

Quelques aspects micromorphologiques de la pédogenèse des sols de polders conquis sur le lac Tchad

C. CHEVERRY, M. FROMAGET, G. BOCQUIER

*Pédologues de l'ORSTOM
Services Scientifiques Centraux Bondy (France)
Centre ORSTOM de Yaoundé (Cameroun)*

RÉSUMÉ

Par l'étude de quelques lames minces de sols, on précise les principales étapes d'une histoire qui va d'un sédiment lacustre émergé à un sol cultivé. Les données obtenues concernent les phénomènes mécaniques de regroupement et les phénomènes géochimiques de migration et d'accumulation (matière organique, fer, sels solubles). Dans certains cas, il est possible de définir des organisations particulières de constituants et une chronologie relative dans la mise en place de ces constituants.

ABSTRACT

By studying some thin plates of soils, the principal stages of an history starting from an emerged lacustrine deposit to a cultivated soil are precised. Data collected concern mechanical processes of regrouping and geochemical processes of migration and accumulation (organic matter, iron, soluble salts). In a few cases, it is possible to define a particular organisation of the components and a relative chronology in placing these components in position.

PLAN

Introduction

1. L'organisation sédimentaire héritée.
 - 1.1. Le squelette siliceux
 - 1.2. Le plasma argileux
 - 1.3. Les organoréliques
 - 1.4. Conclusions
2. L'acquisition par les sédiments des premières organisations pédologiques.
 - 2.1. Les phénomènes de regroupement
 - 2.2. L'apparition de traits pédologiques
 - 2.3. Conclusions
3. L'évolution particulière de l'héritage organique.
 - 3.1. En milieu très alcalin
 - 3.2. En milieu salin
 - 3.3. Conclusions
4. L'habitus et la chronologie de certaines accumulations salines.
 - 4.1. La succession des salants blancs et noirs
 - 4.2. Le relais des accumulations alcalines par des accumulations salines
 - 4.3. L'ordre de lessivage des sulfates dans les sols plus évolués
5. Conclusions

Bibliographie

Planches hors texte

INTRODUCTION

L'étude de la transformation des sédiments argileux et organiques du lac Tchad en sols de polders, a été menée jusqu'à présent par des observations macromorphologiques et par de nombreuses mesures analytiques (PIAS 1960-1961, CHEVERRY 1965-1968-1969-1972). Après un examen microscopique d'une centaine de lames minces de ces sols et sédiments, on se propose de présenter quelques aspects de l'apport de la micromorphologie à une telle étude, et en particulier dans les domaines suivants :

- l'organisation du sédiment au moment de l'exondation ;
- la transformation, principalement mécanique, que subit le sédiment lors du dessèchement et du fait de sa colonisation par une végétation semi-aquatique ;
- la migration et le dépôt de constituants secondaires, aisément solubilisables, comme des sels (carbonates, sulfates), ou bien certaines fractions de la matière organique.

1 - L'ORGANISATION SÉDIMENTAIRE HÉRITÉE

Les sédiments lacustres à l'origine des sols des polders ont une dizaine de mètres d'épaisseur et tapissent les fonds d'un modelé dunaire. Leur dépôt se serait effectué entre 8 900 ans BP (DUPONT, 1970) et l'exondation actuelle.

Sur une épaisseur de sédiments de trois mètres environ, qui peut être affectée par la pédogenèse dans les années suivant la poldérisation, se superposent généralement deux formations :

- en surface, sur une quarantaine de centimètres, des *vases argileuses et organiques* gorgées d'eau, de couleur grise ou brune, et de consistance pâteuse ;
- en profondeur, des argiles de couleur grise à gris bleuté, moins riches en eau que les vases, de consistance semi-rigide. Ce sont les *argiles structurées*.

Les quatre constituants de ces matériaux sont soit d'origine minérale :

- de l'argile (60 à 70 %), avec une nette dominance de montmorillonite ;

- des sables quartzeux, assez peu représentés.

soit d'origine biologique :

- des tests de diatomées, dans des proportions variables ;
- de la matière organique végétale (5 à 25 %).

L'étude en lames minces de ces vases et de ces argiles suivant la terminologie de BREWER (1964), a permis de préciser la nature et l'arrangement sédimentaire de ces quatre constituants qui sont ici regroupés en :

- squelette silicieux : quartz et tests de diatomées ;
- plasma argileux ;
- organoreliques.

1.1 - Le squelette silicieux

Les *sables quartzeux* présentent des formes émoussées, arrondies ou subanguleuses, et leur taille assez constante avoisine 250 microns. Ces sables sont soit mélangés aux autres constituants sans distribution particulière, soit groupés en lits subhorizontaux. Ce dernier cas s'observe plus particulièrement en bordure des polders, en contrebas immédiat des dunes environnantes. Tous ces sables ont d'ailleurs des caractéristiques de forme et de taille identiques à celles des sables dunaires voisins.

Les *tests silicieux de diatomées* sont toujours présents dans ces sédiments lacustres, mais leur abondance et leur distribution sont variables. A la base des argiles structurées par exemple, leur proportion pourrait dépasser 10 % d'après M. SERVANT (*communication orale*). Ces diatomées, dont les dimensions moyennes sont de l'ordre de 20 microns, présentent des formes en batonnets, en fuseaux ou en cylindres. Elles sont peu fragmentées, leurs contours sont très nets, et l'examen de quelques tests au microscope électronique à balayage (Planche III, photographie n° 1) a montré que ces squelettes silicieux n'ont pas subi de dissolution après leur dépôt. Les diatomées sont généralement dispersées dans le plasma sans regroupement particulier. Cependant, quelques lits subhorizontaux à très fortes densités de diatomées ont été observés, soit en surface de vases récemment exondées (Planche I, photographie n° 2), soit à la base des argiles structurées.

Ces deux constituants de squelette, par leur nature et par certaines de leurs distributions qui correspondent à des structures de dépôt, manifestent donc une origine

sédimentaire et vraisemblablement l'absence d'évolution depuis leur dépôt.

