

COMPORTEMENT ET ORGANISATION DES PÂTES D'ARGILES. IMPORTANCE DES CYCLES DE DESSICCATION-HUMECTATION

Daniel TESSIER¹ et Michel GRIMALDI²

RÉSUMÉ — L'étude de l'adsorption d'eau aux très fortes activités doit prendre en compte les différents niveaux d'organisation du solide : le feuillet élémentaire, les cristallites, les particules (agrégats de cristallites) et les assemblages de particules ; la macroporosité a aussi une importance prépondérante. L'hydratation sous activité d'eau contrôlée s'étudie à l'aide de presses à membrane pour les fortes activités ($>0,98$), à l'aide de dispositifs d'ultrafiltration pour les activités plus faibles. Les variations de volume en fonction du contenu en eau donnent la courbe de retrait : le volume poral et la contrainte hydrique au point d'entrée d'air sont fonction de la nature de l'argile. Le gonflement de solides lamellaires rigides à forte cohésion (kaolinite, illite) diminue après un séchage même partiel. Ce comportement dépend peu de la salinité et de la nature des cations compensateurs. Habituellement ce genre de matériau est mécaniquement instable et, lors d'une réhydratation soudaine, ils tendent à exploser ; la présence de liants organiques ou minéraux augmente la stabilité. Pour les solides flexueux à faible cohésion, la situation est différente. Une montmorillonite sodique montre un gonflement presque réversible alors que l'aptitude au gonflement d'une montmorillonite calcique diminue après un séchage même partiel. Cette différence de comportement est due à une différence dans l'empilement des feuillets. La microstructure d'une smectite dépend aussi de son histoire énergétique. Le spectre poral peut être analysé par perméamétrie au mercure. On montre que la dégradation des sols sous des effets mécaniques ou par diminution de leur contenu en matière organique affecte non seulement la macroporosité (1-100 μm) mais aussi la porosité intercrystalline.

Gonflement, Argiles, Activité de l'eau, Cycles dessiccation-humectation, Microstructure, Smectites, Kaolinite, Illite

Behavior and structure of clay pastes. Role of dehydration-rehydration cycles

ABSTRACT — The water adsorption to very high activities has to be studied considering the different levels of organization of the solid : the elementary sheet, the crystallites, the particles (aggregates of cristallites) and the assemblies of particles ; the macroporosity also plays an outstanding role. Hydration under controlled water activity can be studied using membrane presses for high activities ($>0,98$), using ultrafiltration devices for lower activities. Plotting the volume variation as a function of the water content leads to the shrinkage curve : the poral volume and the hydric stress at air penetration point depend on the nature of the clay. The swelling of strongly cohesive lamellar solids (kaolinite, illite) decreases after drying even partial. This behavior is nearly independent of the salinity and of the nature of compensating cations. Usually, such materials are unstable and in the case of a sudden rehydration, they tend to burst ; the presence of organic or inorganic binders increases the stability. The case of flexuous weakly cohesive solids is different. A sodic montmorillonite has a quasi-reversible swelling though the swelling power of a calcic montmorillonite diminishes after a first drying, even partial. These different behaviors are due to differences in sheets stacking. The microstructure of a smectite also depends on the history of the applied stresses. The pores distribution can be analyzed using mercury permeability. It is shown that the soil degradation by mechanical effect or by a decrease of the organic matter amount does not only affect the macroporosity (1-100 μm) but also the intercrystalline porosity.

Swelling, Clays, Water activity, Dehydration-rehydration cycles, Microstructure, Smectites, Kaolinite, Illite

¹ Science du Sol, INRA, 78026 Versailles, France.

² ORSTOM, 213 rue Lafayette, 75480 Paris, France.

INTRODUCTION

Les argiles sont caractérisées avant tout par leur petite taille, un faciès lamellaire et par la présence d'une forte charge électrique superficielle. L'une des propriétés communes à toutes les argiles réside dans leur aptitude à absorber de fortes quantités d'eau. Il en résulte généralement un gonflement macroscopique et des propriétés rhéologiques conduisant à des états fortement plastiques, voire à des pâtes et à des gels.

Dans leur état fortement hydraté les matériaux argileux trouvent de nombreuses applications dans l'industrie, par exemple la fonderie, les techniques de forage ou encore l'élaboration de barrières ouvragées dans le stockage des déchets. Dans la nature, les argiles sont présentes dans tous les sols et les fortes hydratations correspondent à leur état "normal d'hydratation". L'énergie de rétention de l'eau est alors faible et donc compatible avec l'activité biologique. Cette condition est nécessaire pour le développement des plantes, des bactéries, des champignons et des êtres vivants supérieurs (vers de terre, insectes fouisseurs, etc.).

Une grande partie des propriétés des argiles repose sur l'aptitude à retenir de l'eau. Aussi, dans l'étude du mécanisme de l'hydratation et du gonflement, est-il généralement fait très souvent référence à l'insertion d'eau entre les feuillets. Déjà MERING en 1946 avait pu montrer que, même dans le cas des montmorillonites calciques, 90 % du gonflement peut être dû au remplissage d'espaces beaucoup plus grands que les espaces strictement interlamellaires. TESSIER (1984) a montré que le mécanisme de l'hydratation fait alors intervenir des pores et des niveaux d'organisation beaucoup plus macroscopiques, en particulier des espaces intercrystallites ainsi que des espaces inter-agrégats de cristallites.

Dans cet article, le comportement et l'organisation des pâtes d'argiles, mais aussi d'échantillons naturels non perturbés, notamment en fonction de cycles de dessiccation-humectation, seront examinés. Nous donnerons d'abord une typologie des grands types d'organisations. Nous examinerons ensuite les principaux types de comportement et les organisations des pâtes. Enfin nous montrerons, à l'aide d'études du spectre poral, sur quelles bases la relation entre l'organisation et le comportement macroscopique d'échantillons naturels des sols ou des matériaux d'origine variée peut être établie.

I – GRANDS TYPES D'ORGANISATIONS DES ARGILES

Pour la plupart des argiles, l'absorption d'eau aux très fortes activités ne peut être interprétée qu'en prenant en compte des niveaux d'organisation allant de l'échelle du feuillet, donc nanométrique, jusqu'à l'échelle macroscopique.

1. Les feuillets

Il existe deux grands types d'argiles à faciès lamellaire : les argiles 2:1 (Te-Oc-Te) et les argiles 1:1 (Te-Oc). Dans chacun de ces grands types d'argiles les feuillets peuvent avoir des extensions dans le plan ab et des formes très différentes. La planche I permet de comparer l'extension des feuillets d'une montmorillonite grecque (Pl. I, a) et d'une smectite synthétique comme la laponite (Pl. I, b). Leur examen montre que la taille des feuillets peut aller de 10 nm à quelques μm environ. D'après TOURET *et al.* (1990), ainsi que TESSIER (1991), ce sont les montmorillonites de relativement basse charge, non ferrifères, qui possèdent les feuillets les plus grands. L'absence de fer dans le réseau cristallin apparaît aussi une condition nécessaire à l'obtention d'un grand développement dans le plan des feuillets de kaolinite (TANDY *et al.*, 1990).

