

Géochimie, minéralogie et organisation des sols Aspects coordonnés des problèmes pédogénétiques

Georges PÉDRO

INRA - Laboratoire des Sols - Route de St-Cyr - 78000 Versailles - France.

ORSTOM - Commission scientifique hydrologie-pédologie - 213, rue La Fayette -75480 Paris, Cedex 10.

RÉSUMÉ

La caractérisation moderne des sols découle avant tout de la nature de la pédogénèse qui les a engendrés et des conditions pédoclimatiques qui président à leur fonctionnement. On sait que cette évolution générale est la conséquence du non-équilibre des roches de la lithosphère, lorsque celles-ci sont mises en contact avec l'atmosphère et la biosphère ; ce qui implique la recherche d'un nouvel état d'équilibre qui soit parfaitement en accord avec les conditions actuelles du milieu superficiel.

Cette adaptation inéluctable des couvertures pédologiques à leur environnement se fait à travers deux aspects principaux, qui sont d'une part l'établissement d'une nouvelle constitution chimique et minéralogique et d'autre part la mise en place d'une organisation caractéristique, à toutes les échelles, mais en particulier à l'échelle microscopique qui correspond à celle du plasma.

Constitution : elle découle de la mise en jeu de phénomènes de nature essentiellement géochimique (processus d'altération), qui aboutissent à l'apparition de minéraux caractéristiques (argiles silicatées et hydroxydes). Ceux-ci, qui peuvent être de nature variée en fonction des conditions du milieu, sont tous de petite taille et cryptocristallins. Ils constituent ce qu'on appelle le plasma, solide divisé et développant une grande surface, avec tous les phénomènes physicochimiques d'interface attachés à ce genre de matériaux : échange, hydradation... et les conséquences qui en découlent sur le plan de l'organisation microscopique.

Micro-organisation : à partir du moment où le plasma est formé par un grand nombre de particules et qu'il constitue un système « solide-eau », les problèmes d'arrangement des particules les unes par rapport aux autres prennent une grande importance, surtout au niveau texture et microstructure. Or ceux-ci dépendent, non seulement des caractéristiques minéralogiques de la phase solide, mais aussi des propriétés de la solution de contact, celle-ci pouvant intervenir tant par sa composition et sa concentration que par l'état de contrainte sous lequel elle se trouve.

La présentation effectuée passera en revue les principales évolutions susceptibles de se produire à la surface du globe pour chacun de ces deux aspects. Mais elle conduira à montrer aussi la parfaite harmonie qui arrive à se développer entre les conditions pédoclimatiques d'une part et les caractéristiques de constitution et de microstructure des sols d'autre part.

MOTS-CLÉS : Minéralogie - Argiles — Géochimie — Microstructure — Assemblages.

ABSTRACT

GEOCHEMISTRY, MINERALOGY AND SOIL ORGANIZATION INTERRELATIONS BETWEEN PEDOGENETIC PROBLEMS

The modern characterization of soils is primarily based on the type of pedogenesis and on their behaviour resulting from the pedoclimatic conditions. This general evolution results from the imbalance of the lithosphere's rocks when the primary minerals become exposed to both the atmosphere and the biosphere : the lack of equilibrium implies the research for a new state of equilibrium that must perfectly agree with the current conditions of the superficial environment.

This ineluctable adaptation of pedological covers to their environment takes essentially two aspects : change in chemical and mineralogical constitution, and development of a characteristic organization (fabric) at all levels, especially at the microscopic level corresponding to the plasma.

Constitution : The new constitution is essentially due to geochemical processes (weathering) leading to the formation of characteristic minerals (clays and hydroxides). These new components (secondary constituents), which can vary with environmental conditions, are always with a small size and cryptocrystalline nature. They make up the so called « plasma », a divided phase having an extended surface area that displays all types of physico-chemical interface phenomena such as exchange, hydratation, etc., with some consequences more particular on the microscopic fabric.

Micro-organization : As the plasma is made up of many particles and forms a « solid-water » system, problems concerning particle arrangement play a major role, especially in the domains of texture and microstructure. Particle arrangement depends on the mineralogical characteristics of the solid phase and on the properties of the contact solution which can play a role as a result of its composition, concentration, or hydric suction.

In this paper, we shall review the major evolutions likely to occur at the earth's surface for the two aspects mentioned above. We shall also show the perfect harmony developing between pedoclimatic conditions and the characteristics of soil constitution and microstructure.

KEY WORDS : Mineralogy — Clays — Geochemistry — Microstructure — Fabrics.

INTRODUCTION

La pédogénèse recouvre classiquement l'ensemble des processus qui ont trait à la formation et à l'évolution des sols à la surface du Globe. Elle est la conséquence du non-équilibre de toute roche de la lithosphère, lorsque celle-ci affleure et est mise de ce fait en contact avec l'atmosphère et la biosphère ; elle traduit ainsi la recherche d'un nouvel état d'équilibre parfaitement compatible avec les conditions générales du milieu superficiel.

Tout sol est donc en première analyse le produit d'une *adaptation* constante de la surface du Globe à son environnement, et le problème de la présentation mise au point ici est de voir tout d'abord comment se traduit cette adaptation et, par ailleurs, de montrer que *tous* les aspects de l'évolution pédogénétique sont parfaitement *coordonnés*, en particulier les aspects géochimiques, minéralogiques et microstructuraux.

En effet, l'évolution engendrée entraîne avant tout la mise en jeu de phénomènes géochimiques et cristalochimiques, qui conduisent à une *nouvelle* composition chimique et à une *nouvelle* constitution minéralogique. Il s'agit des phénomènes généraux de l'altération (dissolution, néoformation, microdivision, transformation...) aboutissant la plupart du temps à l'individualisation de *nouveaux* minéraux qui constituent le *plasma* du sol et dont les argiles sont les représentants les plus typiques (avec les constituants humiques dans les horizons de surface).

Le système le plus général peut être représenté par le schéma de la figure 1.

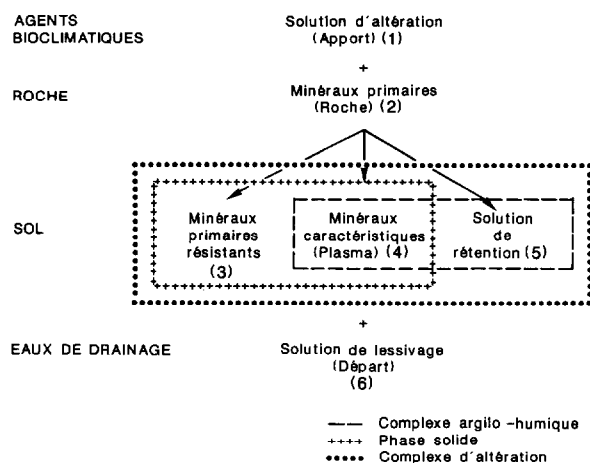


FIG. 1. — Schéma général du système pédologique

A partir de là, le problème fondamental est de procéder à un inventaire des processus majeurs mis en œuvre en fonction des conditions de l'altération géochimique (paramètres pétrographiques de la roche-mère et bioclimatiques de la solution d'attaque), et de caractériser les principaux types de plasmas (minéraux ou paragénèses) susceptibles d'être rencontrés dans les grandes couvertures pédologiques du Globe.

Il s'agit là du premier point qui traite essentiellement des relations « géochimie-minéralogie-cristallochimie » (fig.1 - interactions entre 1, 2, 4 et 6).

Mais, un second point doit aussi être envisagé du fait des caractéristiques morphologiques et dimensionnelles

des constituants habituels du plasma. En effet ceux-ci, en particulier les argiles et les oxydes-hydroxydes, sont la plupart du temps caractérisés par :

- un faciès lamellaire,
- une petite taille ($\varnothing < 1 \mu\text{m}$)
- une cryptocristallinité dans le meilleur des cas et même une constitution amorphe dans un certain nombre de milieux,

c'est-à-dire qu'ils présentent des caractères minéralogiques *peu exprimés*. Ceci résulte simplement du fait que la cristallogénèse pédologique se produit à de faibles pressions (pression atmosphérique) et à des températures peu élevées (autour de 300°K), c'est-à-dire en présence de conditions faiblement énergétiques et impliquant des cinétiques relativement lentes. Or, il est clair qu'il est à la fois moins coûteux et plus rapide de produire des petites particules que de fabriquer des grands cristaux.

La conséquence de tout cela, c'est qu'on aboutit à l'individualisation de matériaux meubles, constitués de minéraux finement divisés (grand nombre de « particules ») et développant de ce fait à la fois une surface de contact (fig.2) et une charge électrique superficielle (fig.3) d'autant plus élevées que les particules sont plus petites ; d'où l'aptitude à réagir aisément avec les phases liquides et gazeuses présentes dans le milieu, conduisant à la mise en jeu à l'interface solide-liquide-gaz de phénomènes de tension superficielle (phénomènes capillaires) ; or ceux-ci jouent un grand rôle dans la disposition des particules solides, donc imposent en définitive la géométrie du système à l'échelle microstructurale.