1.2 - Le plasma argileux

Il est abondant et il n'y a pas de vides qui lui soient associés.

Dans les argiles structurées, l'assemblage plasmique est très marqué avec une orientation parallèle préférentielle, qui s'exprime par une figure d'extinction striée dans une seule direction (planche I, photographie n° 3). Cet assemblage a été dénommé *unistrié* (« unistrial fabric ») par BREWER (1964), qui le considère comme caractéristique de roches sédimentaires ou de sédiments presque bruts.

A la base des vases organiques, l'assemblage est plutôt de type lattiseptique : les séparations plasmiques sont en effet discontinues avec des orientations orthogonales. Sur ces mêmes échantillons, on observe également autour des grains de quartz ou autour des tests de diatomées des assemblages de type squelseptique, qui traduisent une orientation nettement modifiée du plasma argileux autour de ces éléments du squelette. Cet assemblage *squel-lattiseptique unistrié* est également caractéristique de dépôts sédimentaires, mais dans ce cas son apparition pourrait être due à la très forte perte d'eau qu'ont subi ces vases à la suite du prélèvement.

Des observations au microscope électronique à balayage (planche III, photographie n° 2) ont permis — à des grossissements voisins de 2 000 — de voir réellement l'arrangement unistrié des phyllites argileuses, ainsi que la modification de l'orientation de cet arrangement au contact d'un test de diatomée (assemblage devenant squelseptique).

Par ses assemblages de type unistrié, le plasma argileux des vases et des argiles structurées, témoigne donc lui aussi d'une origine sédimentaire.

1.3 - Les organoreliques

La matière organique est toujours présente dans ces sédiments. Elles apparaît au moins « pro-parte », figurée sous forme de petits amas qui sont considérés comme des organoreliques. On étudiera ici leurs caractères sédimentaires hérités, alors que leur évolution lors de la pédogenèse fera l'objet de la troisième partie de cette note.

De nombreuses données analytiques ont déjà mis en évidence que les teneurs en matière organique ne sont pas constantes dans l'épaisseur de ces sédiments, comme peuvent l'être les teneurs en argile. Ces teneurs varient entre 5 et 25 %, et l'analyse microscopique montre précisément qu'à ces variations des teneurs en matière organique correspondent des variations de la forme, de la dimension et de la distribution des amas organiques.

Ainsi dans l'argile structurée, pour des teneurs faibles en matière organique comprises entre 4 et 9 % avec des rapports C/N également faibles de 7,3 à 11,5, les amas observés sont très nombreux mais de petite taille (10 à 25 microns). Leur couleur est brun noir en lumière naturelle et noire en lumière polarisée (isotropes). Leurs contours sont très distincts, et ils ne présentent pas de structures cellulaires végétales reconnaissables. Comme leur distribution est quelconque et sans relation avec un enracinement ou une horization, on peut penser qu'il s'agit d'un dépôt d'une matière organique déjà évoluée et fragmentée (organorelique).

Dans les vases, les caractères et la distribution des amas organiques sont très variés :

— Dans les vases grises, où la matière organique est plus abondante (13 %) et avec un C/N de 13 à 13,5, les organoreliques sont nombreuses mais leur taille est très variable. La plupart ont des dimensions comprises entre 6 et 30 microns. Leurs contours sont distincts, assez anguleux, mais la forme générale reste arrondie. En revanche, quelques rares organoreliques sont beaucoup plus grandes (jusqu'à 200 microns) et leur forme est alors allongée.

— Dans les vases brunes très organiques (24 % avec un C/N de 15,5), les organoreliques présentent des tailles encore plus variables, de 10 à 500 microns, mais le plus souvent sans structure cellulaire végétale reconnaissable. Les plus grandes ont une forme très allongée. Elles sont systématiquement orientées horizontalement et sont regroupées en lits.

1.4 - Conclusions

Ainsi dans la séquence de ces sédiments, il s'avère que l'augmentation des teneurs en carbone et des valeurs du rapport C/N, correspond étroitement à l'augmentation de la taille et du caractère d'arrangement horizontal des organoreliques. A l'échelle microscopique on décèle donc avec précision le caractère

plus organique des sédimentations les plus récentes du lac Tchad.

D'autre part, la matière organique présente dans ces sédiments ne correspond pas à l'enracinement d'une végétation aquatique ancrée, car aucune organisation ni orientation de type racinaire n'a été décelée. Les observations suggèrent plutôt des dépôts de plus en plus abondants d'organoreliques végétales à C/N de plus en plus élevé. Ces faits, rapprochés de nombreuses données physico-chimiques de caractérisation de cette matière organique héritée (CHEVERRY, 1973), supportent l'hypothèse que ces organoreliques puissent correspondre à la *sédimentation des résidus d'une végétation lacustre flottante*, analogue aux îlots flottants de *Cyperus papyrus* que l'on observe actuellement sur le lac, idée qu'avait déjà suggérée GUICHARD (1957).

2 - L'ACQUISITION PAR LES SÉDIMENTS DES PREMIÈRES ORGANISATIONS PÉDOLOGIQUES

Lorsque les sédiments lacustres sont exondés, ils subissent une transformation surtout mécanique de leur organisation sédimentaire. Ces modifications de l'arrangement de leurs constituants sont principalement déterminées par les variations des facteurs externes, tels que le dessèchement par évaporation et la colonisation par une végétation de roseaux. Ce sont plus particulièrement les premières modifications subies par ces sédiments dans les mois qui suivent l'exondation, qui ont fait l'objet d'examen microscopiques.

2.1 - Les phénomènes de regroupement

Dans le cas de ces sols de polders en cours de formation, il a paru intéressant d'utiliser la terminologie et la démarche proposées par JONGERIUS (1970) pour l'étude de certains sols hollandais, et en particulier pour mettre en évidence des « phénomènes de regroupement ». Selon JONGERIUS, le regroupement des constituants du sol comprend tous les changements de distribution et d'orientation à l'intérieur du sol, à l'exception des changements dus à des additions ou à des transformations des composés minéraux. Trois sortes de phénomènes de regroupement sont distinguées :

— les pédoturbations ;

— les pédocompactions ;

— les concentrations.

mais ce sont principalement les deux premiers qui se manifestent dans ces sols.