2. Les cristallites

Dans les argiles naturelles les observations au microscope électronique à transmission (MET) et les données de diffraction et de diffusion aux petits angles des rayons X indiquent que les feuillets se présentent rarement de façon isolée dans un matériau. La superposition face à face de plusieurs feuillets, à une distance généralement homogène sur une grande partie de leur longueur, conduit au cristallite. L'ordre dans l'empilement des feuillets suivant le plan *ab* est en revanche fonction de la valeur et de la localisation de la charge électrique (SUQUET et PEZERAT, 1987 ; STUCKI et TESSIER, 1992), mais il est surtout susceptible de changer en fonction des cations échangeables et de la concentration de la solution (TESSIER, 1990). Remarquons qu'à côté du faciès planaire, commun à la plupart des argiles phylliteuses, les halloysites présentent généralement des faciès granulaires et cylindriques (Pl. I, c).

3. Les agrégats de cristallites ; notion de particule argileuse

Dans la plupart des matériaux argileux, même en utilisant un dispersant très efficace, le microscope électronique à balayage (MEB) ne permet généralement d'observer que des particules beaucoup plus macroscopiques que les cristallites eux-mêmes et qui sont en fait des agrégats de cristallites. Chez les minéraux 2:1 des sols ou des sédiments, la taille des particules atteint souvent $2\ \mu\text{m}$ et leur épaisseur peut dépasser $0,2\ \mu\text{m}$. Pour les matériaux 1:1, ces agrégats ou domaines (AYLMORE et QUIRK, 1971) peuvent même atteindre une taille de $50\ \mu\text{m}$. Seul le MET permet de décrire dans le détail la disposition des cristallites qui est toujours grossièrement face à face.

Des liants et ciments d'origine minérale (oxydes de fer de type goethite par exemple ; Pl. I, d), ou des constituants organiques (polysaccharides par exemple), peuvent participer à la stabilité de l'agrégat (CHENU, 1989). Cependant, dans les sols et les sédiments, les particules observées sont très souvent un produit de la désagrégation du matériau parental. L'organisation interne des particules argileuses conserve alors largement la microstructure initiale de la roche.

4. Arrangement des particules

L'une des caractéristiques fondamentales des argiles réside dans leur aptitude à s'hydrater dans un large domaine énergétique. Il a été montré par de nombreux auteurs que la réorganisation des particules, au cours de cycles de dessiccation-humectation, est un aspect essentiel du mécanisme du gonflement. Seules des techniques appropriées à l'étude des matériaux aux forts états d'hydratation comme la diffraction et la diffusion aux petits angles des rayons X, ou des méthodes de préparation visant à préserver la microstructure, permettent d'observer au MEB et au MET l'arrangement des pâtes (TESSIER et BERRIER, 1979 ; TESSIER, 1987).

Pour le MEB on utilise généralement les méthodes de congélation-lyophilisation et du point critique. Pour le MET l'eau peut être remplacée par des solvants et finalement une résine époxy (TESSIER, 1984).

5. Organisations submacroscopiques à macroscopiques

Dans les sols, la présence de pores d'échelle millimétrique est souvent liée à l'action des êtres vivants (racines, vers de terre, termites ou encore champignons) ou encore à des effets purement mécaniques comme les plans de cisaillement avec des surfaces de glissement ("sliken sides") ou à des fissures résultant de la dessiccation. Dans les roches argileuses contenant initialement des sulfures, sulfates et des carbonates, des pores de dissolution sont aussi observés (VAN OORT *et al.*, 1987). Quelle que soit leur origine, la présence de ces macropores joue un rôle décisif sur l'aération et la circulation rapide des fluides. De même, dans le

processus de consolidation mécanique, la consolidation primaire ou le tassement traduisent généralement la disparition des macropores (CHAUVEL *et al.*, 1991).

II – COMPORTEMENT DES MATÉRIAUX

1. Rappels sur l'état énergétique de l'eau

Dans les matériaux argileux une grande quantité d'eau peut échapper généralement à l'action de la gravité. Il s'agit d'abord de l'eau retenue par des forces d'attraction à l'échelle moléculaire, en particulier de l'eau organisée autour des cations échangeables ou se trouvant au contact du feuillet (eau adsorbée). Le reste de l'eau est retenu, soit dans une double couche diffuse – c'est le cas des gels chez les smectites Li, Na et K –, soit par des forces capillaires dans les pores délimités par les différents niveaux d'organisation de la matrice argileuse, pour les autres argiles (TESSIER, 1984).

Différents types de contraintes peuvent être utilisés pour modifier l'état énergétique de l'eau (tabl. 1). C'est le cas d'un abaissement de température, d'une augmentation de la concentration en sels de la solution ou d'une variation de la pression interstitielle de l'eau (BOURRIÉ et PÉDRO, 1979). Ces paramètres doivent donc être contrôlés lors de l'étude de tout matériau argileux. A cet effet, les résultats relatifs au comportement doivent être donnés par rapport à un état de référence bien spécifié. Il s'agit généralement de l'eau pure, à la température de 20°C et à la pression atmosphérique.

Tableau 1 – Niveaux d'énergie de l'eau en fonction de la pression de succion, de la température et de la force ionique, ainsi que la taille maximale des pores déduite des lois de Jurin-Laplace et Kelvin.

Activité de l'eau	Pression de succion (Mpa)	Taille maximale des pores remplis d'eau (μm)	Température (°C)	Force ionique
0,99999,3	0,001	150		$2,2 \cdot 10^{-4}$
0,99927	0,010	15		$2,2 \cdot 10^{-3}$
0,9927	0,10	1,5		$2,2 \cdot 10^{-2}$
0,927	1,0	0,15		$2,2 \cdot 10^{-1}$
0,9888	1,58	0,095	- 1,1	$3,3 \cdot 10^{-1}$
0,9669	4,64	0,032		1,0
0,927	10	0,015	- 10	2,2
0,80	30	0,0050		6,0
0,695	50	0,0030		
0,484	100	0,0015	- 90	

D'un autre côté, il a été montré que, pour les très fortes activités de l'eau, la composante matricielle, c'est-à-dire la part de l'eau retenue par les forces capillaires s'exerçant au sein de la matrice argileuse, prend toujours une place importante. Aussi peut-on relier la taille maximale des pores remplis d'eau à la pression de succion appliquée sur le matériau, soit :

$$P = \frac{2A \cos \theta}{d}$$

où P est la pression appliquée sur l'échantillon, $\cos \theta$ l'angle de raccordement des ménisques à la paroi des pores et d la taille des pores. Dans le cas des matériaux hydrophiles la valeur de $\cos \theta$ adoptée est égale à 1. Le dispositif utilisé pour reproduire des cycles de dessiccation-humectation s'apparente à un appareil de filtration (TESSIER et BERRIER, 1979) ; il est aussi désigné sous le nom de presse à membrane. Ce