Ainsi se dégagent les relations « minéralogie (s.l.) — microstructure », correspondant à l'existence d'interac-

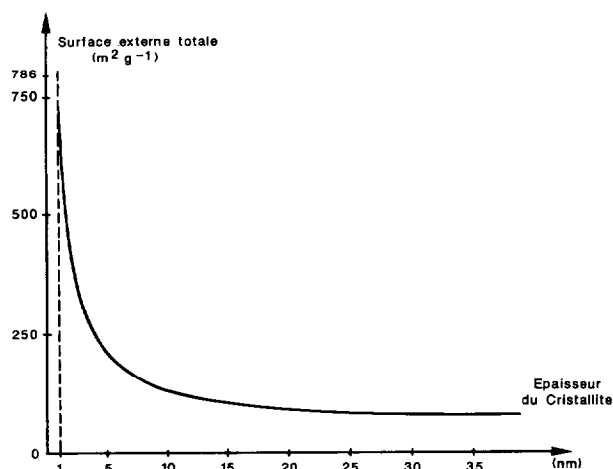


FIG. 2. — Variation de la surface externe en fonction de l'épaisseur des cristallites. Particules carrées de $0,025 \mu\text{m}$

tions entre les éléments 4 et 5 de la figure 1.

Au total, pour des conditions bioclimatiques données, l'évolution pédologique conduit à l'individualisation de matériaux-sols caractérisés :

- par une constitution géochimique et minéralogique donnée,
- par une microstructure bien déterminée.

Ces deux éléments étant à même de se maintenir tant que les conditions du milieu restent les mêmes.

Ce sont ces deux points qui vont être développés successivement.

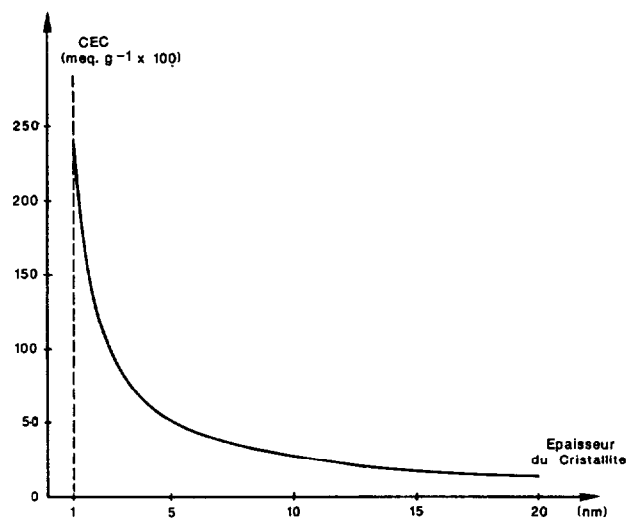


FIG. 3 — Variation de la CEC des argiles micacées ($z > 0,9$) en fonction de l'épaisseur des cristallites

PROBLÈMES D'ORDRE GÉOCHIMIQUE ET CRISTALLOCHIMIQUE

Il s'agit de présenter les grands types d'altération et les constituants plasmiques (argiles), qui leur sont associés.

Caractéristiques géochimiques et cristallogénétiques des principaux processus pédologiques

D'une manière générale, les phénomènes biogéochimiques de l'altération conduisent à une libération partielle ou totale des éléments et à leur transfert *en solution*, en sorte que la composition chimique du niveau en voie d'altération est tout à fait *différente* de celle de la roche de départ. Mais à partir de là, on peut distinguer deux grands cas, suivant qu'une partie des éléments libérés restent indépendants ou bien se recombinaient pour engendrer les minéraux caractéristiques du *plasma* ; les minéraux primaires non altérables ou non altérés formant le *squelette* (G. PEDRO, 1983).

ALTÉRATION APLASMOGÉNIQUE

L'évolution n'entraîne pas la formation de minéraux secondaires (plasma) et même provoque la destruction des constituants plasmiques pouvant exister au départ dans la roche. L'évolution atmosphérique se présente alors comme une solubilisation pure et simple, en sorte que le niveau superficiel en voie de transformation (horizon A) sera formé *in fine* de minéraux primaires non ou peu altérables (quartz par exemple). Il ne correspond donc pas à proprement parler à une « altérite », mais à un résidu d'altération ; d'où l'individualisation de sols à profils fortement différenciés. Le processus d'altération, qui correspond dans ce cas à une action physicochimique prépondérante, pourra être caractérisé d'après la nature de l'attaque ; à la surface du Globe, on peut en dénombrer trois principalement qui correspondent à 3 grands types de sols :

— une attaque fortement acide et complexante sous l'influence d'acides organiques (« acidocomplexolyse »), ex. : podzols ;

— une attaque fortement alcaline due à la plupart du temps à une intervention de solutions carbonatées sodiques, avec dissolution préférentielle de l'aluminium et aussi de la silice (« alcalinolyse »), ex. : solods ;

— enfin une attaque des argiles susceptible de se produire à l'interface des milieux alternativement ennoyés

et ultradesséchés, et résultant de l'action de cations fortement acides, tels Fe (il s'agit de la « ferrolyse » de R. BRINKMAN, 1970), ex. : planosols.

ALTÉRATION PLASMOGÉNIQUE

L'altération se traduit dans ce cas par l'apparition de minéraux nouveaux et caractéristiques (argiles) qui constituent le plasma du sol. Le niveau en voie d'évolution est ici une véritable « altérite ». Tout le problème consiste alors à déterminer les différentes modalités qui président à l'individualisation des principaux constituants plasmiques (G. PEDRO, 1966, 1968, 1979 et 1980, et ce en s'appuyant à la fois sur le degré d'altération (altération massive ou ménagée) (G. PEDRO *et al.*, 1976) et sur l'origine cristallogénétique des argiles (néoformation ou transformation).

Altération massive - Production d'argiles de néoformation

Dans les climats chauds et humides par exemple, l'altération qui se développe sous l'action d'eaux plus ou moins chargées en CO₂ (hydrolyse) est *intense*, ce qui conduit à la destruction rapide des minéraux altérables et à la *néoformation massive* de minéraux secondaires (argiles et hydrates ferriques). Naturellement, plusieurs minéraux peuvent apparaître suivant le degré de l'hydrolyse et la nature des matériaux subissant l'évolution, comme cela est résumé dans le tableau I.

TABLEAU I
Processus d'altération liés à la néoformation de minéraux plasmiques

Roche mère	Géochimie de l'altération		Processus	Constituant caractéristique
Roches cristallines	Hydrolyse totale (désilicification et désalcalinisation totales)		Allitisation (Al)	Hydroxyde (Gibbsite)
	Hydrolyse partielle	Désalcalinisation totale	Monosiallittisation (Si-Al)	Phyllite 1/1 (Kaolinite)
	(désilicification partielle)	Désalcalinisation partielle	Bisialferrisation (Si-(Al,Fe)- M)	Phyllite 2/1 Montmorillonite (Smectites)
Roches vitreuses (volcaniques)	Hydrolyse		Allophanisation	Allophane (c. amorphe)

A partir de là, il devient tout à fait possible de caractériser un certain nombre de grands types de sols (tabl.II), en tenant compte naturellement des constituants accessoires et de la nature des cations compensateurs superficiels.

Altération ménagée — Individualisation d'argiles de transformation

Dans les climats aux hydrolyses moins agressives, soit parce qu'ils sont humides mais plus froids, soit du fait qu'ils sont chauds mais assez arides, l'altération est

TABLEAU II

Tableau d'ensemble des principaux processus géochimiques de l'altération plasmogénique et des sols leur correspondant

Altération hydrolytique Plasma de néoformation	Allitisation		Gibbsite - hydrates ferriques	Sols oxydiques	Ferralsols
	Monosiallittisation		(1/1) Kaolinite - hydrates ferriques	Sols ferrallitiques s.l.	(oxisols)
	Sialferrisation		Kaolinite - (2/1) smectite Fe	Sols bruns eutrophes	
			(2/1) Smectite Al - Fe	Vertisols	
Andosolisation		Allophane (halloysite)	Andosols		
Altération ménagée Plasma de transformation	Bisiallittisation apparente	Humosiallittisation	(Phyllite 2/1) Ca - Humus	Sols bruns - Inceptisols	
		Fersiallittisation	(Phyllite 2/1) Ca - hydrates ferriques	Sols fersiallitiques	
		Calcosiallittisation	(Phyllite 2/1) Ca - CaCO ₃	Mollisols (Tchernozem)	
		Halosiallittisation	(Phyllite 2/1) Na - Sel	Sols halomorphes	
	Feraluminisation (Aluminosiallittisation)		(Phyllite 2/1) AlOH - Fe ₂ O ₃ , nH ₂ O	Sols podzoliques	

de type *ménagée* avec maintien pendant longtemps dans les horizons de minéraux altérables et individualisation *discrète* d'argiles. Dans ce cas, le plasma argileux provient essentiellement d'un *héritage* des phyllites de la roche-mère, celles-ci pouvant subir au cours de l'évolution ultérieure des phénomènes de *transformation* (inter- et intrafoliaire) en phase solide. Ceci revient à dire que les néoformations au sens strict n'occupent ici qu'une place mineure (G. PEDRO, 1976) et ne concernent que les constituants accessoires : hydrates ferriques indépendants, constituants humiques, carbonate de calcium...

