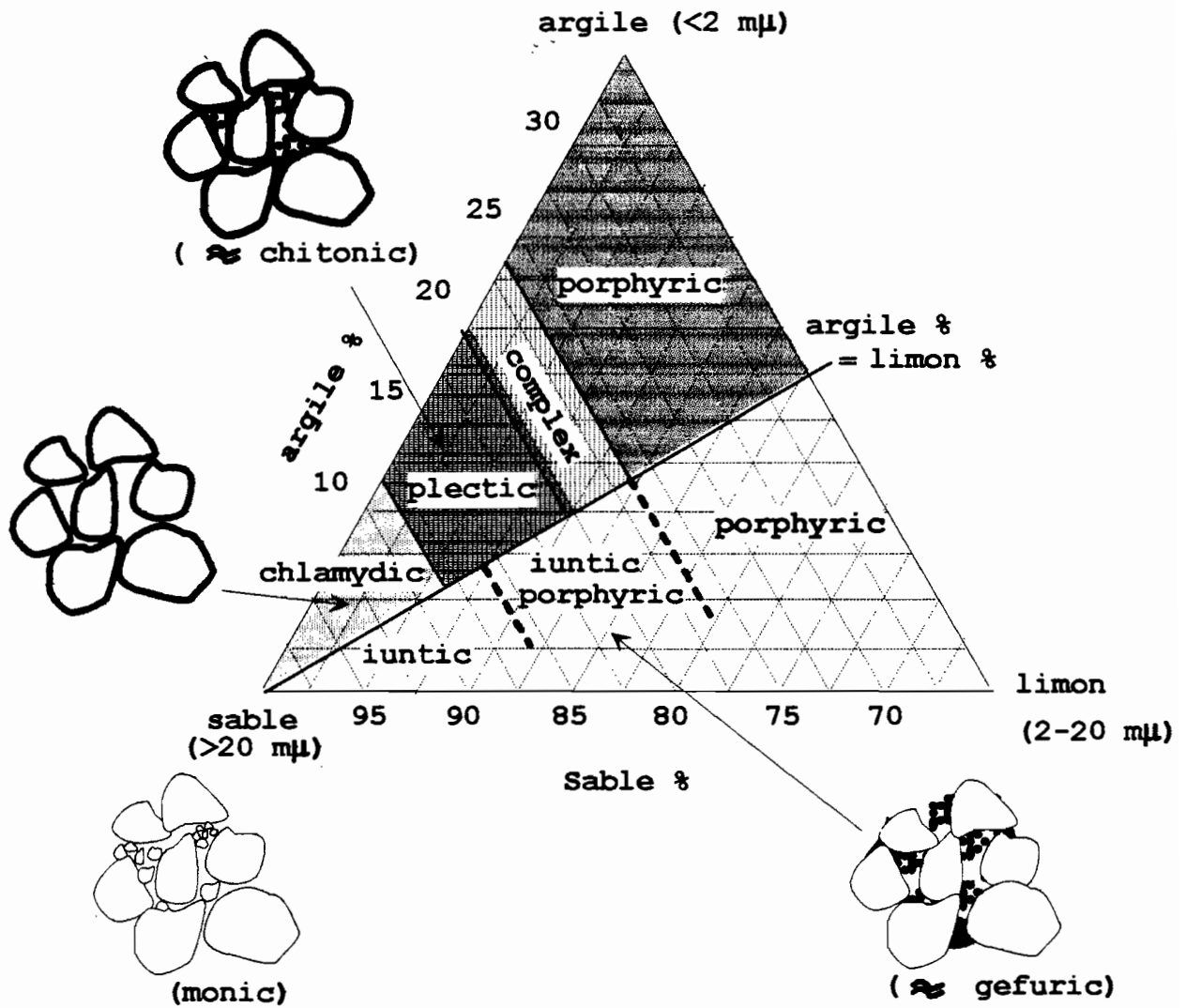
fig-2) Diagramme montrant les
caractéristiques spécifiques des 5 types de
distribution de base:
grains du squelette / particules fines