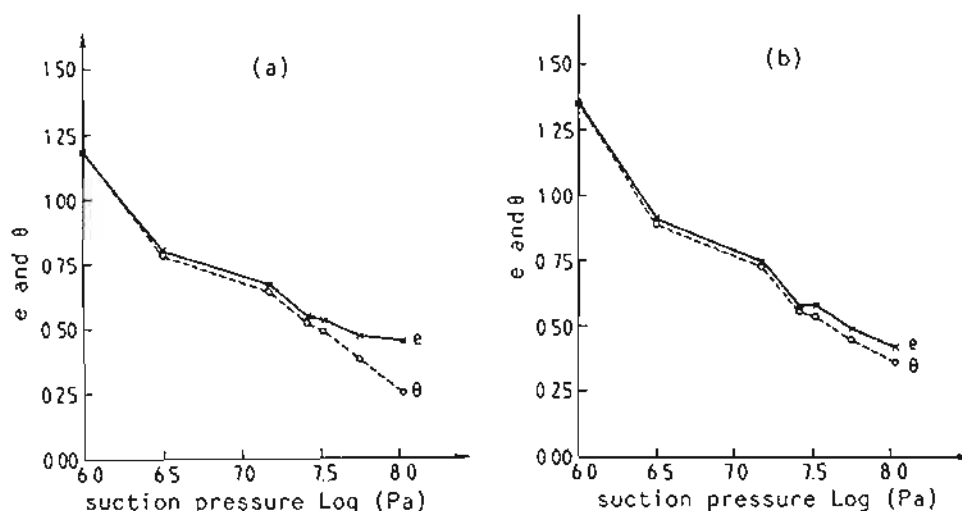


Fig.1 - Courbes de retrait de deux argiles : (a) interstratifié et (b) smectite, d'après TESSIER *et al.* (1992).

type d'appareillage n'est utilisable que jusqu'à environ 2 MPa, ce qui permet d'étudier les argiles aux fortes activités de l'eau ($a_w > 0,98$).

2. Retrait des pâtes d'argiles

La préparation d'une pâte ou d'un gel vise essentiellement à obtenir, en présence d'eau ou d'un soluté et après une agitation mécanique, un matériau homogène au sein duquel les agrégats de particules initiaux les plus macroscopiques ont été détruits. L'application d'une pression de gaz dans un dispositif de filtration permet d'appliquer une pression de succion et ainsi de contrôler l'état énergétique de l'eau. Au-delà de 2 MPa environ ($a_w < \sim 0,97$), un équilibre avec une humidité relative donnée permet de construire l'isotherme complet de désorption d'eau.

L'examen simultané du contenu en eau et du changement de volume donne une courbe de retrait. Dans une très large gamme de pressions, l'extraction de l'eau d'une pâte est généralement accompagnée d'un changement de volume identique. On dit alors que le retrait est normal (fig. 1). Aux plus fortes dessiccations et à partir d'une certaine valeur de la teneur en eau, un point d'entrée d'air et éventuellement une limite de retrait apparaissent.

D'après TESSIER *et al.* (1992), le volume poral du matériau et la contrainte hydrique au point d'entrée d'air sont généralement fortement corrélés à la nature de l'argile. Il a été montré que plus l'argile possède une surface spécifique élevée, par exemple mesurée à l'éthylène glycol monoéthyl éther (EGME) (fig. 2), plus la contrainte hydrique au point d'entrée d'air est forte et plus le matériau possède une aptitude à la contraction importante. Pour les minéraux 2:1, un comportement similaire a été observé en fonction de la capacité d'échange en cations (TESSIER *et al.*, 1992).

3. Importance des cycles de dessiccation-humectation

La préparation d'une pâte argileuse permet d'obtenir des teneurs en eau très élevées, même pour des matériaux ne possédant pas de gonflement interfoliaire (jusqu'à 600 % d'eau pondérale).

- La figure 3 (a et b) montre la courbe de dessiccation obtenue sur une kaolinite et une illite comme les échantillons St Austell et Le Puy. Au départ, lors de la première dessiccation, la teneur en eau est très élevée. Après une première dessiccation, lorsque la réhydratation est ménagée, une grande irréversibilité de

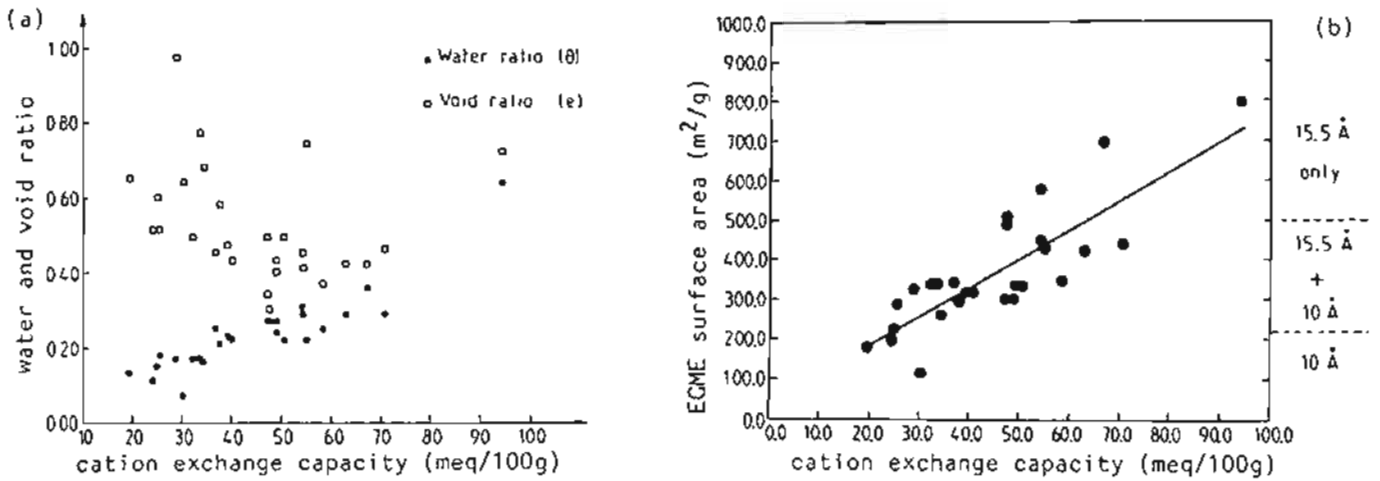


Fig.2 - Relation entre la capacité d'échange et l'aptitude au retrait d'argiles provenant de niveaux argileux sédimentaires en équilibre avec une humidité relative de 50 % (a) et relation capacité d'échange-surface spécifique EGME (b), d'après TESSIER et al. (1992).

l'hydratation est observée. Ce comportement est caractéristique des kaolinites et illites. Il est peu dépendant de la concentration en sels de la solution et de la nature des cations compensateurs de charge. D'un autre côté, quand le matériau est très sec au départ (dessiccation à l'air ou à l'étuve) et l'humectation très rapide, le matériau explose littéralement sous l'effet de l'humectation. Ce type de comportement est caractéristique des matériaux argileux à particules relativement grossières, illites et kaolinite, et traduit une grande instabilité physique.