(a) *Les pédoturbations*, c'est-à-dire des mélanges de constituants ou d'éléments structuraux, sont principalement des *gravipédoturbations* dans le cas de ces sols jeunes de polders. Ce phénomène est dû à la richesse des sédiments en montmorillonite, minéral sensible au retrait lors des importantes pertes d'eau liées à l'exondation. On observe en effet que les vases s'organisent dans un premier temps selon un réseau à maille polygonale de fentes de retrait. Le sommet des prismes ainsi individualisés se sous-structure en polyèdres de 1 à 3 cm, dont une partie tombe dans les fissures et les comble. Il se produit donc un mélange d'éléments structuraux, mais sans qu'intervienne une *argilipédoturbation* au sens de JONGERIUS. En effet on n'observe pas en lames minces la présence de cutanes de tension sur les parois de ces différents éléments structuraux.

Macroscopiquement et microscopiquement, il n'a pas été observé non plus de *faunapédoturbations* : l'activité de la faune semble réduite, ce qui distinguerait ces polders continentaux des vases marines des mangroves.

En revanche des *aéropédoturbations* sont décelées : il s'agit de mélanges de constituants provoqués par des dégagements et des montées de gaz. Elles se manifestent par des boursoffures en surface du sol, sous forme de « champignons » de 1 à 3 cm de diamètre, à l'intérieur creux, à parois constituées d'un mélange de cristaux salins et de matière organique à l'état d'enduit goudronneux (salant noir).

Ces *aéropédoturbations* ont ici une signification pédologique particulière : elles ne s'observent en effet que lorsque la surface du sol a subi après l'exondation une évolution en conditions hyperalcalines qui provoquent la dégradation de la structure et l'imperméabilisation de la surface. Les horizons sous-jacents constituent alors un milieu très réducteur, et ils développent — du fait de leur nature organique — des fermentations avec production de gaz, et en particulier de méthane. Des bulles de méthane se fraient un chemin vers la surface, mais certaines sont emprisonnées sous la croûte superficielle qu'elles boursoffent. Et elles acquièrent des enduits salins ou organosalins qui se solidifient par dessiccation.

(b) *Les pédocompactions* sont fréquemment observées sur des lames minces de vases récemment exondées et colonisées par les roseaux. L'enracinement de

ces roseaux dans la masse du sédiment provoque localement des tensions qui se manifestent :

— par une orientation référée des organoreliques du sédiment en auréoles concentriques autour des tubes racinaires (planche I, photographie n° 4). Cette orientation correspond aux tensions produites par l'implantation et l'accroissement des racines dans un matériau à consistance malléable ou même pâteuse.

— également par une réorientation du fond matriciel autour de ces racines. Des séparations plasmiques, qui représentent des cutanes de tension (« stress cutanes »), s'ordonnent autour de ces conduits racinaires (planche I, n° 5).

Cet assemblage plasmique peut persister après la disparition de la racine, et il apparaît alors autour du vide comme un assemblage de type vosepique.

2.2 - L'apparition de traits pédologiques

A ces phénomènes de regroupement, qui caractérisent les premiers stades de la pédogenèse dans ces sédiments, s'ajoute l'apparition de certains traits pédologiques :

— des cutanes soit sesquioxydiques : ferranes et manganés

soit organiques : organanes

— des accumulations salines, sous forme de cristallaria de chambre.

Les organanes et les cristallaria seront traités séparément dans les paragraphes suivants III et IV.

Quant aux *ferranes et manganés*, (planche I, n° 6) ce sont des cutanes de fissures, de vides, ou bien de peds (dans une étape ultérieure de la pédogenèse). Ils sont formés de composés hydratés de fer et de manganèse sous forme insuffisamment cristallisée pour être identifiables aux rayons X. La netteté de leur limite est assez variable et elle semble s'accroître avec l'âge des cutanes. Ces ferranes et manganés, qui peuvent être considérés dans certains cas comme des traits subcutaniques (néo et quasi-cutanes), seraient des concentrations plasmiques formées par diffusion en bordure ou à proximité des vides. Comme des données analytiques ont mis en évidence la présence de fer réduit à l'intérieur des agrégats, on pourrait attribuer ces concentrations cutaniques ou subcutaniques à une diffusion centrifuge dans l'agrégat et sous un état réduit, suivie par une réoxydation au contact de l'atmosphère des vides ; la réalité de l'accumulation reste à démontrer par un autre moyen (microsonde).

La genèse de tels cutanes paraît donc déterminée par des facteurs externes comme le dessèchement qui engendre des vides de fissuration, ou bien le développement de la végétation qui crée des vides racinaires. Mais elle semble dépendre également de facteurs internes aux sédiments, comme la nature minéralogique des argiles ou bien l'existence d'organisations sédimentaires semblables aux lits sableux subhorizontaux, où se localiseront de préférence les fentes de retrait et par là même les cutanes de diffusion.

2.3 - Conclusions

On remarque donc que les premières transformations subies par ces sédiments argileux et organiques ne conduisent pas à des caractères et à un comportement analogues à celui des vertisols. Certes la nature argileuse du matériau provoque des phénomènes de retrait lorsque le sédiment perd son eau. Mais après ce retrait, on ne constate pas de phénomènes de pédoturbations ou de pédocompaction liés à ces argiles gonflantes et qui sont généralement dus — aussi bien dans les vertisols que dans les sols de polders hollandais (JONGERIUS, 1970) — à des phases alternées de gonflement et de dessiccation. Ceci correspond, macroscopiquement à l'absence de faces de glissement. L'explication déjà proposée (CHEVERRY, 1972), est que ces matériaux très argileux mais aussi très humifères, perdent de façon irréversible une grande partie de leurs propriétés de gonflement dès le dessèchement d'exondation, qui se produit sous une température naturelle élevée.