Les phyllites héritées de type 2/1 étant souvent présentes, la différenciation ne peut alors se faire que d'après la *garniture ionique* (nature et degré d'hydratation des éléments en position interfoliaire : Ca, Na, H, AlOH...) et l'apparition de minéraux non silicatés : CaCO₃ par exemple.

— En milieu *hydrolytique* avec maintien in situ du fer

et de l'alumine, on peut avoir, en allant vers les milieux les plus arides et les plus fermés, les associations minéralogiques (paragénèses) suivantes :

[Phyllite 2/1 (1)] Ca

[Phyllite 2/1] Ca — CaCO₃

[Phyllite 2/1] (Na, Ca) — CaCO₃

Il s'agit de la *bisiallittisation apparente* (H. PAQUET, 1970) correspondant à toute une série de processus et de types de sols (tabl.II).

— Quant aux conditions correspondant à une *acidolyse ménagée*, elles aboutissent à une redistribution de l'aluminium et à l'individualisation de phyllites aluminisées (Vermiculites Al — Intergrades...) du type :

[Phyllite 2/1] AlOH

C'est l'*aluminosiallittisation*, qui caractérise le processus de *feraluminisation* et les sols de type podzoliques, bruns acides... (tabl.II).

(1) Le sigle « phyllite 2/1 » recouvre ici les argiles de type illites, vermiculites, smectites de transformation, édifices interstratifiés...

Evolution géochimique et conditions bioclimatiques générales

Les données précédentes montrent au total que l'altération superficielle peut se faire suivant trois grandes voies, dont la mise en œuvre dépend essentiellement des conditions climatiques et pédoclimatiques, qui règlent :

- la température des solutions d'altération,
- leur composition,
- leur volume et vitesse de circulation,
- enfin la continuité ou discontinuité des phénomènes : climats uniformément secs ou humides ; climats à saisons contrastées (sécheresse ou gel)...

Dans ce domaine, pour définir un cadre général, il est bon de se référer à des paramètres simples, à savoir :

- la *température moyenne annuelle* ($T^{\circ}\text{C}$), dont dépend soit le degré d'hydrolyse, soit la composition et la concentration des solutions (végétation acidifiante en milieu froid ou évapotranspiration élevée en climat chaud), soit enfin le gel ;

- l'*indice d'aridité* de E. de Martonne $I_A = \frac{P}{T + 10}$ (P et T étant les pluviométries et températures annuelles moyennes), qui sépare très convenablement les climats du point de vue des critères humidité-aridité, car

il tient compte à la fois de la pluviométrie et de la durée de la saison sèche.

On a ainsi :

- pour $I_A > 20$: milieux uniformément humides et très percolants, marqués géochimiquement par l'aluminium Al et le fer (Pedalfers de G.W. ROBINSON).
- pour $I_A < 20$: milieux à climats très contrastés, caractérisés géochimiquement par les cations basiques (Pédocals), étant entendu que $I_A < 5$ correspond aux régions désertiques sans altération.

On aboutit de la sorte au schéma suivant (tabl.III) qui ne tient compte ni des milieux désertiques, ni des situations hydromorphes.

L'examen du tableau III montre immédiatement qu'en dehors des zones désertiques, le facteur température est le paramètre déterminant des types d'altération et des minéraux spécifiques (considérés sous l'angle de la phase solide seulement - cristalochimie).

- Ainsi l'évolution aplasmogénique de type acidolytique (podzolisation) caractérise surtout les régions froides.

- L'altération hydrolytique massive avec néoformation d'argiles se produit dans les régions chaudes pourvu qu'une des saisons soit franchement humide. La nature de l'argile dépend alors de la valeur du paramètre pluviométrie : kaolinite ou smectite.

TABLEAU III

Grands types d'altération et de processus pédogénétiques en fonction des conditions climatiques

$T^{\circ}\text{C}$ \ / \ I_A	$I_A > 20$ Milieux humides (PEDALFERS)	$5 < I_A < 20$ Milieux arides à climats contrastés (PEDOCALS)
$< 5^{\circ}\text{C}$ (Régions froides) Altération aplasmogénique	Podzolisation	—
$5-20^{\circ}\text{C}$ (Régions tempérées) Altération ménagée avec plasma de trans- formation	Feraluminisation $2/1 - \text{AlOH}$	Fersiallittisation Calcosiallittisation Halosiallittisation $2/1$ (Ca/Na...
$> 20^{\circ}\text{C}$ (Régions chaudes) Altération massive avec plasma de néoformation	Ferrallittisation $1/1 - \text{Kaolinite (gibbsite)}$ - Hydrates fersiques	Sialferrisation $2/1$ Smectite

— Enfin, entre les deux, lorsque les températures sont moyennes, l'altération hydrolytique est modérée et les phénomènes de néoformation restent discrets. La seule évolution se fait à partir de phases phylliteuses préexistantes et correspond à la transformation.

En revanche, ce sont les critères d'humidité-aridité, qui interviennent dans la discrimination des grands ensembles pédogénétiques. En effet ceux-ci débordent les aspects minéralogiques habituels (reposant sur le contenu cristallogénétique de la seule phase solide) et reposent sur l'interaction de la phase solide avec la solution du sol. Il faut donc faire intervenir à ce stade cet aspect des choses, qui se trouve être l'élément de base des relations minéralogie — (micro) structuration.

PROBLÈMES D'ORDRE MINÉRALOGIQUE ET MICROSTRUCTURAL

Présentation générale

En dehors des périodes de drainage où intervient l'eau gravitaire, l'eau dans le sol ne peut être considérée du point de vue énergétique comme de l'eau libre. Elle est en effet retenue par différents types de forces, parmi lesquelles les forces interfaciales (forces capillaires) deviennent prépondérantes.

Or ceci signifie que :

1. L'eau du sol doit être considérée comme de l'eau sous tension. La valeur de cette tension, qui dépend des dimensions des minéraux et des conditions du milieu ambiant, peut être définie à travers ce qu'on appelle le *potentiel matriciel*.
2. En vertu de la loi de Kelvin, la courbure de la surface de l'eau qui se trouve à l'interface solide-liquide est fonction de cette tension.

De la sorte, il existe une relation d'ordre strict entre l'état de l'eau et la *géométrie* du système « solide-liquide ».

Or, c'est cette géométrie qui est à la base de la mise en place d'une microstructure caractéristique des matériaux pédologiques. Mais dans ce domaine d'étude, les moyens minéralogiques classiques (diffraction des rayons X par exemple) ne suffisent pas pour caractériser un matériau ; il faut faire appel à d'autres méthodes minéralogiques : microscopie électronique à balayage — MEB — et à transmission — MET ; HRMET — ; diffusion des rayons X aux petits angles (SAS) appliquées à des matériaux humides, de façon à prendre en compte aussi les caractéristiques de la phase liquide (teneur, tension...).

Si l'on considère par exemple des échantillons de 3 argiles parmi les plus fréquentes des sols : kaolinites,

illites et minéraux associés, et smectites et qu'on les met en contact avec des atmosphères à humidités relatives variables, on constate que leurs teneurs en eau à l'équilibre varient beaucoup suivant à la fois le type d'argiles et l'humidité relative retenue (fig.4).