- La figure 3 (c et d) permet de comparer le comportement des smectites calciques et sodiques entre elles et par rapport aux autres argiles. On peut d'abord constater que la teneur en eau des pâtes est beaucoup plus importante chez les smectites que chez les autres argiles. La montmorillonite sodique présente en outre, en réhumectation après un cycle de dessiccation, un comportement quasi identique à la première dessiccation, révélant ainsi un comportement "quasi élastique". Pour la montmorillonite calcique, au contraire, plus le matériau a été séché, moins il se réhydrate. Il en est conclu que les propriétés d'hydratation d'une smectite-Ca dépendent largement du niveau de dessiccation préalable auquel le matériau a été soumis. L'hydratation n'est donc pas seulement à relier à la minéralogie *stricto sensu*, mais doit prendre en compte l'histoire énergétique. Un comportement analogue a été observé avec des smectites-Mg ainsi que Na avec des solutions concentrées. Autrement dit, notamment pour les smectites calciques, une simple dessiccation suffit à modifier de façon profonde les propriétés. On retrouve ici le comportement des sols argileux très gonflants à smectites (vertisols) dont la porosité est largement fonction des conditions climatiques (WILDING et TESSIER, 1988). Ce résultat signifie aussi que, dans la préparation et l'utilisation des argiles, une grande attention doit être portée aux modifications de comportement des matériaux liées au séchage.

4. Relation entre le comportement et la microstructure

Les comportements décrits ci-dessus résultent de caractéristiques microstructurales très différentes d'un matériau argileux à l'autre. Nous distinguerons le cas des argiles de la famille des kaolinites et des illites et celui des smectites.

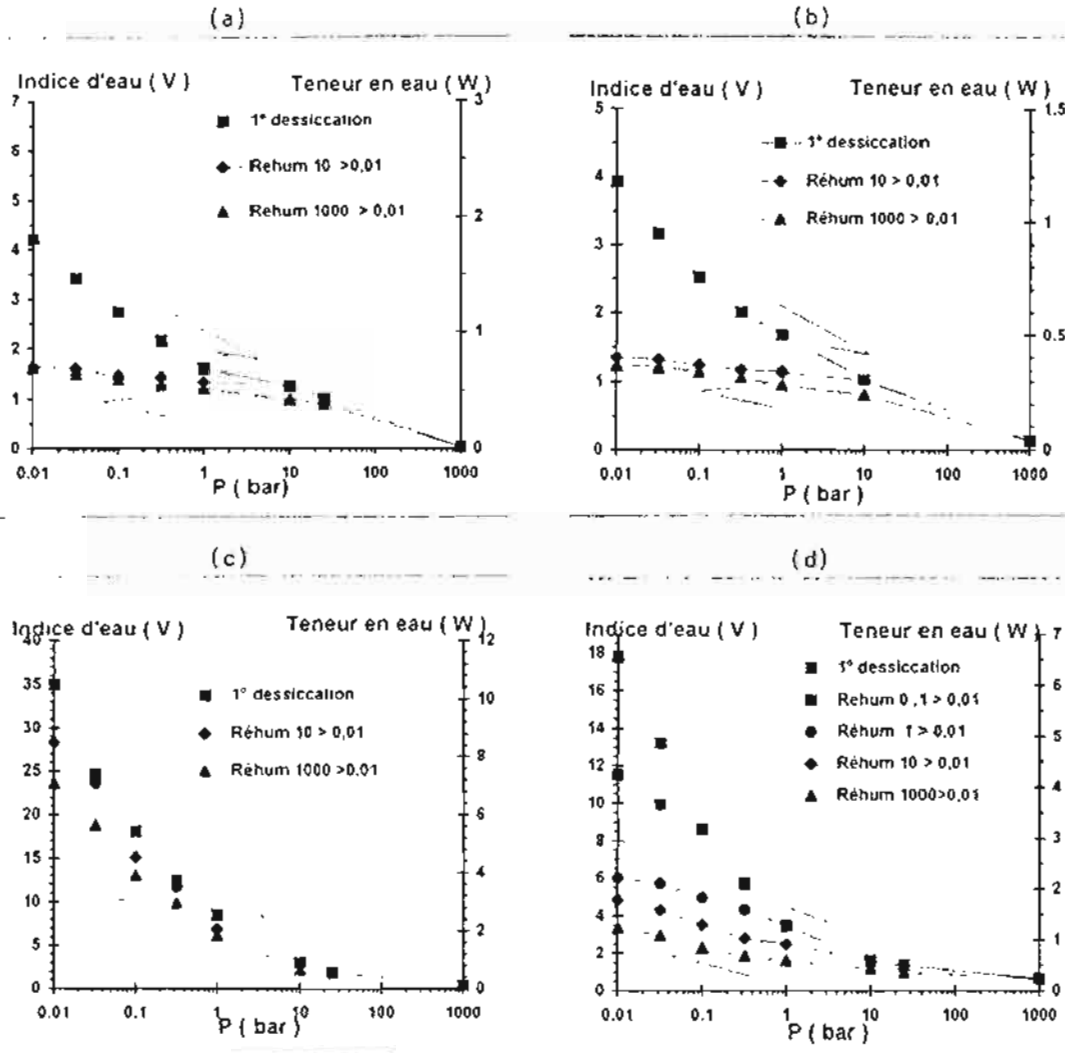


Fig.3 – Courbe de dessiccation-humectation d'une kaolinite (a), d'une illite (b), d'une montmorillonite-Ca (c) et d'une montmorillonite-Na (d), d'après TESSIER (1984).

a) Cas des kaolinites et illites

Dans les kaolinites et illites, il est toujours possible d'identifier des particules caractéristiques des argiles. Ainsi dans une pâte de kaolinite les particules sont organisées préférentiellement face à face (Pl. II, a). Une pression de succion de 0,1 MPa (1 bar) est suffisante pour mettre au contact les particules argileuses et les mesures de volume indiquent que la limite de retrait est atteinte (Pl. II, b). Au-delà d'une pression de succion de 0,1 MPa, les particules étant au contact, le point d'entrée d'air est atteint. Dans un échantillon non saturé d'eau une humectation rapide peut ensuite provoquer une surpression d'air et ainsi conduire à l'éclatement de l'échantillon (Pl. II, c ; TESSIER *et al.*, 1990). Les argiles de type illite et kaolinite présentent ainsi, lorsque la taille des particules est relativement grossière, une grande instabilité physique. La présence de liants et de ciments organiques ou minéraux localisés dans l'espace intercrystallite et interparticulaire contribue à augmenter la stabilité de ce type de matériau (CHENU et GUERIF, 1991).

b) Cas des smectites

Si pour les illites et les kaolinites la taille des particules est définie par les conditions de genèse du matériau, pour les smectites la taille des particules et, *a fortiori*, tous les niveaux d'organisation sont susceptibles de changer en fonction du milieu géochimique. Il a été montré par TESSIER (1984) et BEN RAHĪEM *et al.* (1987) que la saturation cationique joue un rôle direct sur la taille des particules.