3 - L'ÉVOLUTION PARTICULIÈRE DE L'HÉRITAGE ORGANIQUE

La matière organique héritée du sédiment est figurée, microscopiquement, sous forme d'organoreliques à contours distincts (§ I). Après la poldérisation, cette matière organique sédimentaire évolue rapidement par minéralisation. C'est là le processus dominant. Mais une autre évolution particulière est décelable par l'examen de lames minces, et elle se produit selon la nature des sels présents dans le sol :

3.1 - En milieu très alcalin, avec un pH ≥ 9 dû à la présence de carbonate de sodium, on constate que les contours des organoreliques deviennent flous (planche

II, photographie n° 1). Le noyau originel s'aurole d'un halo de diffusion de couleur brun vif. Ce halo n'est que rarement concentrique au noyau. Il s'étire plutôt en une ou deux traînées sans orientation préférentielle. Cette *évolution du contour des organoreliques* se produit très rapidement après l'exondation, mais seulement dans les cas où la première phase de salure à laquelle sont soumis les sédiments superficiels est une phase à carbonate de sodium. Il s'agit alors du carbonate de sodium déposé par les eaux lacustres qui ont été emprisonnées lors de la poldérisation, et qui se sont concentrées sur place par évaporation (CHEVERRY, 1971).

De plus, des examens microscopiques réalisés dans les quelques centimètres supérieurs des vases organiques, montrent une *relation entre ces halos de diffusion et la présence de « salant noir »* observé à la surface de ces mêmes sédiments. En effet, sur une coupe transversale correspondant à cette tranche superficielle de 5 à 10 cm, on note la variation suivante :

— à la base, seule une partie des organoreliques présente des halos de diffusion et ceux-ci sont discrets ;

— vers le sommet, le nombre et l'extension des halos s'accroissent. Les réseaux de diffusion peuvent s'anastomoser et envahir l'ensemble du fond matriciel. La couleur change alors : elle passe de brun vif légèrement rouge à brun sombre noir.

Ces observations microscopiques confirmeraient que le « salant noir » puisse résulter de l'extraction d'une fraction de la réserve organique, que constituent les organoreliques. Cette matière organique, mobilisée par le carbonate de sodium au niveau de chacune des organoreliques, diffuserait et se réorganiserait en surface pour donner le « salant noir », mélange de carbonate de sodium et de matière organique.

Des observations ultramicroscopiques, au microscope électronique à balayage, montrent bien en effet (planche III, photographie n° 5) que le salant noir est composé d'une pâte organique sans structure cristalline, qui enrobe des cristaux de carbonates.

3.2 - En milieu salin, à pH 8,5, les organoreliques ne présentent aucune transformation. Au contact de sels neutres, comme le sulfate de sodium, leurs contours demeurent distincts et l'on observe pas de halo de diffusion (Planche II, photographie n° 2).

3.3 - Conclusions

Ces données micromorphologiques peuvent être rapprochées des données analytiques déjà obtenues

sur ces horizons superficiels et sur le « salant noir ». On constate ainsi que dans les milieux salins, où l'on n'observe pas de modifications morphologiques, le taux de matière organique extractible à l'eau est très faible, de l'ordre de 0,3 ‰ de carbone. En revanche, il atteint 6 ‰ de carbone, dans les milieux alcalins à carbonate de sodium. D'autre part, des résultats obtenus avec l'isotope stable ^{13}C ont confirmé que ce « salant noir » correspondait à une évolution du stock initial en molécules à poids moléculaire relativement faible (CHEVERRY 1973, à paraître).

Ainsi après la poldérisation, et seulement en milieu alcalin, on observe une évolution morphologique rapide du stock organique hérité : une partie de celui-ci s'associe à une phase minérale cristallisée pour former le « salant noir ». Dans les milieux salins, en revanche, la totalité de ce stock participera au cycle organique en se minéralisant progressivement.

4 - L'HABITUS ET LA CHRONOLOGIE DE CERTAINES ACCUMULATIONS SALINES

Ces sols de polders sont, dès leur exondation, le siège de diverses accumulations salines : les polders constituent en effet des bassins évaporatoires soumis à un climat aride propice à ces concentrations.

Les sels exprimés sont très variés. La plupart sont visibles macroscopiquement et certains ont fait l'objet de déterminations analytiques précises, comme la thénardite, ou la gaylussite et le trona (MAGLIONE, 1968). Les plus fréquents sont les carbonates ou sulfates de calcium ou de sodium, qui peuvent être observées en lames minces (de sol), mais dont la détermination est parfois difficile du fait de leur polymorphisme. Enfin certains sels n'ont pas pu être identifiés pétrographiquement en raison de la très faible dimension de leurs cristaux (inférieure au micron), et des déterminations analytiques comme celles de diffractométrie sur des échantillons globaux n'avaient pas permis non plus de les détecter du fait de la dispersion des cristaux. C'est le cas de la jarosite, sulfate double de fer et de potassium, dont la présence n'a été décelée qu'à l'aide du microscope électronique à balayage en utilisant des grossissements voisins de 12 000 (planche III, n°s 3 et 4). Des micro-prélèvements ont pu alors être effectués et la présence de jarosite a été confirmée par diffractométrie.

Les examens en lames minces, s'ils n'assurent donc pas à eux seuls toutes les déterminations pétrogra-

phiques, permettent en revanche de définir l'habitus de ces sels et de pouvoir en déduire dans certains cas l'ordre d'apparition. Ainsi une chronologie relative de ces accumulations ou de ces migrations salines peut-elle être parfois proposée et confrontée aux autres données, pour aboutir à une interprétation pédogénétique. Trois exemples seront présentés :

- La succession des salants blanc et noir.
- Le relais des accumulations alcalines par des accumulations salines.
- L'ordre de lessivage des sulfates dans les sols plus évolués.

4.1 - La succession des salants blanc et noir

L'examen des lames minces précise et confirme les observations macroscopiques de terrain. A la surface des vases organiques récemment exondées il y a superposition, donc succession de deux accumulations :

- l'une saline, composée de calcite, de trona (carbonate de sodium) et de gaylussite (carbonate de sodium et de calcium). C'est le « salant blanc » ;
- l'autre organosaline, le « salant noir » qui est en surface, mais qui affecte également le « salant blanc » en le salissant.