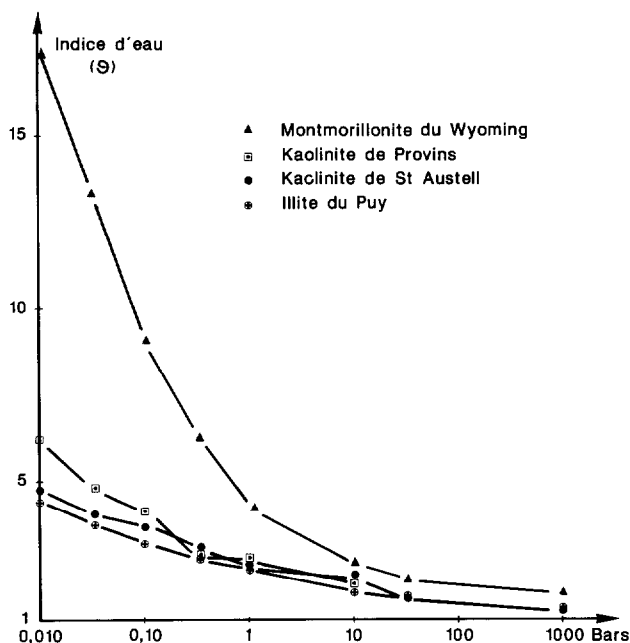


FIG. 4. — Hydratation des diverses argiles (NaCl 10⁻³M-32 mbar)

Or les études microscopiques effectuées récemment (cf. TESSIER, 1984, J.M. OADES, 1986) ont montré que :

1. Les particules des diverses argiles n'ont pas la même constitution, ni la même taille (fig.5).
2. Elles n'ont pas, non plus, le même type d'assemblage (tabl.IV) :

— pour les kaolinites, les particules sont souvent isolées (*crystallites*)(1), mais dans le cas des illites, on a souvent affaire à des agrégats de particules (*microdomaines*). De toutes façons, l'existence d'un espace interfoliaire anhydre conduit à des particules rigides.

— dans le cas des smectites, l'élément de base est tout à fait différent : il s'agit du *tactoïde* lorsque les feuillets sont séparés par un film d'eau et du *quasicristal* (AYLMORE and QUIRK, 1960) lorsque l'eau interfoliaire est organisée autour des cations. Quoiqu'il en soit,

(1) La taille du cristallite peut être très différent suivant les conditions de genèse ; cf. fig.5 : kaolinites de St-Austell et de Provins.

les particules sont flexibles, ce qui favorise la disposition face-face et le chevauchement (fig.6).

Quant à l'assemblage tridimensionnel de ces unités dans le système « solide-liquide », il peut être de 2 types :

— soit par juxtaposition en châteaux de cartes discontinus ; c'est le cas des kaolinites et des illites (fig.7) ;
— soit par agencement en réseau *continu* pour les smectites (fig.8), qui se présente comme une sorte d'« éponge » et qui permet ainsi d'expliquer les grandes quantités d'eau qui peuvent être retenues dans ce genre de matériau.

Or, tous ces types d'organisation résultent de la mise en œuvre de 2 sortes de paramètres, relatifs respectivement aux propriétés des phases solide et liquide.

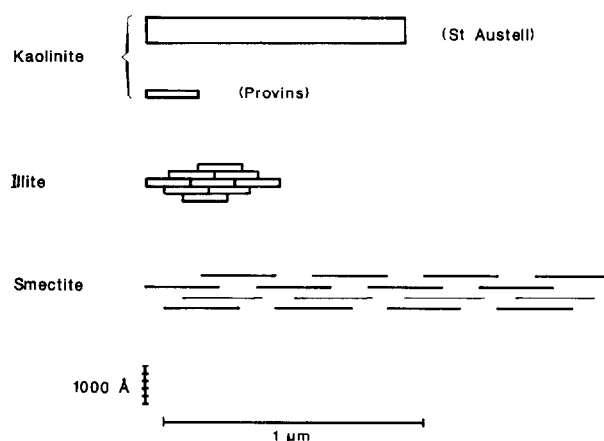


FIG. 5. — Aspect des particules caractéristiques des différents types d'argiles

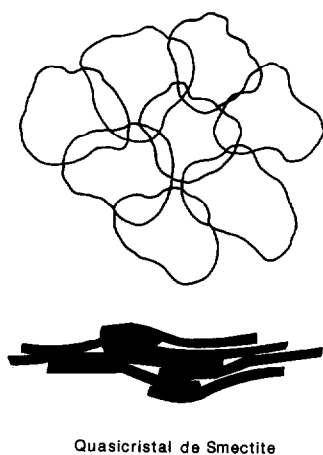


FIG. 6. — Représentation schématique d'un quasicristal

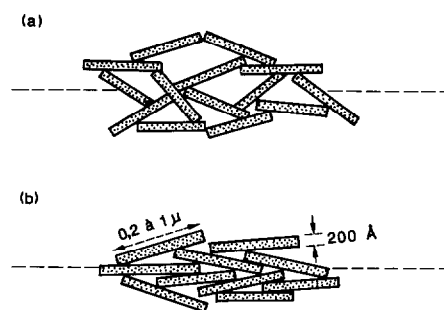


FIG. 7. — Types d'assemblage de kaolinites

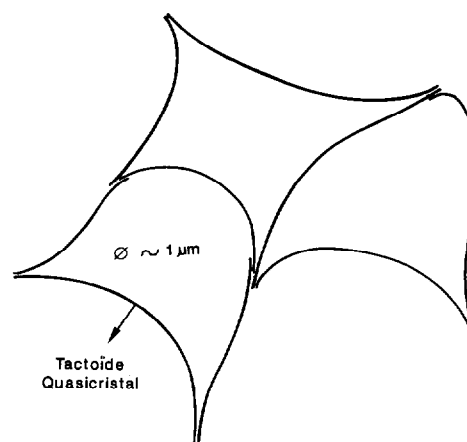


FIG. 8. — Agencement des quasicristaux et constitution des réseaux tridimensionnels dans les smectites

Rôle des paramètres liés à la constitution de la phase solide de nature plasmique

Ces paramètres sont de 2 ordres :

- soit d'ordre *interne*, qui sont sous la dépendance des caractéristiques électriques des *feuilletts* constituant les cristallites argileux élémentaires en relation avec leur cristalochimie ;
- soit d'ordre *superficiel*, qui découlent des caractéristiques électriques des particules réellement présentes dans les échantillons pédologiques.

IMPORTANCE DES CARACTÉRISTIQUES ÉLECTRIQUES DES FEUILLETS

Les paramètres électriques en cause sont liés aux caractéristiques cristalochimiques des feuilletts constituant les cristallites élémentaires. De ce point de vue, les 3 argiles examinées correspondent à 3 cas :

- Dans les kaolinites, les feuilletts sont *neutres* ($z = 0$) ; unité structurale U.S. = [1/1].
- Dans les illites et minéraux associés, les feuilletts sont chargés ($z > 0,6$), mais le déficit de charge est compensé

TABLEAU IV
Constitution des principales argiles des sols (solution interstitielle diluée)

Feuillet	Type d'argile	Particule Caractéristique		Assemblage
1/1	Kaolinite	Cristallite (unité monocristalline)		Château de Cartes
2/1 anhydres	Illites (K) Intergrades alumineux	Microdomaine (unité polycristalline)		
2/1 hydratés	Smectites	Ca	Quasicristal	Réseau
		Na	Tactolide	

par des cations (K) bien fixés entre les feuillets du cristallite, donc non échangeables ; tout se passe donc comme si l'unité structurale (feuillelet + espace interfoliaire) était encore neutre ; U.S. = [2/1 - K] ou [2/1 - AlOH].

— Enfin, dans les smectites, les feuillets sont chargés ($z > 0,6$), mais la compensation est réalisée par l'intermédiaire de cations hydratés et échangeables ; d'où la forte réactivité physicochimique de la surface des feuillets

$$U.S. = [2/1 - M(H_2O)_x]$$

. M cation basique échangeable : Na, Ca...

. $(H_2O)_x$ eau retenue entre les feuillets et organisée par le champ de forces du feuillelet.

A côté de ces 3 types, il faut noter l'existence, dans les sols des régions tempérées et subtropicales, de minéraux 2/1 interstratifiés, intermédiaires entre les illites et les smectites, dans lesquels une partie des cations compensateurs est fixe et l'autre échangeable.

IMPORTANCE DES CARACTÉRISTIQUES ÉLECTRIQUES SUPERFICIELLES DES PARTICULES PLASMIQUES

Les particules réelles constituant la phase solide présentent quelles qu'elles soient, des charges de surface, du fait de l'existence de valences non compensées (faces basales) et brisées (faces latérales) en relation avec la dimension limitée des particules (alors que le feuillelet a théoriquement une extension indéfinie). Ces charges superficielles sont naturellement neutralisées par les ions de la solution, qui sont habituellement interchangeables (1), mais elles peuvent être plus ou

moins abondantes suivant la nature des argiles : c'est ainsi qu'elles sont faibles pour les kaolinites à feuillelet neutres, plus élevées pour les smectites et relativement fortes pour les illites...

BILAN GÉNÉRAL

L'intervention de la phase solide dans le comportement du système (plasma-solution interstitielle) est résumée dans le tableau V, qui montre très clairement que la réactivité hydrique superficielle est faible dans le cas des kaolinites ; encore faible, même si plus élevée, pour les illites et constituants associés ; mais très forte dans le cas des smectites.

