

# Étude de la transformation latérale d'un horizon jaune compact en un horizon jaune poreux (système-sol de la crique balate, Guyane française)

Henri Robain

## INTRODUCTION

Le système-sol de la crique Balate a été observé à l'ouest de la Guyane française, à une vingtaine de kilomètres au sud de la ville de Saint-Laurent-du-Maroni. Dans cette région le climat est de type équatorial humide à deux saisons (pluviométrie annuelle : 2 600 mm).

La couverture de sol correspond à un "système de transformation" où des sols rouges subissent un jaunissement avant qu'apparaissent des dégradations de bas-fond en conditions hydromorphes. Le jaunissement s'observe au bas des versants. Il précède un développement important de la macroporosité. Cette communication se propose d'étudier cette modification structurale.

## 1 - PRÉSENTATION DE L'ENSEMBLE DU SYSTÈME-SOL, AU NIVEAU DU BASSIN VERSANT

### 1.1. Les trois domaines de différenciation

Le système-sol de la crique Balate se développe sur une roche métamorphique du socle antécambrien (migmatite). Il a été étudié sur un bassin versant forestier d'environ 16 ha où trois domaines de différenciation ont été distingués (ROBAIN, 1989) (figure 1) :

- le domaine rouge est associé aux collines. Il correspond à des sols ferrallitiques rouges similaires aux "sols à drainage vertical bloqué". Ces sols sont caractérisés par des écoulements hydriques latéraux de sub-surface (HUMBEL, 1978). Ils correspondent à la transformation de "sols à drainage vertical libre" par rapprochement de la surface d'un horizon peu perméable consécutif à l'amincissement d'un horizon microagrégé (BOULET *et al.*, 1979) ;
- le domaine jaune est associé aux thalwegs et aux pieds de colline. Il correspond à un sol ferrallitique jaune à forte macroporosité. Des tests d'infil-

tration montrent qu'à l'inverse des sols du domaine rouge, les écoulements verticaux y sont possibles ;

- enfin, le domaine de bas-fond correspond à des gleys submergés pendant toute l'année.

## 1.2. Choix d'une séquence

La cartographie à grande échelle du bassin versant, selon la méthode de l'analyse tridimensionnelle (BOULET *et al.*, 1982), montre que ces trois domaines sont séparés par des zones de transformation complexes, caractérisées par un grand nombre d'horizons dont certains sont variants latéralement. En particulier, le passage du domaine rouge au domaine jaune correspond à deux phénomènes successifs :

- le jaunissement (transformation de couleur) apparaît sur les versants. Le front de transformation correspond à l'apparition de taches centimétriques. Vers l'aval, ces taches s'étendent et s'anastomosent, sans que la macroporosité n'évolue de façon notable. Ce phénomène de jaunissement s'observe aussi, mais selon d'autres modalités, dans d'autres systèmes de transformation de Guyane française (BOULET *et al.*, 1979, FRITSCH *et al.*, 1986, GRIMALDI *et al.*, 1990) ;
- la porogénèse (transformation structurale et texturale) apparaît au pied des versants. Le front de transformation est plus progressif. Il correspond au développement de la macroporosité dans la phase jaune. Simultanément, la texture passe d'argilo-limono-sableuse à sablo-argileuse. A l'inverse du précédent, ce phénomène est original.

La porogénèse débute généralement avant que le jaunissement ne soit total. Les deux transformations deviennent alors concomitantes et conduisent à la différenciation de l'horizon "jaune poreux" (H2). Cependant, le jaunissement peut parfois s'achever sans porogénèse. Ce phénomène localisé conduit à la différenciation de l'horizon "jaune compact" (H1).

Le jaunissement est donc une condition nécessaire, mais non suffisante, pour la porogénèse. En conséquence, nous avons choisi une toposéquence où les horizons H1 et H2 viennent au contact pour être certain de saisir les mécanismes de la porogénèse.