Sols ferrallitiques du Congo (Vallée du Niari)



- (a) horizon humifère (10cm), 43% argile, 5% M.O
- (b) horizon AB (25cm), 50% argile

fig-9 Représentation sur la courbe de retrait de la réserve en eau et de la capacité à l'air de deux sols ferrallitiques du Congo



D'après R. BREWER (1979)

fig-3) Relation entre le type d'assemblage plasma/squelette (Fabric) et la texture

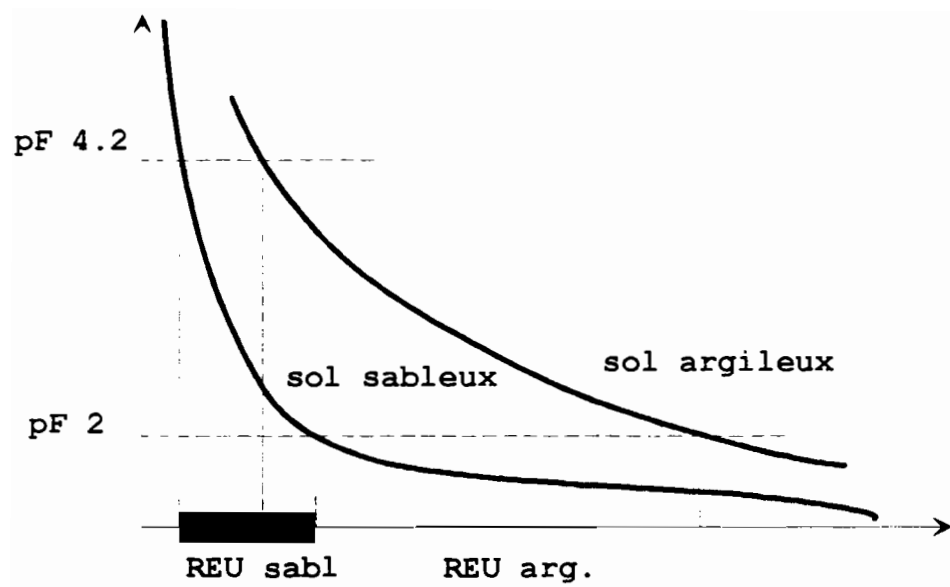
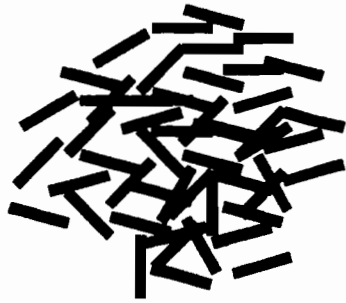
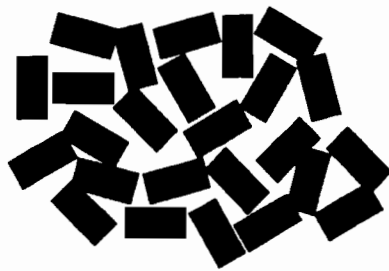


fig 1) Réserves en eau utile (EU) comparées d'un sol sableux et d'un sol argileux



Ca illite

Pores de ~ 10 nm



kaolinite

pores de ~ 100 nm

Représentation schématique de
l'arrangement de deux argiles.

d'après Oades (1987)