A ce stade, il reste donc à considérer l'influence des caractéristiques physicochimiques et énergétiques de la solution sur l'hydratation et l'organisation des différents systèmes argileux.

Rôle des paramètres liés à l'interface solide-liquide et à la phase liquide interstitielle

Les éléments qui interviennent à ce niveau sont à rattacher aux 2 composantes de toute solution : l'eau et les solutés qu'elle contient (fig.9). Nous examinerons donc successivement :

— l'importance de la composition chimique de l'interface et de la solution,

— puis l'influence des contraintes énergétiques susceptibles d'agir sur la phase liquide en nous limitant à quelques minéraux argileux parmi les plus caractéristiques : smectites et quelquefois kaolinites.

(1) Avec les cations basiques ; en revanche, les cations hydroxylés Al et Fe sont très vite fortement fixés et leur présence conduit de ce fait à des particules peu chargées.

TABLEAU V
Caractéristiques des interfaces pour les 3 grands types d'argile

Type d'argile	Unité structurale caractéristique des cristallites élémentaires (*)	Caractéristiques superficielles des particules plasmiques		
		Densité de charge	Surface de contact	Réactivité hydrique
Kaolinite	1/1	très faible	faible	très faible
Illite	2/1 - K	forte	faible	faible
Smectite	$2/1 - \frac{Ca}{Na} (H_2O)_x$	moyenne	très élevée (**)	forte

(*) K non échangeable ; Ca ou Na échangeables

(**) surfaces externes et internes.

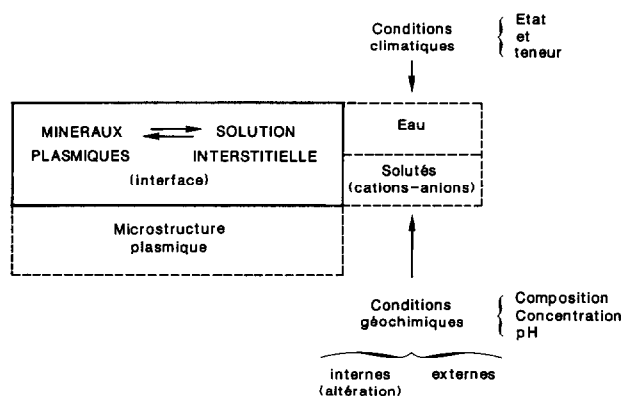


FIG. 9. — Présentation des paramètres intervenant dans la microstructuration plasmique

IMPORTANCE DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DE L'INTERFACE ET DE LA SOLUTION INTERSTITIELLE

On peut distinguer d'emblée 2 cas suivant qu'on a affaire à des solutions non acides comprenant des cations basiques tels Na, Ca, Mg, K, ou bien à des solutions acides caractérisées par la présence d'ions Al et Fe plus ou moins hydroxylés et polymérisés.

Dans le cas des solutions normales (milieux pédologiques de type hydrolytique), 2 éléments sont susceptibles d'intervenir

- la nature du cation prépondérant, qui va donc compenser les charges de surface ;
- la concentration de la solution saline.

Le premier aspect est illustré grâce à la figure 10 (D. TESSIER, 1984), qui montre nettement que les échantillons argileux Na sont les plus hydratés et les plus gonflés, alors que les matériaux Ca sont les moins hydratés (on obtient la série d'hydratation $Na > K > Mg > Ca$). Les observations comparatives en MEB et MET (fig.11), ainsi que les mesures effectuées en SAS (1) (tabl.VI) permettent de décrire ces systèmes : les échantillons Na présentent un réseau dont les parois sont formées de particules comportant un petit nombre de feuillets ($M = 8$ feuillets), mais avec des films d'eau interfoliaire (couche diffuse) très épais ($d_{001} \sim 85\text{Å}$ [tactoïde] ; en revanche le réseau des smectites Ca dans les mêmes conditions (milieu dilué = $10^{-3}M-0,032 \text{ bar} = pF 1,5$) est formé de particules épaisses ($M = 55$ feuillets), où le film d'eau interfoliaire est mince et organisée en couches monomoléculaires ($d_{001} = 20\text{Å}$) [quasicristal].

(1) Diffusion des rayons X aux petits angles.

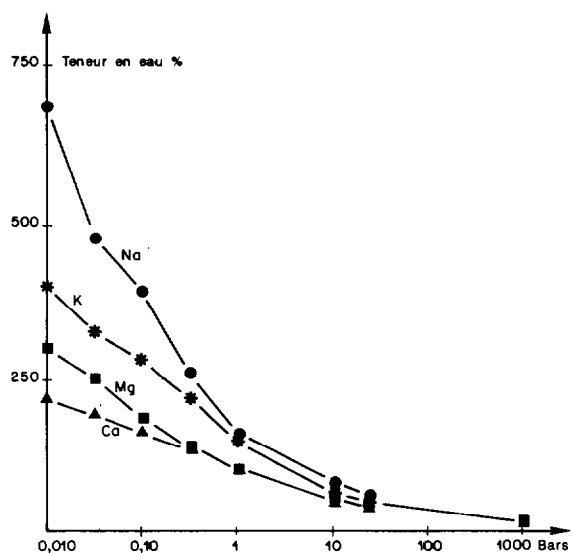


FIG. 10. — Evolution de la teneur en eau des smectites Na, K, Mg et Ca en milieu dilué ($10^{-3}M$) et au cours de la première dessiccation (smectite de Bethonvilliers)

Le second aspect a trait à la concentration de la solution. L'exemple choisi, qui est reporté dans la figure 12, montre que la smectite Na en présence de concentration élevée (M) est bien moins hydratée et expansée que la même smectite Na au contact d'une solution diluée, et qu'elle se rapproche ainsi de la smectite Ca. Elle est caractérisée alors (tabl. VI) par des réseaux constitués par des quasi-cristaux comportant plus de feuillets ($M = 20$) et présentant un espacement interfoliaire à 3 couches d'eau ($d_{001} = 18,3 \text{ \AA}$).

Ainsi, dans le cas des smectites, les paramètres physicochimiques jouent un rôle direct sur la taille et la réactivité interne des particules : présence de tactoïdes avec couches diffuses, donc très évolutifs pour les smectites Na en milieu dilué ; développement d'unités plus épaisses avec film d'eau organisée en position interfoliaire (quasicristaux) pour les smectites Na en solution concentrée ou pour les smectites Ca.

Au total la composition et la concentration de la solution interstitielle jouent un grand rôle dans l'état d'hydratation de ce type de systèmes argileux.

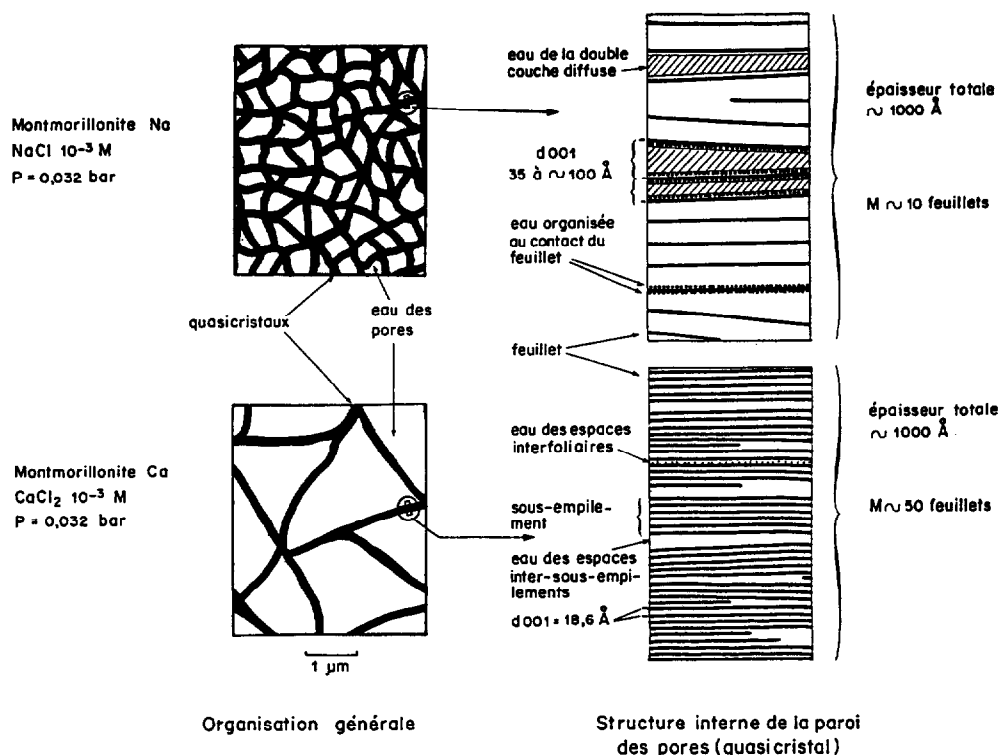


FIG. 11. — Représentation schématique de la microstructure des smectites Na et Ca