Nous donnerons l'exemple des smectites de basse charge qui présentent des cristallites composées de 5 à 10 feuillets avec l'ion Na (Pl. II, d), alors que la même préparation Ca montre des agrégats composés de 30 à 40 feuillets environ (Pl. II, e). Parallèlement à l'évolution de la texture de l'argile, il y a lieu de considérer les variations de distances interfoliaires. La figure 4 donne une représentation schématique des deux grands types extrêmes d'organisation des smectites aux fortes teneurs en eau. Dans la montmorillonite-Na une grande partie de l'eau se trouve dans les espaces interfoliaires qui ont entre 4 et 10 nm. Les données de diffusion aux petits angles indiquent que, pour la montmorillonite Ca, d_{001} reste constant de $a_w = 1$ à $a_w \approx 0,95$ (~ 5 MPa). Autrement dit, l'essentiel de l'eau de la pâte est extrait sans changement des distances interfoliaires et l'eau est surtout retenue par un réseau lâche de particules, ou quasi-cristaux (AYLMORE et QUIRK, 1973). La dessiccation d'une montmorillonite calcique entraîne la contraction du réseau jusqu'à l'obtention d'un quasi-parallélisme entre les feuillets aux faibles humidités relatives. Cette mise en contact

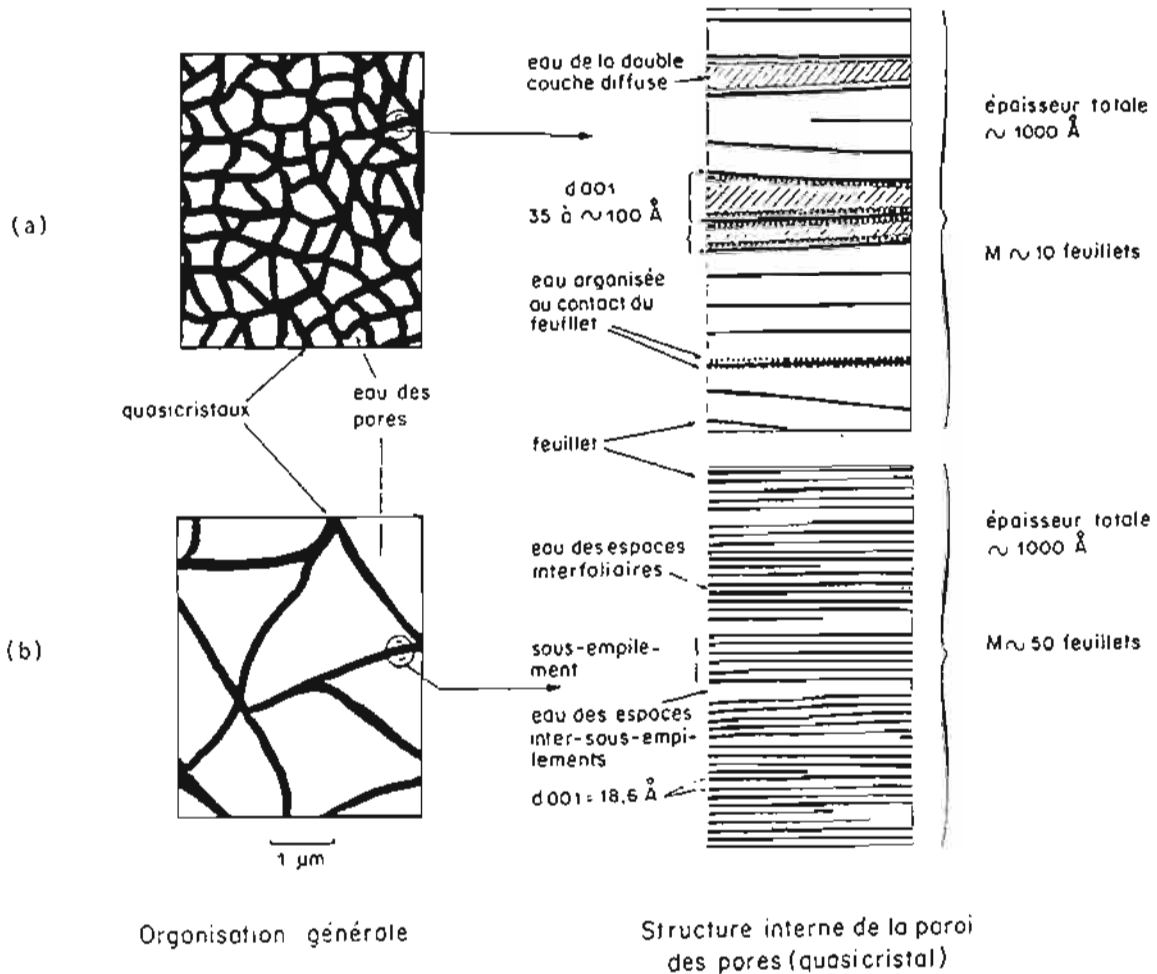


Fig.4 - Représentation schématique de l'organisation de la montmorillonite-Na (a) et de la montmorillonite-Ca (b) préparées avec des solutions $10^{-3}M$ aux forts états d'hydratation, d'après TESSIER (1984).

des surfaces face à face et leur agrégation largement irréversible permet d'interpréter le comportement particulier des smectites-Ca. Ce type d'arrangement conduit à une grande continuité de la phase solide et à l'existence d'un spectre poral largement discontinu (BEN OHOUD et VAN DAMME, 1990).

III - COMPORTEMENT ET ORGANISATION DES MATÉRIAUX NATURELS

1. Courbes de retrait

Dans les matériaux naturels, par exemple ceux extraits des carrières et des sols, la porosité des échantillons dépend dans la plupart des cas de la taille de l'échantillon sur lequel on fait la mesure. Plus l'échantillon est de taille importante, plus sa porosité est élevée. Les mesures sur des agrégats naturels de taille centimétrique et même millimétrique indiquent que l'échantillon contient de l'air dès les très faibles pressions de suction (1 KPa) (BRUAND *et al.*, 1987 ; fig. 5 a). En outre, le retrait est toujours inférieur au départ d'eau. Des observations faites en microscopie optique conjuguées aux études d'espace poral, déduites des courbes d'injection de mercure, permettent de conclure que le retrait est accompagné d'une fissuration progressive de l'échantillon (fig. 5 b). Ce mécanisme a été analysé par RIEU et SPOSITO (1991).