## 2 - PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

### 2.1. Au niveau de la séquence

#### 2.1.1. Description

Le contact entre H1 et H2 a été observé dans une tranchée de 8 m de long, complétée par une fosse de 2,5 m de profondeur, située 40 m plus loin, là où H2 était le plus épais (figure 2). Trois compartiments peuvent être distingués :

- Le manteau d'altération de la migmatite. Il est identique sur toute la longueur de la séquence et comporte de bas en haut :
  - une isaltérite de migmatite, bariolée et conservant l'organisation de la roche sous-jacente,
  - un horizon de transition avec la couverture pédologique, où les traits hérités sont effacés. Il est "compact" et hétérogène, à fond jaune avec des volumes centimétriques rouges.
- Les horizons pédologiques minéraux. Ils comportent de gauche à droite :
  - H1, jaune, "compact" et argilo-limono-sableux,
  - H2, jaune, poreux et sablo-argileux.

Dans la tranchée, c'est par leurs surfaces de rupture que ces deux horizons se distinguent le mieux : H1 est massif à débit polyédrique anguleux, alors que H2 est plus fragile à débit polyédrique subanguleux. C'est donc ce critère qui a été retenu pour repérer l'interface des deux horizons, car il était ici plus facile à apprécier que la macroporosité ou la texture. L'interface ainsi mise en évidence, correspond à une ligne oblique, H1 se terminant en biseau au-dessus de H2.

Tout au long de la séquence, on observe une "stone line" de graviers de quartz, située entre 60 et 70 cm de profondeur. Cette ligne traverse l'interface séparant H1 et H2.

- Les horizons pédologiques organo-minéraux. Sous un mince horizon organique noirâtre, quatre horizons organo-minéraux à forte macroporosité d'origine biologique ont été distingués :
  - un au-dessus de H1, peu marqué par l'hydromorphie. Il présente deux phases interpénétrées, grise et jaune.

À l'inverse, au-dessus de H2, on observe trois horizons fortement affectés par l'hydromorphie. Elle se manifeste au travers des taches ferriques associées aux vides (pseudo-gley) et de la matière organique (couleur plus sombre et bleutée) :

- l'un à trois phases : noirâtre, grise et jaune à taches ocres,
- l'autre à deux phases : grise et jaune à taches ocres,
- le dernier hétérogène : jaune à taches ocres.

Ces trois horizons apparaissent successivement au-dessus de H1, puis s'épaississent au-dessus de H2.

### 2.1.2. Interprétations

Avec ces observations de terrain, il apparaît que :

- la "stone line" et l'interface séparant H1 et H2 sont discordantes. On ne peut donc pas envisager que le contact H1-H2 résulte d'un dépôt par solifluxion ou colluvionnement : la différenciation de H1 et H2 est en place et la "stone line" lui est antérieure. Soulignons que l'origine non sédimen-

taire de niveaux de graviers de quartz inclus dans la couverture de sol a été établie par ailleurs (VEILLON, 1990),

- le manteau d'altération est identique tout au long de la séquence. On ne peut donc pas invoquer une hétérogénéité du matériaux sous-jacent pour expliquer la différenciation : H1 et H2 sont en filiation latérale,
- deux sens de transformation sont possibles : soit H1 correspond à un colmatage à partir du sommet de H2 ; soit H2 correspond à un départ d'argile et de limons à partir de la base de H1.

La première éventualité suppose que le colmatage puisse progresser de haut en bas, ce qui est assez inhabituel. De plus, en observant à la loupe, on constate que pour H1 le squelette quartzueux est assez dispersé, alors que pour H2 il est plus serré. Pour ces sols ferrallitiques, le plasma est essentiellement kaolinitique. Or, il a été montré que le gonflement de ces minéraux argileux est faible (TESSIER, 1984). En conséquence, les pressions exercées par le plasma pendant les périodes de réhumectation sont faibles et négligeables devant la pression pédostatique. Il semble donc impossible que l'argile puisse ici écarter les grains de sable en s'accumulant.