Cette chronologie relative de dépôts correspondrait à la succession de deux mécanismes d'accumulation (CHEVERRY, 1973) :

- pour le « salant blanc » à une *précipitation saline* directe à partir d'une eau de submersion qui, en disparaissant, concentre et dépose ses différents sels carbonatés (planche II, n° 9) ;
- pour le « salant noir », après l'exondation, à une *remontée capillaire* à travers les quelques centimètres de la tranche supérieure des vases, encore imprégnées par des eaux concentrées d'origine lacustre. Ces eaux carbonatées sodiques imprègnent le sol, dissolvent la matière organique des organoreliques et forment le « salant noir », qui vient se déposer en surface après avoir sali le « salant blanc », qu'il traverse.

4.2 - Le relais des accumulations alcalines par des accumulations salines

Les premières accumulations de sels sont donc à caractère alcalin (carbonate de sodium) et aboutissent

à la formation des salants blanc et noir, qui ont été étudiés analytiquement et microscopiquement. Dans les polders anciens, on constate plutôt dans les horizons superficiels, que le carbonate de sodium disparaît généralement alors que le sulfate apparaît. A une phase alcaline peut donc succéder une phase saline.

Quelques échantillons, et en particulier une lame mince, ont permis de saisir la coexistence de ces deux phases, et d'apporter quelques précisions sur ce relais des accumulations alcalines par des accumulations salines.

L'examen microscopique d'un ped et des vides qui l'entourent, montre en effet :

— *A l'intérieur du ped*, un plasma à dominance cristique, taché de brun par la diffusion de la matière organique. Quelques vides intrapédiaux sont occupés par des cristallaria de chambre, qui sont des carbonates non teintés par la matière organique.

- *Dans le vide interpédal*, on note la présence :
 - d'amas de carbonates de calcium
 - de petits amas de sulfate de sodium (couleur blanc gris terne en lumière polarisée)
 - de très petits cristaux allongés, qui rappellent les formes du gypse.

— *Sur la bordure même du ped*, on peut observer (planche II, photographies n°s 10 et 11), la présence de plusieurs cavités dont la forme alvéolaire est analogue et qui sont ouvertes sur le vide interpédal. Certaines de ces cavités sont occupées par des sulfates de sodium, alors qu'une autre contient des carbonates (de calcium ou de sodium).

Bien que l'identification de certaines formes salines cristallisées comme celles des carbonates ou même du gypse, demeure encore aléatoire en raison de leur petite taille et surtout de leur polymorphisme, on peut d'abord noter la présence simultanée « de trois sels » :

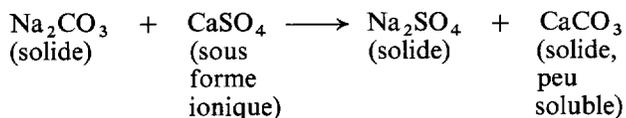
- les carbonates de calcium ou de sodium, liés ou non à la matière organique
- le sulfate de calcium
- le sulfate de sodium

Et ensuite comparer leurs habitus : les carbonates (de calcium ou de sodium) constituent la masse du ped et ils sont plus anciens que les autres formes salines qui l'entourent. Parmi celles-ci le sulfate de sodium et des carbonates (de calcium probablement) viennent secondairement occuper des vides de bordure de peds, qui sont analogues aux vides intrapédiaux encore remplis de carbonates.

Le gypse ne se trouve que dans le vide interpédal, et ne coexiste donc pas, en fait, avec les carbonates alcalins.

Le sulfate de sodium et le carbonate de calcium, qui caractérisent la phase saline, apparaissent donc, microscopiquement, comme postérieurs aux carbonates (Na et Ca) qui représentent la phase alcaline.

La coexistence de ces sels et leur mode d'arrangement microscopique sont également en accord avec le type de réaction chimique qui avait été invoqué (CHEVERRY, 1971) pour rendre compte de la modification du type de salure dans ces sols de polders plus anciens :



Cet exemple met en évidence l'intérêt de ces données micromorphologiques, mais également leurs limites, qui tiennent ici aux difficultés d'identification des formes cristallines. Pour s'assurer de ces identifications in situ, il conviendrait de faire appel à des appareils comme la microsonde électronique à rayons X qui — en établissant des images de distribution d'éléments comme Ca, Na, S, C — permettrait d'identifier géochimiquement ces différents sels.

4.3 - L'ordre de lessivage des sulfates dans les sols plus évolués

Dans des sols de polders encore plus anciens (15 ans), et avec une nappe phréatique oscillant vers 2 m de profondeur, deux sels deviennent dominants :

- le sulfate de sodium (thenardite),
- le sulfate de calcium (gypse).

Ces deux sels présentent microscopiquement des habitus différents (Planche III, photo 12) :

- le sulfate de sodium se localise dans les gros pores ouverts et les fissures interpédales.
- le gypse se situe plutôt en retrait de cette porosité ouverte, soit dans des anfractuosités connectées à ces pores, soit dans de petites chambres à l'intérieur du ped.

Ces faits sont à rapprocher de certaines données analytiques. En procédant à des analyses périodiques

pour déterminer l'entraînement des sels durant la saison des pluies, on a constaté que le sulfate de sodium était lessivé préférentiellement au sulfate de calcium. Certes cette préférence peut être attribuée à la solubilité moindre du gypse. Mais comme le montre l'examen microscopique, le sulfate de sodium déposé dans les vides les plus ouverts est ainsi le plus accessible à la percolation des eaux météoriques, qui dans ces sols se fait précisément par les fissures et non dans l'ensemble du sol (CHEVERRY, 1972).

5. CONCLUSION

Ces quelques exemples concernant la pédogenèse de sols de polders, montrent l'intérêt et les limites de ces données micromorphologiques.