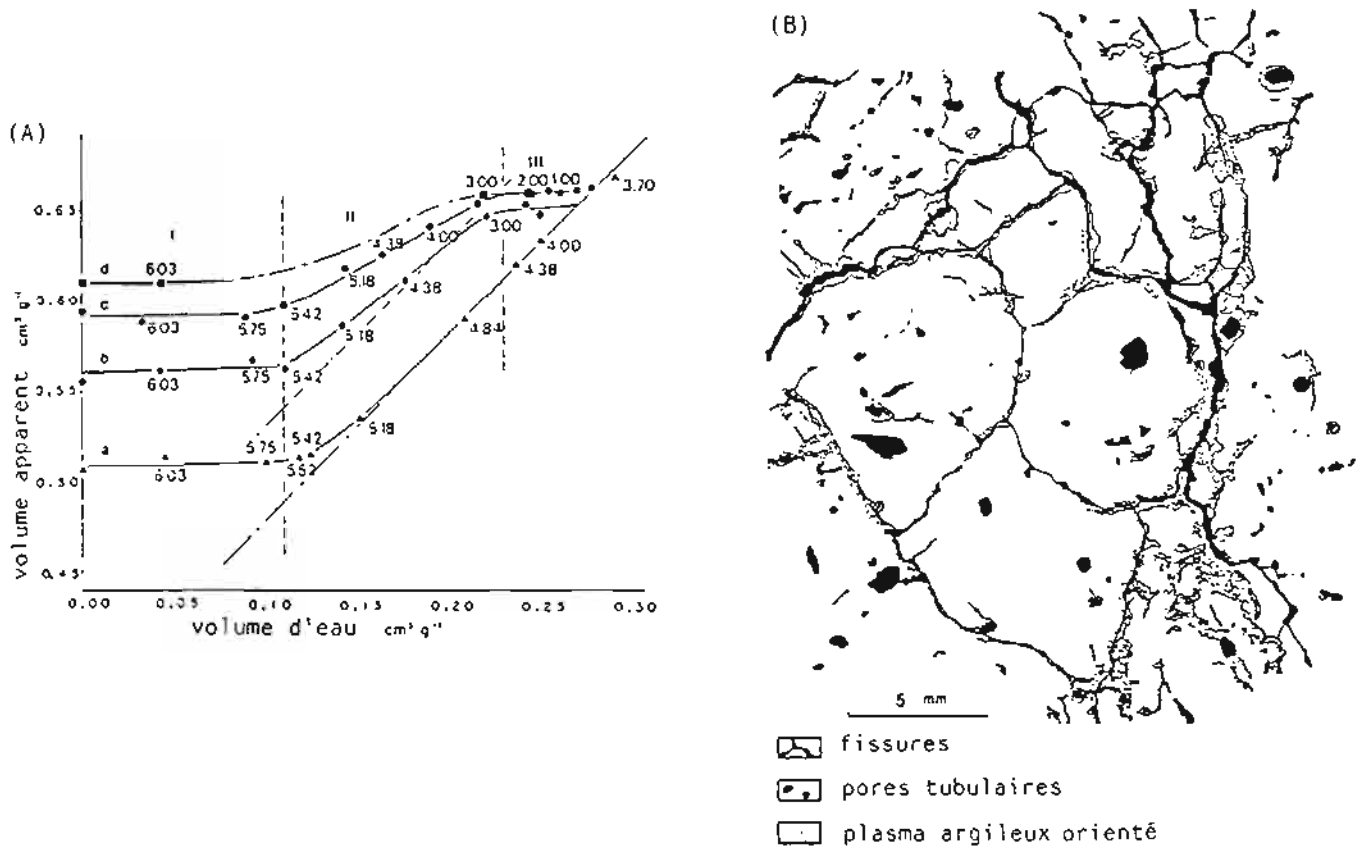


Fig.5 - Courbe de retrait d'échantillons de sols de différentes tailles (A) (de décimétrique (d) à micrométrique (a)) et représentation schématique de l'organisation en microscopie optique (B), d'après BRUAND *et al.* (1987).

2. Etude du spectre poral

Les courbes de rétention d'eau ou des courbes d'injection de mercure permettent de suivre l'évolution du spectre poral d'échantillons argileux de sols (fig. 6). L'exemple donné est celui de la dégradation des sols sous forêt amazonienne, après déforestation (CHAUVEL *et al.*, 1991). Il permet de vérifier que la dégradation physique, sous l'effet des engins d'abattage, est d'abord due à la diminution des pores compris entre 1 et $100\ \mu\text{m}$. Mais la figure 6 indique aussi que le spectre poral à l'échelle de l'empilement des cristallites devient plus étroit et que la taille modale des pores est plus petite. L'effet du compactage ne se traduit donc pas seulement par une disparition des pores les plus grands, mais aussi par une modification du spectre poral à l'échelle des cristallites. Des changements analogues ont été observés lorsque la teneur en matière organique change (CHENU et GUERIF, 1991 ; HANN, 1991). Ils indiquent que tout changement du spectre macroporal se traduit par une modification du volume et de la distribution des pores intercristallites. Aussi la diminution de la teneur en matière organique conduit-elle généralement à une instabilité physique dont les principaux aspects sont l'encroûtement ou la prise en masse, avec ses conséquences sur le ruissellement de surface (problèmes d'infiltration), une diminution de la réserve en eau disponible pour les plantes et une difficulté pour les racines de pénétrer dans le sol.

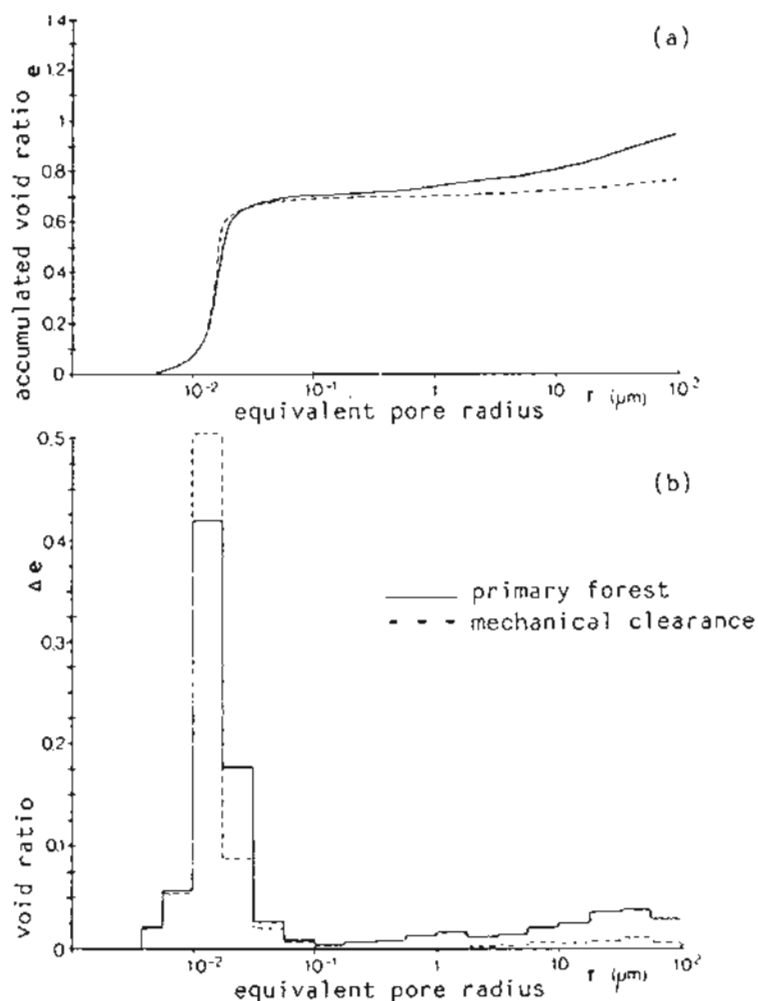


Fig.6 – Courbe d'injection de mercure d'un sol argileux d'Amazonie avant et après abattage de la forêt, avec (a) courbe cumulative et (b) distribution de la taille des pores (CHAUVEL *et al.*, 1991).

D'autres exemples montrent aussi que des changements de la garniture cationique des argiles concourent à modifier les forces de cohésion à l'échelle moléculaire et, par voie de conséquence, la stabilité physique des sols. Le sodium échangeable, dès lors qu'ils dépassent 15 % de la capacité d'échange, est reconnu comme un facteur de la stabilité physique des sols.

CONCLUSION

Des données précédentes il ressort que l'étude de tout matériau argileux, dans le domaine des très fortes hydratations, nécessite de prendre en compte des niveaux d'organisation de la phase solide bien plus macroscopiques que les feuillets eux-mêmes. Aussi, le mécanisme de l'hydratation fait-il surtout intervenir des espaces de type intercrystallite et interparticulaire. Seules les smectites sodiques de basse charge présentent un gonflement interfoliaire substantiel dont la contribution assure l'essentiel du gonflement macroscopique. Dès lors que l'on a affaire à des argiles naturelles, la présence de macropores entre des agrégats de particules est la règle. Elle contribue, dans les sols, les sédiments et les matériaux à caractère industriel, à la dynamique rapide de fluides, solutés et gaz.