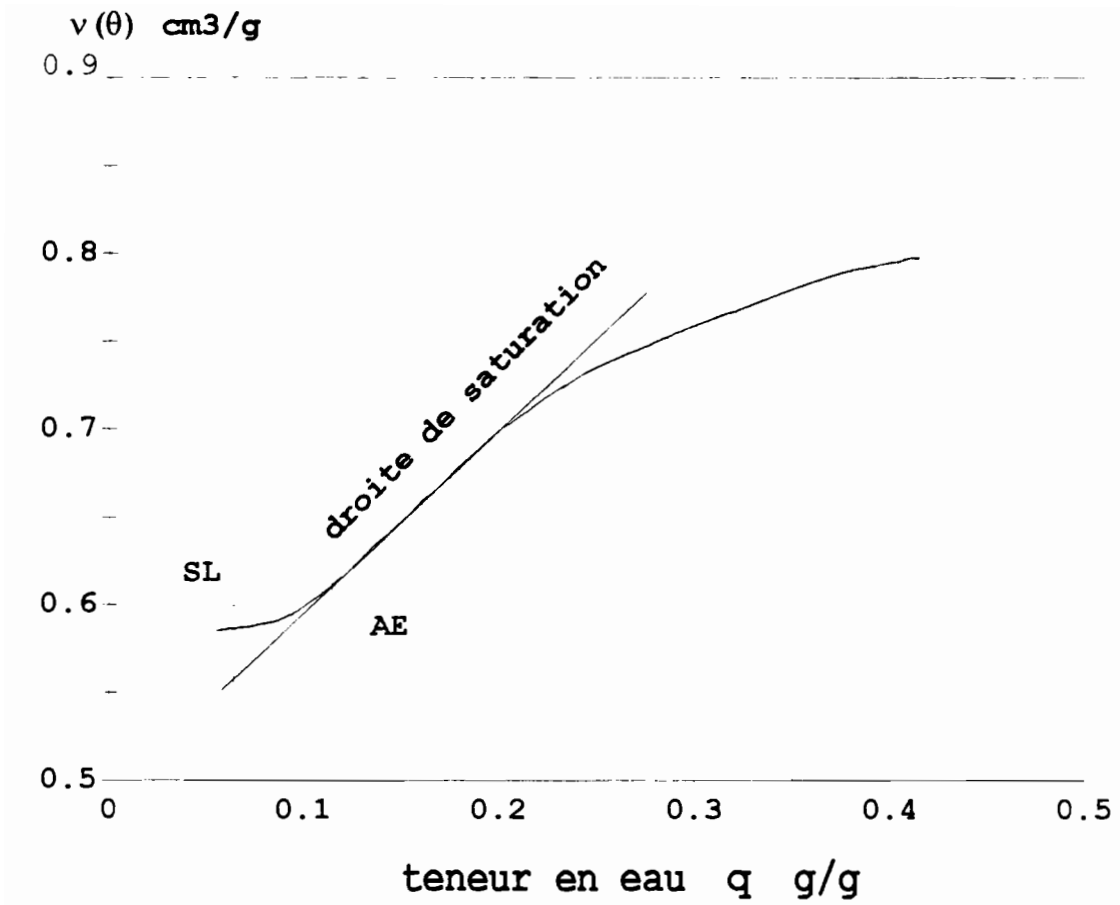
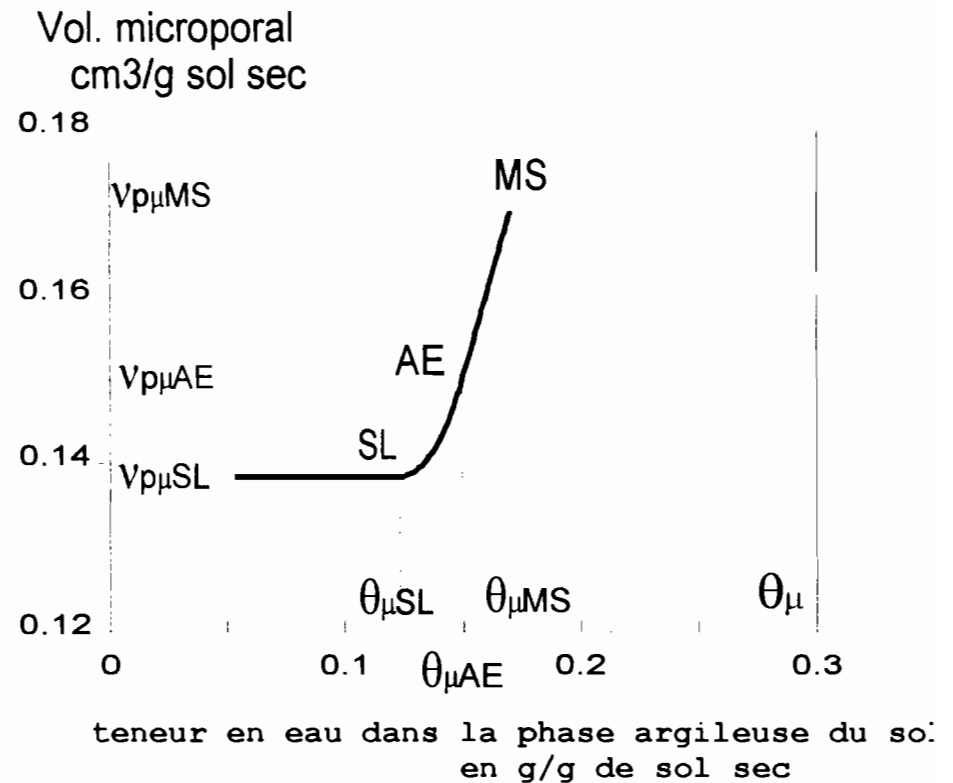
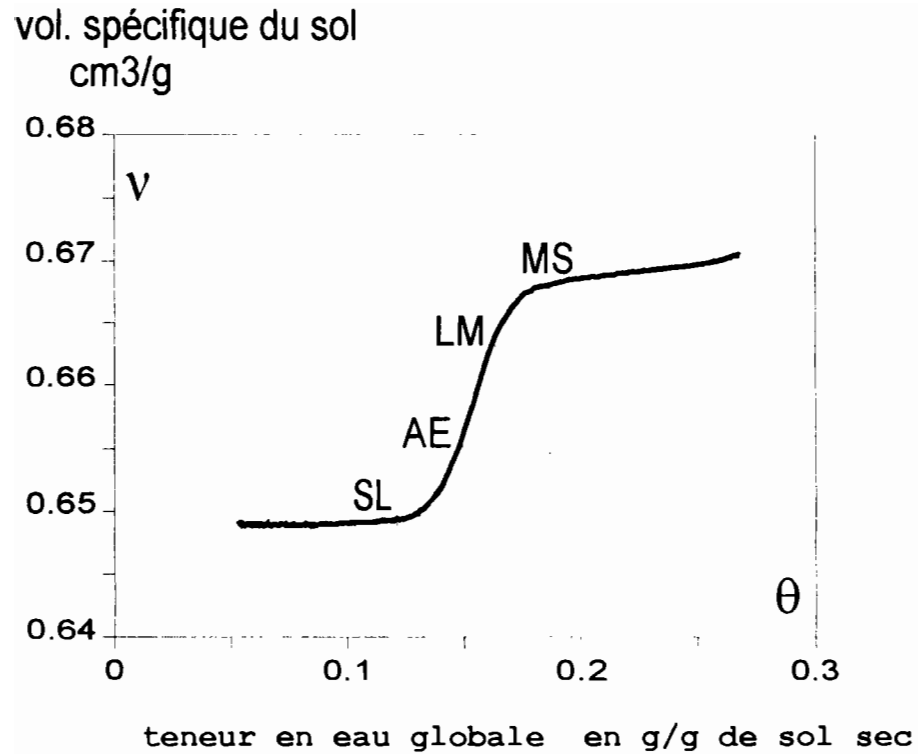
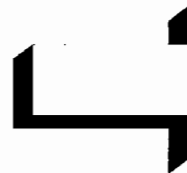


fig-6) courbe de retrait d'une argile (70%) de la vallée du fleuve sénégal (riche en illite)



Courbe de retrait global
de l'échantillon de sol



Courbe de retrait de la phase
argileuse du sol

fig 7) déduction de la courbe de retrait de l'argile du sol à partir de la courbe de retrait globale d'un échantillon de sol.