L'intérêt d'abord : avec un nombre limité de lames minces de sols, on précise les principales étapes d'une histoire qui va d'un sédiment lacustre émergé, à un sol cultivé. Les données obtenues intéressent des domaines aussi variés que les phénomènes mécaniques de regroupement, ou les phénomènes géochimiques de migration et d'accumulation. Elles concernent aussi bien des éléments métalliques (fer, manganèse) que des sels solubles ou de la matière organique. Et leur rapprochement avec des données analytiques variées guide utilement vers des hypothèses ou des conclusions.

Mais l'apport original de ces analyses micromorphologiques consiste à associer en permanence durant l'étude, des données d'identification des constituants à des données concernant leur forme, leur orientation et leur arrangement. Ainsi peuvent être définis :

- d'une part des *organisations* particulières de constituants, qui relèvent ici soit du milieu sédimentaire, soit du milieu pédologique. Ainsi se distinguent l'héritage sédimentaire et les transformations pédologiques.

- d'autre part un ordre, une *chronologie relative* dans la mise en place des constituants. Comme en pétrographie, ces données chronologiques sont déduites de l'arrangement, et elles renseignent ici sur l'histoire des premières transformations pédologiques.

Cependant les limites des examens micromorphologiques ont été ressenties plusieurs fois durant cette étude. Elles tiennent principalement à des difficultés

d'identification des constituants à l'échelle microscopique. Ces limites apparaissent être à la fois d'ordre technique et méthodologique. Elles peuvent en effet être parfois abolies par l'utilisation d'appareils autorisant d'autres échelles d'observation, comme certains microscopes électroniques : ainsi la mise en évidence de certaines accumulations salines ultramicroscopiques, comme celle de la jarosite dans ces sols de polders. Mais ces limites ressenties actuellement, peuvent être aussi reculées en associant plus étroitement encore ces données micromorphologiques à l'ensemble des données analytiques et en particulier à celles qui permettent des microanalyses en place des constituants.

BIBLIOGRAPHIE

- BREWER (R.) 1964. — Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley and sons New York London Sydney 470 p.
- BREWER (R.) SLEEMAN (J.R.) 1969. — The arrangement of constituents in quaternary soils. *Soil Sci.* 107 pp. 435-441.
- BURNHAM (C.P.) 1970. — The micromorphology of argillaceous sediments particularly calcareous clays and siltstones. in : Micromorphological Techniques and applications - 1970 - Ed. by D.A. OSMOND et P. BULLOCK. *Soil Survey of England et Wales. Techn. Monogr.* n° 2. Harpenden pp. 83-96.
- CHEVERRY (C.) 1968. — Rôle original de la pédogenèse sur la nature et le mode de l'accumulation saline dans certains milieux confinés en région subaride. *Sci. Sol* n° 2 pp. 33-53.
- CHEVERRY (C.) 1969. — Salinisation et alcalinisation des sols des polders de Bol. Conséquences sur la fertilité et l'aptitude à l'irrigation de ces sols. ORSTOM, Fort-Lamy, 101 p. *multigr.*
- CHEVERRY (C.), 1971. — Etude des sols de deux polders de Bol-Guini et Bol-Bérim dans leurs relations avec la nappe phréatique sous-jacente. ORSTOM, Fort-Lamy, 91 p. *multigr.*
- DUPONT (B.), 1972. — Etude bathymétrique et sédimentologique d'un bras du lac Tchad (Yakoua-Mandi). ORSTOM, Fort-Lamy, 50 p. *multigr.*
- GUICHARD (E.), 1957. — Sédimentation du lac Tchad. Com. Scient. Logone-Tchad, Paris, 1957, 46 p. *multigr.*
- JONGERIUS (A.), 1970. — Some morphological aspects of regrouping phenomena in Dutch soils. *Géoderma*, 4, (3), pp. 311-331.
- MAGLIONE (G.), 1968. — Présence de gaylussite et de trona dans les natronières du Kanem. *Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallogr.*, 91, pp. 388-395.
- Micromorphological techniques and applications - 1970 - Ed. by D.A. OSMOND et P. BULLOCK. *Soil. Survey of England et Wales. Techn. Monogr.* n° 2. Harpenden, VI-110 p.
- PIAS (J.), BARBERY (J.), 1960. — Evolution de la salinité dans le polder de Bol Guini en 1959 et 1960. ORSTOM, Fort-Lamy, 110 p. *multigr.*

PLANCHE I

Microscopie optique sur lames minces de sols.

L'HÉRITAGE SÉDIMENTAIRE ;

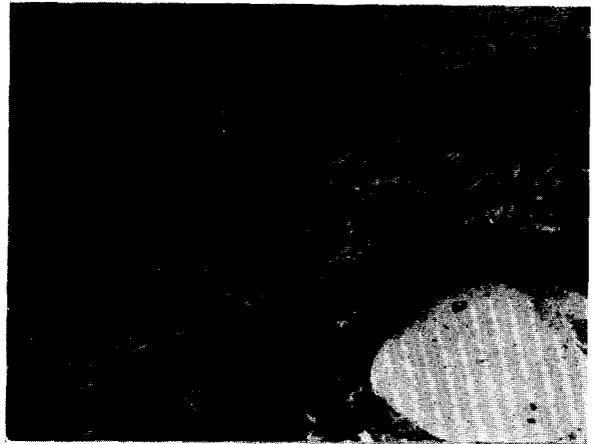
1. L'aspect de la surface d'une vase récemment exondée : diatomées, quartz, organoreliques à orientation horizontale dominante. Lumière naturelle ; grossissement : 32.
2. Détail de la surface. Lumière naturelle ; grossissement : 125.

LES PREMIÈRES ORGANISATIONS PÉDOLOGIQUES

3. Assemblage plasmique du matériau « argile structurée » : orientation parallèle préférentielle (« unistrial fabric »). Lumière polarisée ; grossissement : 45.
4. Pédocompaction : orientation référée des organoreliques du sédiment en auréoles concentriques autour d'un tube racinaire. Lumière naturelle ; grossissement : 80.
6. Un trait pédologique : un ferrane (cutane de vide). Lumière naturelle ; grossissement : 80.
5. Pédocompaction : autour du même tube racinaire que celui de la photographie n° 4, réorientation du fonds matriciel (« stress-cutanes »). Lumière polarisée ; grossissement : 80.