RÉFÉRENCES

- AYMORE L.A.G. et QUIRK J.P. (1971) - Domains and quasicrystalline regions in clay systems. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 35, p. 652-654.
- BEN OHOUD M. et VAN DAMME H. (1990) - The fractal texture of swelling clays and clay-organic aggregates. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, II, p. 665-670.
- BEN RHAÏEM H., PONS C.H. et TESSIER D. (1987) - Factors affecting the microstructure of smectites. Role of cation and history of applied stresses. In L.A. SCHULTZ, H. VAN OLPHEN & F.A. MUMPTON (Eds), *Proc. Int. Clay Conf. Denver*, The Clay Minerals Society, p. 292-297.
- BRUAND A. et TESSIER D. (1987) - Etude d'un matériau argileux en microscopie : modifications intervenant lors de la déshydratation. In "Micromorphologie des sols", M. FEDOROFF, L.M. BRESSON & M.A. COURTY (Eds), *Proc. Int. Micromorphology Meeting, Paris*, AFES, p. 31-35.
- BRUAND A., TESSIER D. et BAIZE D. (1988) - Clayey soils water retention : Significance of the clay fabrics. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, p. 1937-1941.
- CHAUVEL M., GRIMALDI M. et TESSIER D. (1991) - Changes in soil-space distribution following deforestation and revegetation : An example from the Central Amazon Basin, Brazil. *Forest Ecology and Management*, 38, p. 259-271.
- CHENU C. (1989) - Influence of a fungal polysaccharide, scleroglucan, on clay microstructures. *Soil Biol. Biochem.*, 21, 2, p. 299-305.
- CHENU C. et GUERIF J. (1991) - Mechanical Strength of Clay Minerals as influenced by an Adsorbed Polysaccharide. *Soil Sci. Soc. Amer.*, 55, p. 1076-1080.
- HARTMANN C. (1991) - Evolution et comportement des sols sablo-argileux ferralitiques sous culture de palmiers à huile. Cas de la plantation R. Michaux à Dabou (Côte d'Ivoire). Thèse Doct. Univ. Paris VI, 250 p.
- MERING J. (1946) - On the hydration of montmorillonite. *Trans. Farad. Soc.*, 42, p. 205-219.
- VAN OORT F., TESSIER D. et ROBERT M. (1987) - Méthodes d'observation et de mesure de la structure du sol. Application à la pédogenèse d'un sol développé sur calcshale. In "Micromorphologie des sols", M.

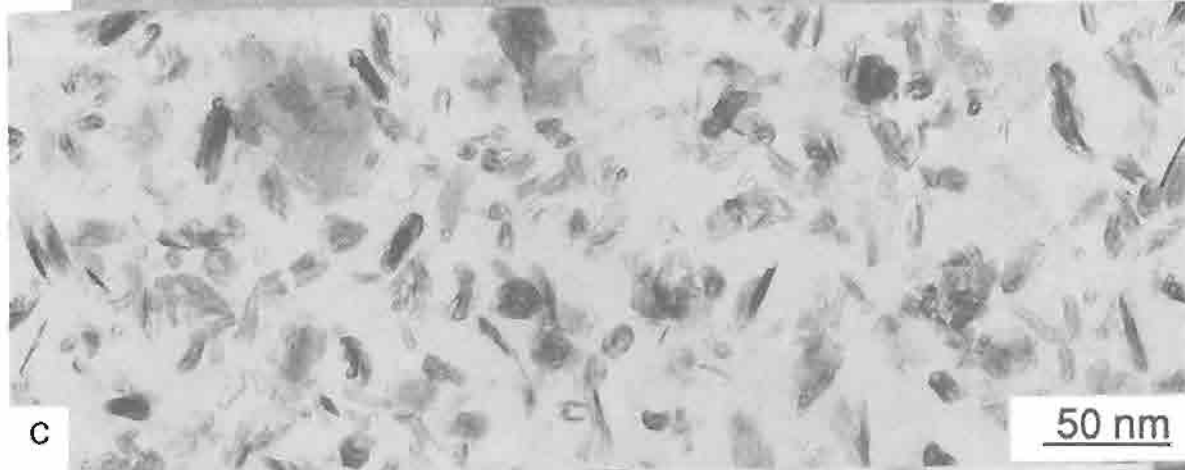
- FEDOROFF, L.M. BRESSON & M.A. COURTY (Eds), Proc. Int. Micromorphology Meeting, Paris, AFES, p. 37-42.
- SUQUET H. et PEZERAT H. (1987) - Parameters influencing layer stacking types in saponites and vermiculites. *Clays and Clay Minerals*, 35, p. 353-362.
- STUCKI J.W. et TESSIER D. (1991) - Effects of iron oxidation state on the texture and structural order of Na-nontronite gels. *Clays and Clay Minerals*, 39, p. 137-143.
- TANDY J.C., GRIMALDI M., GRIMALDI C. et TESSIER D. (1990) - Mineralogical and textural changes in French Guyana oxisols and their relation with microaggregation. In "Soil micromorphology", L.A. DOUGLAS & A. LOWELL (Eds), *Devel. in Soil Sci.*, Elsevier Sci. Publ., 19, p. 191-198.
- TESSIER D. (1984) - Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VII, INRA Versailles publ., 361 p.
- TESSIER D. (1987) - Validité et limitations des méthodes de préparation utilisées pour décrire la microstructure des sols. In M. FEDOROFF, L.M. BRESSON & M.A. COURTY (Eds), Proc. Int. Micromorphology Meeting, Paris, AFES, p. 23-29.
- TESSIER D. (1990) - Organisation des matériaux argileux en relation avec leur comportement hydrique. In "Matériaux argileux : structure, propriétés et applications", A. DECARREAU (Ed.), Soc. Franç. Minér. Cristallogr., Paris, p. 387-440.
- TESSIER D. (1991) - Behaviour and Microstructure of Clay Minerals. In "Soil Colloids and their Associations in Microaggregates", M.F. DE BOODT, M.H.B. HAYES & A. HERBILLON (Eds), Plenum Press, p. 387-415.
- TESSIER D., BEAUMONT A. et PÉDRO G. (1990) - Influence of clay mineralogy and rewetting rate on clay microstructure. In "Soil micromorphology", L.A. DOUGLAS & A. LOWELL (Eds), *Dev. in Soil Sci.*, Elsevier Sci. Publ., 19, p. 115-121.
- TESSIER D. et BERRIER J. (1979) - Utilisation de la microscopie électronique à balayage dans l'étude des sols. Observation de sols humides à différents pF. *Science du Sol*, 1, p. 67-82.
- TESSIER D. et PÉDRO G. (1987) - Characterisation of 2:1 clays in soils. Importance of the clay texture. In L.A. SCHULTZ, H. VAN OLPHEM & F.A. MUMPTON (Eds), Proc. Int. Clay Conf. Denver, The Clay Minerals Society, p. 78-84.
- TESSIER D., LAJUDIE A. et PETIT J.C. (1992) - Relation between the macroscopic behaviour of clays and their microstructural properties. *Applied Geochemistry*, suppl. issue n°1, p. 151-161.
- TOURET O., PONS C.H., TESSIER D. et TARDY Y. (1990) - Etude de la répartition de l'eau dans des argiles saturées Mg^{2+} aux fortes teneurs en eau. *Clay Minerals*, 25, p. 217-233.
- WILDING L. et TESSIER D. (1988) - Genesis of vertisols : Shrink-swell-phenomena. In "Vertisols : Their distribution, properties, classification and management", L. WILDING & R. PUENTES (Eds), Texas A and M Univ. Printing Center, College Station TX, p. 55-81.