TABLEAU VI
Caractéristiques des smectites Na et Ca hydratées déterminées en S.A.S. (1^{ère} dessiccation)

Echantillons		Nombre moyen de feuillets dans la particule caractéristique M	Equidistance d (001)	Paramètre d'ordre $\frac{\delta^2}{d^2}$	Particules caractéristiques
10 ⁻³ M	Smectite Na	8	84,73	0,101	Tactolide
	Smectite Ca	55	20,09	0,046	Quasi-cristal
M	Smectite Na	20	18,30	0,085	

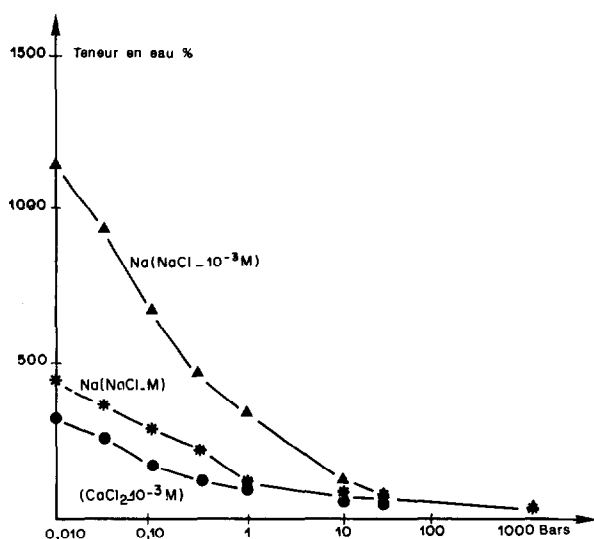
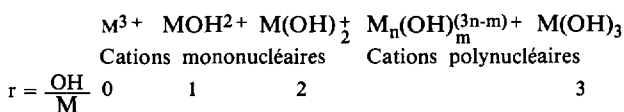


FIG. 12. — Rôle de la concentration de la solution (NaCl) sur l'évolution de la teneur en eau

Dans le cas des solutions acides (milieux pédologiques acidolytiques ou de type hydrolytique lessivant), les cations caractéristiques de la phase liquide sont l'aluminium et le fer. Mais, il s'agit ici de cations hydrolysables, en sorte que le pH de la solution devient un paramètre important. Plus celui-ci est élevé et plus les ions sont hydroxylés, puis polymérisés. On a donc entre les cations simples hydratés et les hydrates précipités toute la série :



Les résultats expérimentaux de M. ROBERT *et al.* (1983) sont reportés dans la figure 13. On constate ainsi pour les smectites que par rapport aux échantillons sodiques :

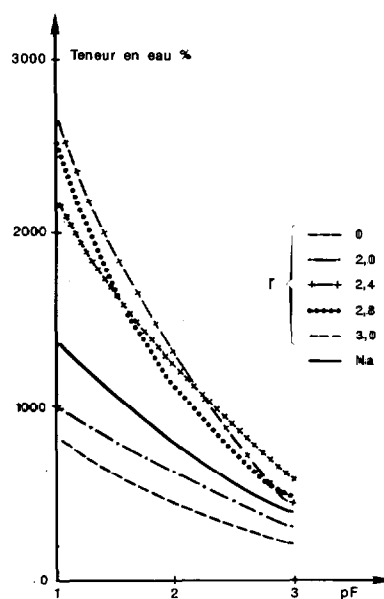


FIG. 13. — Evolution de la teneur en eau des smectites Fe pour différentes valeurs du rapport $r = \frac{OH}{Fe}$

— l'hydratation est diminuée avec les ions simples et mononucléaires ($r < 2$) qui se placent en positions interfoliaires et sont peu hydratables ;

— qu'elle est augmentée en présence de polycations qui se fixent seulement sur les surfaces externes ; mais qui sont eux dans une phase transitoire très hydratables.

De tels résultats sont intéressants dans la mesure où, à conditions égales, ils permettent d'effectuer des comparaisons avec des échantillons saturés de cations basiques. Ils ne suffisent pas néanmoins à expliciter ce qui se passe réellement au sein de la nature, du fait que ces différents types d'ions évoluent aisément lors de la lixiviation pédologique et tendent alors à donner des formes à tendance hydrophobes, donc peu hydratées.

C'est ainsi que les smectites Al-OH (Intergrades) sont constituées de particules ayant plus d'analogies avec les micro-domaines illitiques qu'avec des quasicristaux, donc plus rigides et moins réactives.

Ceci est encore plus net avec les kaolinites ferrisées qu'on rencontre dans les oxisols. On ne trouve pas alors de cristallites isolés comme dans le cas des kaolinites Na et Ca, mais ainsi que l'a montré Ph. CAMBIER (1986) des particules polycristallines (quelques cristallites disposés parallèlement et liés les uns aux autres par l'intermédiaire de ponts Fe), elles-mêmes constituant des unités plus larges micro-domaines orientés (1 μm). Ce sont ces dernières qui sont à la base des micronodules (100 μm) caractéristiques de la structure farineuse de ces oxisols ; chaque micronodule étant en effet constitué par la juxtaposition isométrique de micro-domaines désorientés entre-eux (fig.14).

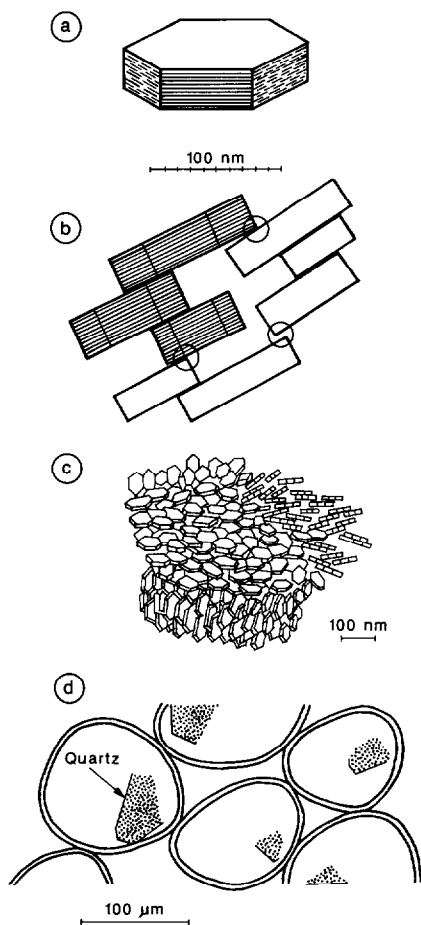


FIG. 14. — Les différents niveaux d'organisation de la kaolinite dans un oxisol de Casamance. a : cristallite, b : particule polycristalline, c : microdomaine, d : micronodule orienté

IMPORTANCE DES CONTRAINTES ÉNERGÉTIQUES SUSCEPTIBLES D'INTERVENIR SUR LA PHASE AQUEUSE DE LA SOLUTION INTERSTITIELLE

Origine des contraintes

Les contraintes énergétiques qui affectent la phase aqueuse du sol (potentiel de l'eau du sol), résultent : — soit de phénomènes physiques liés aux réactions de changement d'état de l'eau interstitielle :



et



et qui s'expriment habituellement par l'intermédiaire de la notion de potentiel matriciel ;

— soit de phénomènes osmotiques en relation avec la force ionique des solutions interstitielles et qui sont à l'origine du potentiel osmotique.

Ces deux composantes du potentiel de l'eau s'évaluent habituellement avec les mêmes unités : bars, hauteur d'eau en cm et pF (logarithme de la succion exprimée en cm). Mais elles peuvent s'exprimer aussi par l'intermédiaire de l'activité de l'eau du sol a_w , puisque celle-ci est reliée thermodynamiquement (cf. G. BOURRIE et G. PEDRO, 1979) :

— à l'humidité relative de l'atmosphère ambiante ;

— à son point de congélation ;

— et à la pression osmotique de la solution.

Le tableau VII résume les relations entre les caractéristiques énergétiques de l'eau du sol d'une part, les données climatiques (humidité relative — point de congélation) d'autre part. Quant au tableau VIII, il rassemble les valeurs des contraintes osmotiques liées à un certain nombre de sels susceptibles d'être présents dans les sols.

Rôle des contraintes sur l'hydratation et la microstructure des échantillons plasmiques. Influence de leur mode d'intervention.