1



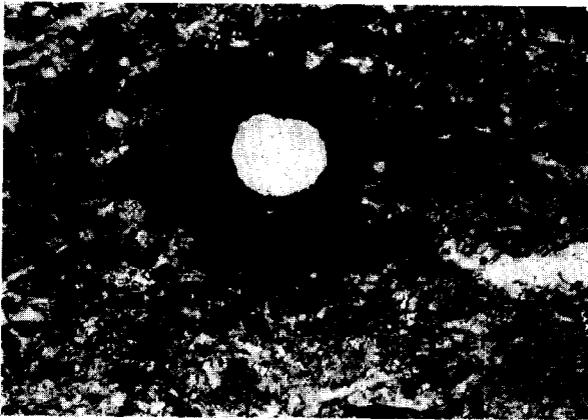
2



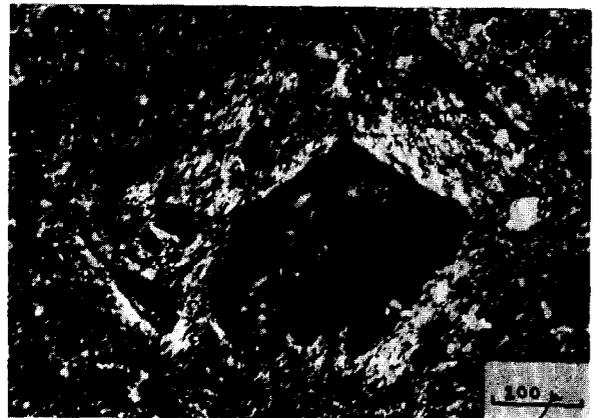
3



4



6



5

PLANCHE II

Microscopie optique sur lames minces de sols.

L'ÉVOLUTION PARTICULIÈRE DE L'HÉRITAGE ORGANIQUE

1. Contours flous des organoreliques en milieu très alcalin. Lumière naturelle ; grossissement : 625.
2. Contours nets des organoreliques en milieu salin. Lumière naturelle ; grossissement : 325.

L'HABITUS ET LA CHRONOLOGIE DE CERTAINES ACCUMULATIONS SALINES

3. Pellicule de cristaux blancs de carbonates en surface du sédiment ; aspect cristique du fond. 1^o phase de l'accumulation saline, avant la diffusion de matière organique solubilisée. Lumière polarisée ; grossissement : 125.
4. Relais des accumulations alcalines (carbonates) par des accumulations salines (sulfates). Sur la bordure d'un ped, trois cavités, dont celle du milieu est occupée par des carbonates et les deux extérieures par du sulfate de sodium. Lumière naturelle ; grossissement : 125.
5. Même photographie en lumière polarisée.
6. Habitus comparés du sulfate de sodium (à droite, dans un pore) et du gypse (à gauche, dans une anfractuosité). Lumière naturelle ; grossissement : 35.

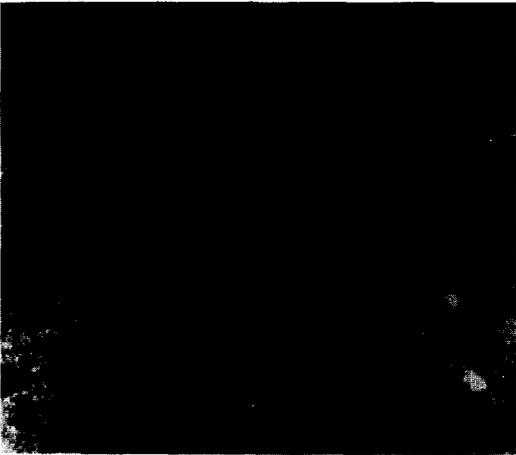
1



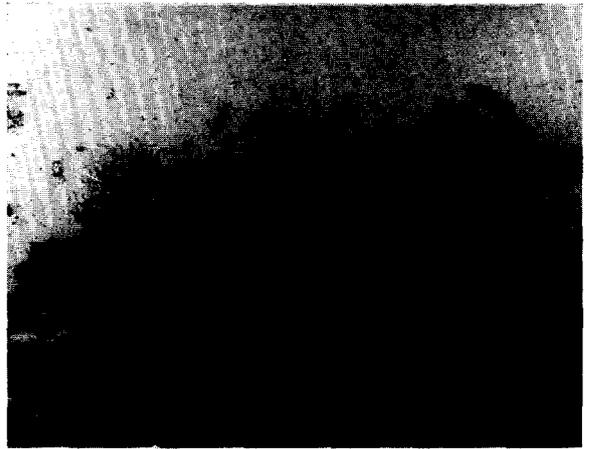
2



3



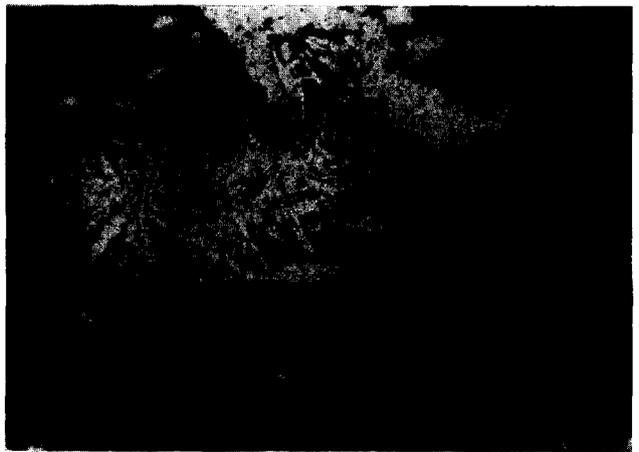
4



5



6



L'HÉRITAGE SÉDIMENTAIRE

1. *Test de diatomée* ne présentant pas de marques de dissolution. A la base de ce test, les phyllites argileuses sont orientées parallèlement à sa surface.