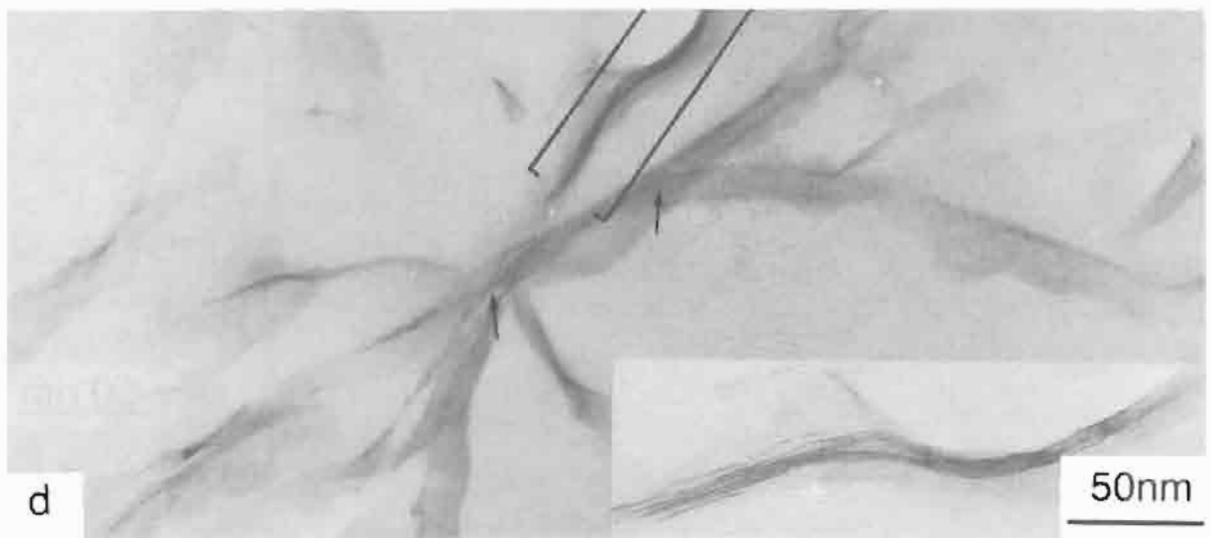
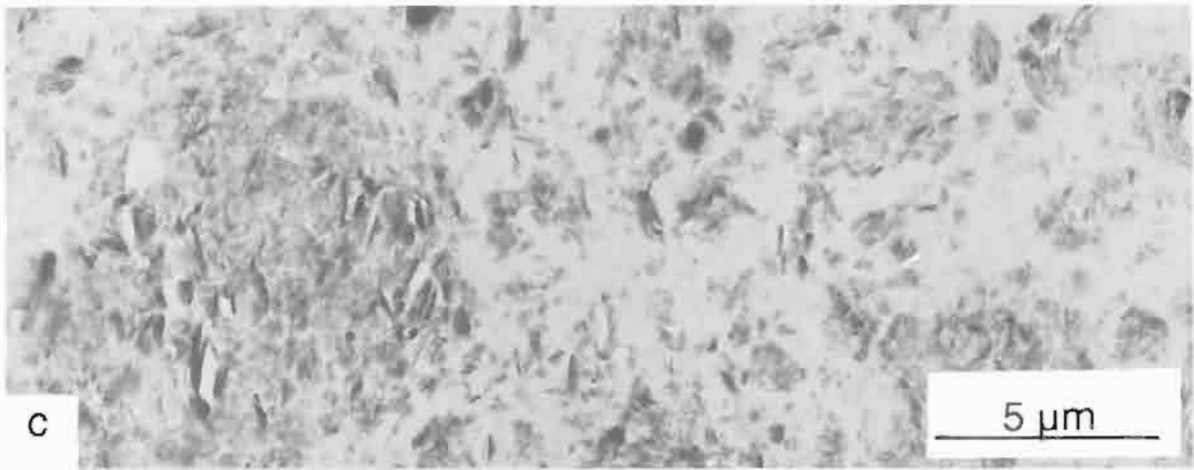
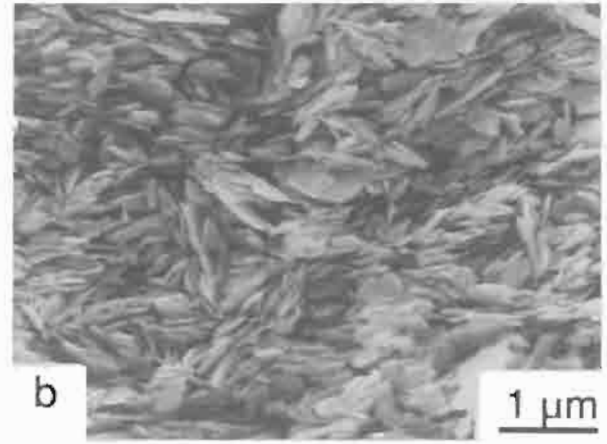
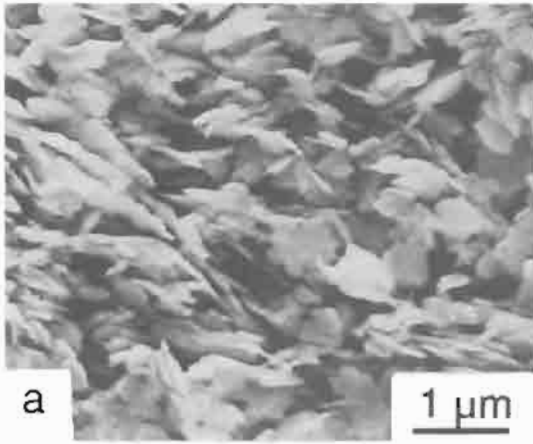
Planche I

Extension des feuillets des smectites (a) et (b). Granules d'halloysites (c) et oxydes de fer (goethite) dans un agrégat de cristallites de kaolinite (d).

Planche II

Organisation des particules d'une pâte de kaolinite de St Austell à 1 kPa (a) et 0,1 MPa (b). Microstructure de l'illite après humectation rapide (c). Nombre de feuillets des particules des smectites-Na (d) et -Ca (e).





MINÉRAUX FINEMENT DIVISÉS
FINELY DIVIDED MINERALS

Editeur : Jacques YVON

INPL - ENSGN - CNRS
Laboratoire Environnement et Minéralurgie
B.P. 40, 54501 Vandoeuvre Cedex, France

*Articles issus des contributions des auteurs à l'École d'hiver de Mantes-la-Jolie,
organisée par la SFMC et l'ARNT, du 29 au 31 janvier 1992*