Ce rôle a déjà été évoqué implicitement (cf. fig.5, 11, 13...), puisque nous avons envisagé ci-dessus la variation de l'hydratation et de la micro-structure en fonction de l'humidité relative de l'air. Il suffit donc de fixer les conditions « climatiques » (humidité relative de l'atmosphère ambiante — températures inférieures à 0°C) et « osmotiques » pour définir la quantité et l'état de l'eau présente à l'équilibre dans tout matériau plasmique.

La figure 15 due à D. TESSIER (1984) permet d'illustrer clairement cet aspect du problème.

Au demeurant l'histoire énergétique (intensité des dessiccations, alternance des dessiccations-humectations...) intervient aussi dans de fortes proportions. La figure 16 montre par exemple l'importance de l'intensité de la dessiccation *avant* toute réhydratation pour une smectite Ca ; ce qui peut être étendu d'ailleurs au cas des

TABLEAU VII
Relations entre la contrainte ou l'activité de l'eau avec l'humidité relative à 25°C et le point de congélation

Expression de la contrainte			Humidité relative (%)	Point de congélation (°C)	Activité de l'eau a_w
Bars	Cm d'eau	pF			
0,010	10	1	99,99	- 0.01°	0,99999
0,1	100	2	99,99	- 0.08°	0,99992
1	1000	3	99,93		0,99927
10	10000	4	99,29		0,9927
15,8	16000	4.2	98,88	- 1.1°	0,9888
100	100000	5	93,12	- 10°	0,9312
		5.52	78,98		
1000	10^6	6	49,03		0,4903
		6.2	32,32	- 90°	
		6.4	16,69		
10000	10^7	7	0,08		0,0008

TABLEAU VIII
Pression osmotique de diverses solutions salines rencontrées

Composé	Concentration	Force ionique	Pression osmotique (pF)
CaCO ₃	10^{-4} M (saturation)	0,0004	1,14
CaSO ₄	10^{-2} M (saturation)	0,04	3,14
CaCl ₂	10^{-3} M	0,003	2,13
	M	3	4,92
NaCl	10^{-3} M	0,001	1,68
	10^{-1} M	0,1	3,67
	M	1	4,67
	6M (saturation)	6	5,51

autres minéraux argileux : kaolinites, illites. Tous se passe comme si chaque fois qu'on desséchait, on jouait sur le système argileux de manière partiellement « irréversible » en *agrégeant* par exemple les particules originales du matériau hydraté (D. TESSIER, 1980). Les données de la SAS (tabl.IX) ont permis ainsi d'évaluer ces regroupements pour les smectites, regroupements qui

peuvent être illustrés schématiquement comme cela est indiqué dans la figure 17.

Evolution microstructurale et conditions bioclimatiques générales

Les relations entre l'individualisation de tel ou tel type de microstructure et les conditions du milieu sont à

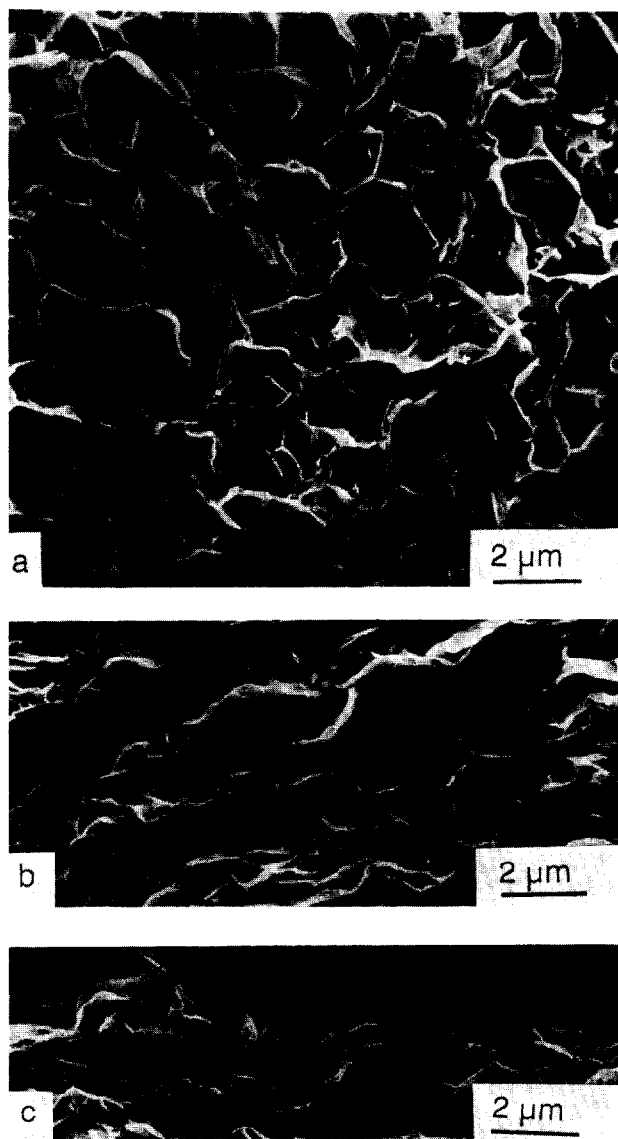


FIG. 15. — Evolution de l'organisation et du volume apparent d'une smectite Ca au cours de la dessiccation : (a) = 0,1 bar - (b) = 1 bar - (c) = 10 bars

ce jour beaucoup moins établies que celles concernant les problèmes géochimiques. Les recherches dans ce domaine sont en effet plus récentes, et il reste encore beaucoup à faire. Au demeurant, il a été montré ci-dessus (I.B. et tableau III) que les grands ensembles pédogénétiques pouvaient être mis en relation avec des critères humidité-aridité qui sont en fait les paramètres clés intervenant dans la caractérisation *énergétique* des systèmes plasmiques.

Si l'on reprend les données du tableau III établies

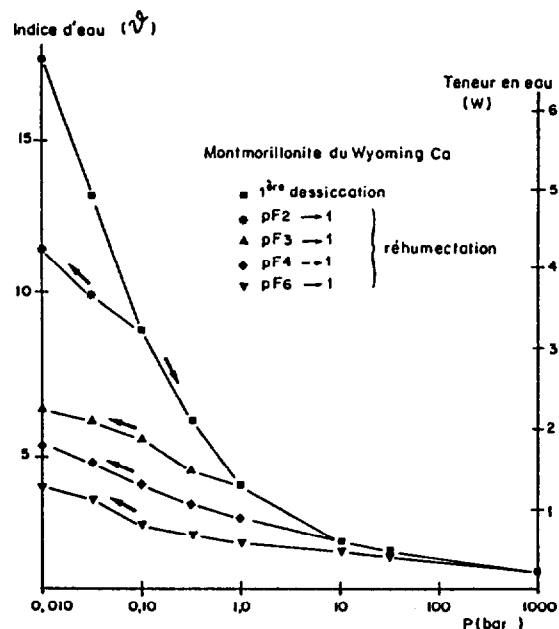


FIG. 16. — Evolution de la teneur en eau au cours de la dessiccation et de la réhumectation de l'évolution des smectites. Cas de la montmorillonite de Wyoming (D. TESSIER, 1984)

en fonction de la valeur de l'Indice d'aridité, il devient maintenant possible d'expliciter la particularité au plan énergétique de chacun des 2 grands ensembles :

— Le premier ensemble ($1_A > 20$) regroupe les milieux *peu contraignants énergétiquement* ($pF \sim 1-2$), en raison des humidités relatives de l'air toujours élevées et des températures généralement au-dessus de 0°C . Il s'agit, en conditions non hydromorphes, de milieux humides très filtrants où les solutions sont diluées, à caractère acide marqué et où les éléments Al et Fe jouent ainsi un rôle capital (« Pedalfers »), notamment aux interfaces (micro-structure) du fait de leur tendance à l'hydrophobie.

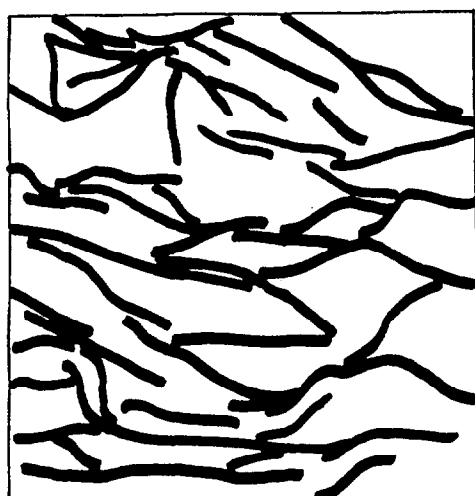
Tout se conjugue alors pour engendrer des organisations à géométrie *fixe* et relativement aérées, qui apparaissent généralement sous la forme de volumes présentant des surfaces minimales et des dimensions compatibles avec les phénomènes physiques prépondérants (tension superficielle). C'est ce qui explique la tendance à la formation de micro-agrégats.