× 5 600

2. *Arrangement unistrié* du plasma argileux (à gauche de la diatomée). L'orientation parallèle des phyllites argileuses est modifiée au contact du test de diatomée : l'assemblage devient squelsepique.

× 2 250

L'ACCUMULATION MICROCRISTALLINE DE JAROSITE

3. A un grossissement double de celui d'un microscope optique, de fines *microcristallisations* apparaissent à la surface d'un quartz (de couleur noire).

× 2 400

4. A fort grossissement on décèle la forme cubique de ces microcristaux. Leur microprélèvement et leur détermination aux rayons X permettent d'identifier la *jarosite*.

× 12 000

LE SALANT NOIR

5. Détails du « salant noir » : une matière organique amorphe, goudronneuse enrobant des cristaux salins de carbonates.

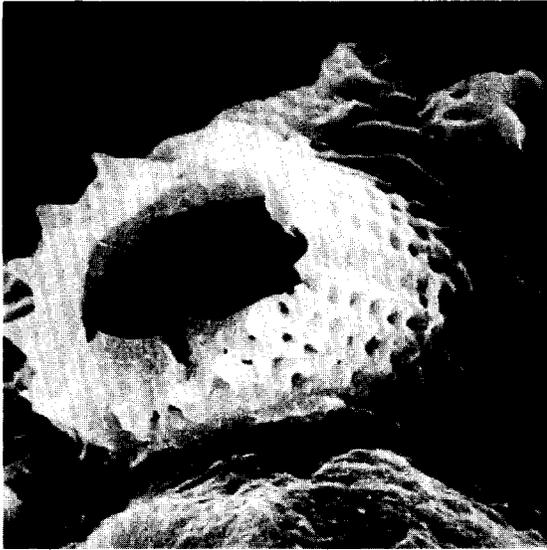
× 1 300

LE GYPSE

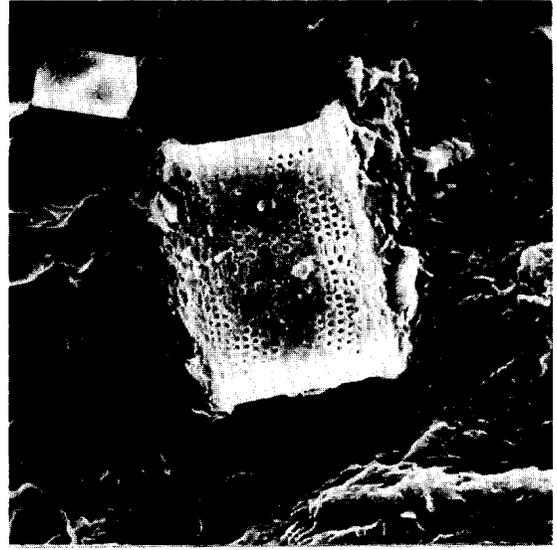
6. Cristaux de gypse naissant.

× 220

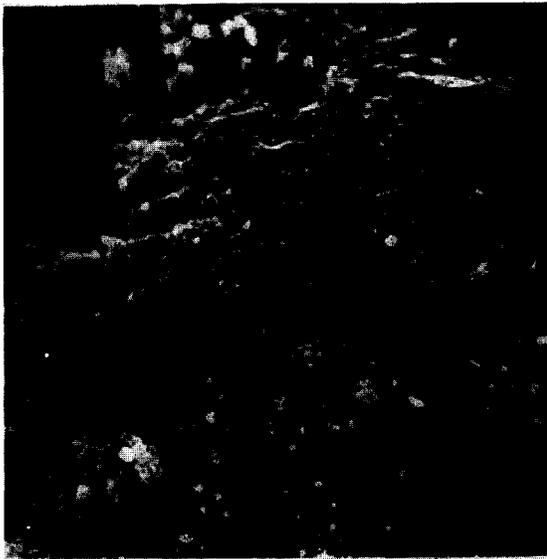
* Photographies prises grâce à l'obligeance du Prof. LENEUF et de M. BEHR, Université de Dijon.



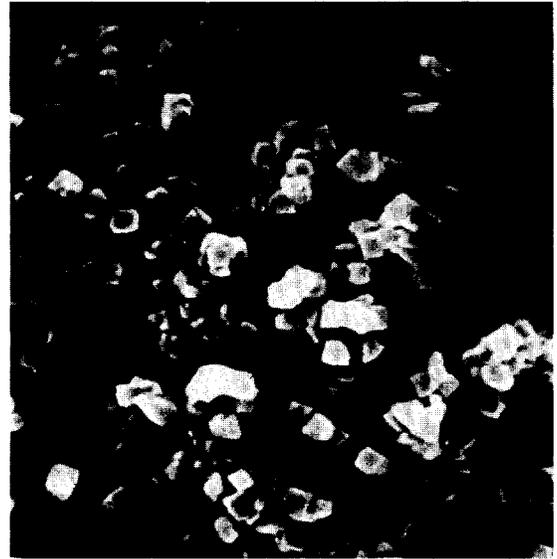
1



2



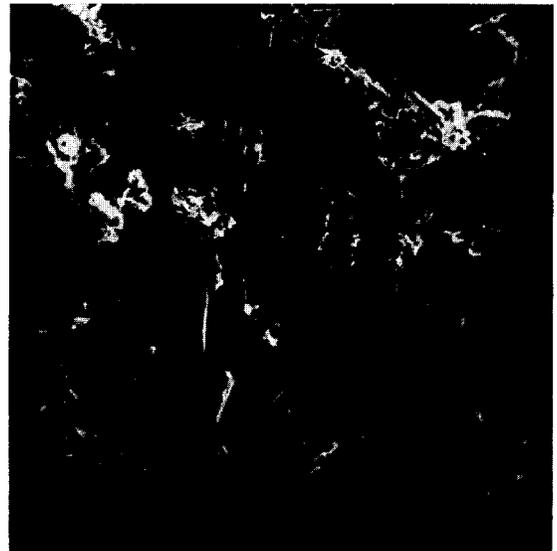
3



4



5



6