- sphériques (ou subsphériques), la sphère étant le *volume présentant la plus petite surface possible* pour une quantité de matière donnée,
- et de dimension voisine de $100 \mu\text{m}$.

Dans ces milieux peu contraignants, il se manifeste toujours une convergence au plan des organisations micro-structurales, puisqu'on les retrouve aussi bien dans la ferrallitisation (kaolinite — composés ferrifères) :

TABLEAU IX
Paramètres caractéristiques de la montmorillonite de Wyoming préparée dans différentes conditions
D'après D. TESSIER (1984) et H. BEN RHAÏEM *et al.* (1986)

Echantillons	pF	M	d (Å)	$\frac{\delta_2}{dz}$
Montmorillonite Ca (10^{-3} M CaCl ₂)	3	55	20,09	0,046
	6 → 3	170	20,15	0,066
Montmorillonite Na (10^{-3} M NaCl)	3	8	84,73	0,101
	6 → 3	20	46,55	0,085



10 → 0.01 bar



1000 → 0.01 bar

FIG. 17. — Mode de réorganisation d'un réseau de smectite Ca en fonction des conditions d'hydratation

oxisols, dans la feraluminisation (minéraux 2/1 - AlOH) : sols bruns acides et cryptopodzoliques (P. AUROUSSEAU, F. VAN OORT, 1984) et dans l'andosolisation (allophane) : andosols (V. ROSELLO, 1984).

— Le second ensemble concerne les milieux *énergétiquement contraignants* ($I_A < 20$), en raison de l'existence de saisons très contrastées (variation du pF au cours de l'année entre 0 et 6) ou encore des concentrations salines rencontrées (zones halomorphes). C'est

le domaine des « Pedocals » marqués par la présence de solutions plus concentrées et l'intervention de cations basiques : Na, K, Mg et Ca aux interfaces ; d'où le développement d'organisations à géométrie *variable*, à la mise en œuvre de forces de cisaillement consécutives aux phénomènes de gonflement lors de chaque réhumectation saisonnière et ainsi à l'individualisation de structures grossières (macrostructures).

La distinction entre les 2 grands ensembles de sols basés sur des critères d'aridité-humidité apparaît donc aujourd'hui comme une séparation fondamentale au plan des phénomènes pédogénétiques.

CONCLUSION

Cette présentation avait pour but de montrer qu'il était possible à l'heure actuelle de donner un aspect coordonné aux problèmes pédogénétiques. Mais, dans cette perspective, il devient nécessaire de prendre en compte :

— *tous* les facteurs du milieu, et en particulier *tous* les paramètres climatiques, c'est-à-dire non seulement les « agents climatiques » classiques (Pmm, T°C) mais aussi les « contraintes climatiques » (présence d'une saison sèche ou gelée, variation du degré hygrométrique de l'air...);

— *toutes* les caractéristiques du système : solide-solution, à savoir :

les caractéristiques minéralogiques et biogéochimiques de la phase solide,

les caractéristiques physicochimiques de la phase liquide et de l'interface,

les caractéristiques morphostructurales de l'ensemble.

Avec cette vision des phénomènes, il est clair que, pour des conditions climatiques données, l'évolution aboutit à un ensemble parfaitement cohérent au plan de la constitution minéralogique (plasma) et de l'organisation microstructurale.

Mais à partir de là, toute variation dans les conditions du milieu doit conduire inéluctablement à une modification du système ; le résultat n'est toutefois pas le même suivant que l'on touche aux contraintes énergétiques ou bien aux paramètres majeurs habituels P et T°C.

— Si on reste dans le même environnement énergétique, la microstructure demeure stable ; c'est alors la constitution interne de la phase solide qui va tendre à évoluer (cristallochimie) en fonction de l'intensification des variables thermohydriques ;

— A l'opposé, si l'on fait varier les contraintes climatiques (aussi bien dans un sens que dans l'autre), il devient possible de modifier aisément la microstructure (et donc les interfaces) sans provoquer de notables changements d'ordre cristallogénétique. Ceci a été bien perçu par exemple dans les régions tropicales où l'évolution d'un climat tropical humide vers un climat tropical sec (à saisons contrastées) provoque la transformation d'un oxisol kaolinique (sol ferrallitique) en un ultisol kaolinique (sol ferrugineux tropical) (A. CHAUVEL, 1976).

Il reste naturellement beaucoup à faire dans ce domaine de recherches ; il n'en demeure pas moins que la nature « coordonnée » des phénomènes pédologiques apparaît aujourd'hui comme quelque chose de très prometteur pour l'avenir.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 22 décembre 1987

BIBLIOGRAPHIE

- AUROUSSEAU (P.), CURMI (P.) et BRESSON (L.M.), 1985. — Microscopy of the Cambic Horizon. in Soil Micromorphology and Soil Classification - SSSA Spec. Publ. 15 : 49-61.
- AYLMORE (L.A.G.), QUIRK (J.P.), 1960. — Domain or turbostratic structure of clays. *Nature* (187) : 1046-1048.
- AYLMORE (L.A.G.), QUIRK (J.P.), 1971. — Domains and quasicrystalline regions in clay systems. *Soil. Sc. Soc. Amer. Proc.* (35) : 652-654.
- BEN RHAÏEM (H.), 1983. — Etude du comportement hydrique des montmorillonites Ca et Na par analyse de la diffusion des rayons X aux petits angles (SAS) — Thèse 3^e cycle Orléans, 137.
- BEN RHAÏEM (H.), PONS (C.H.), TESSIER (D.), 1985. — Factors affecting the microstructure of smectites : Role of cation and history of applied stresses. International Clay Conference, Denver : 292-300.
- BOURRIE (G.), PEDRO (G.), 1979. — La notion de pF, sa signification physico-chimique et ses implications pédogénétiques. *Sciences du Sol*, 4 : 313-322.
- BRINKMANN (R.), 1970. — Ferrololysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3 : 199-206.
- CAMBIER (Ph.), 1986. — Organisation des constituants au sein de microagrégats de sols. — Application au système ferrallitique kaolinite - oxyde de fer. Thèse Paris, INRA, 226 p.
- CHAUVEL (A.), 1976. — Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. — Thèse Doct. Strasbourg. *Trav. et Doc. ORSTOM*, 62, 532 p.
- OADES (J.M.), 1986. — Association of colloidal materials in soils. XIII Congress Int. Soc. Soil Science, Hambourg, VI : 660-673.

- VAN OOORT (F.), 1984. — Géométrie de l'espace poral, comportement hydrique et pédogénèse. — Alpes du Nord. Thèse Ing. Doct. INRA, 281 p.
- PAQUET (H.), 1970. — Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Mémoires Serv. Cart. Géol. Als. Lor. 30, 212 p.
- PEDRO (G.), 1966. — Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficielles (cycle aluminosilicique. Compte rendu Ac. Sc. 262, D : 1828-1831.
- PEDRO (G.), 1968. — Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe — *Revue Géog. Phys. Géol. Dyn.* X, 5 : 457-470.
- PEDRO (G.), 1976. — Sols argileux et argiles — *Sciences du Sol*, 2 : 69-84.
- PEDRO (G.), 1979. — Les conditions de formation des constituants secondaires. — *In Pédologie*, Tome II, Masson (M. BONNEAU et B. SOUCHIER Ed.), Ch.IV : 5872.
- PEDRO (G.), 1983. — Structuring of some basic pedological processes. *Geoderma*, 31 : 289-299.
- PEDRO (G.), DELMAS (A.B.), SEDDOH (F.K.), 1975. — Sur la nécessité et l'importance d'une distinction fondamentale entre type et degré d'altération. Comte-rendu Ac. Sc. 280, D : 825-828.
- PEDRO (G.), DELMAS (A.B.), 1980. — Regards actuels sur les phénomènes d'altération hydrolytique. *Cah. ORSTOM — sér. Pédologie*, vol. XVIII, n^{os} 3-4 : 217-234.
- ROBERT M., VENEAU G., HERVIO (M.), 1983. — Influence des polycations du fer et de l'aluminium sur les propriétés des argiles. *Sciences du Sol*, 3-4 : 235-251.
- ROBINSON (G.W.), 1949. — Soils : their origin, constitution and classification. Thomas MURBY — London, 537 p.
- ROSELLO (V.), 1984. — Les sols bruns des Hauts — Ile de la Réunion. Thèse Univ. Paris.
- TESSIER (D.), CAMARA (L.), PEDRO (G.), 1980. — Sur le comportement hydrique et l'évolution des organisations des argiles (kaolinites et smectites) au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Compte-rendu Acad. Sciences, Paris, 290, D : 1169-1172.
- 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 Doctorat ès-Sciences, Paris, INRA, 361 p.