Nous pouvons donc écarter l'hypothèse du colmatage et retenir celle du départ d'argile, à partir de la base de H1.

### 2.1.3. Conclusion

Dès ce niveau de l'étude on peut donc établir une hypothèse de travail argumentée : H1 se transforme par porogenèse en H2. Cependant la caractérisation des phénomènes et la détermination des mécanismes en jeu nécessitent des études à des niveaux d'organisation plus fins .

## 2.2. Au niveau de l'horizon

### 2.2.1. Description micromorphologique

L'observation d'une série de lames minces au microscope optique précise les observations de terrain :

- la phase jaune poreuse se développe sous forme de volumes centimétriques inclus dans la phase jaune compacte,
- dans la phase jaune poreuse, les grains de quartz deviennent pratiquement jointifs (figure 3a). Cependant ce resserrement du squelette ne compense pas l'élimination de plasma (figure 3b). On passe donc d'un assemblage porphyroscuelique pour H1, à un assemblage granulaire fortement poreux pour H2,
- la phase jaune compacte présente un plasma peu translucide. Il contient des empilements de kaolinite qui reproduisent la forme des muscovites du manteau d'altération. Le plasma de la phase jaune poreuse ne contient plus ces fantômes. Il présente un éclaircissement qui se développe de façon

centripète à partir des vides, isolant des reliques plus opaques à limites diffuses et contournées ( figure 3c).

### 2.2.2. Données analytiques

En laboratoire, des analyses ont été réalisées pour mieux caractériser la transformation tant au niveau de la phase solide (minéralogie et géochimie) qu'au niveau de la porosité.

### Phase solide

La granulométrie a été établie après destruction de la matière organique par l'eau oxygénée et dispersion par le pyrophosphate de sodium. La minéralogie a été établie sur la base de la diffraction de rayons X et de l'analyse thermopondérale (tableau 1).

Tableau 1 : Analyse de la phase solide.

	MINÉRALOGIE		GRANULOMÉTRIE	
	H1	H2	H1	H2
Quartz	62 %	78 %	Argiles	
Kaolinite	36 %	20 %	26 %	21 %
Gibbsite	0 %	traces	Limons	
Illite	traces	0 %	24 %	5 %
Goéthite	2 %	2 %	Sables	
Hématite	traces	traces	50 %	74 %

Les constituants majeurs de la phase solide sont les mêmes : quartz, kaolinite et goéthite. Cependant, H1 présente encore des traces de minéraux argileux primaires (illites) alors que H2 ne contient que des minéraux secondaires (kaolinite et traces de gibbsite).

L'évolution de H1 à H2 correspond à une augmentation en poids de quartz égale à la diminution de kaolinite (15 points) alors que la goéthite reste constante.

En comparant ces résultats avec ceux de la granulométrie, on note que la diminution de kaolinite est trois fois plus importante que la diminution d'argile. Cette différence correspond à une forte diminution des limons (19 points). On note aussi que pour H1, un tiers de la kaolinite n'est pas dispersable. Cette partie peut correspondre, soit à des monocristaux de la taille des limons, soit à des agrégats polycristallins cohérents (CHAUVÉL et MONNIER, 1967). En revanche pour H2, toute la kaolinite a été dispersée. Les particules cohérentes de la taille des limons n'existent donc plus.

Ces analyses permettent donc de révéler deux phénomènes de transformation texturale :

- concentration relative du quartz liée à une élimination de kaolinite,
- disparition de particules kaolinitiques limoneuses non dispersables.

### Porosité

En fin de saison des pluies, sur des sols ressuyés, la densité apparente a été mesurée avec la méthode du cylindre. La densité réelle et l'humidité au moment de la mesure ont été déterminées au laboratoire (tableau 2).

Tableau 2 : Espace poral en fin de saison des pluies (en  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  de solide).

	H1	H2	
		naissant	épais
Vides	0,69	0,62	0,57
Eau	0,59	0,51	0,43
Saturation	86 %	82 %	75 %

Ces mesures montrent que la porosité totale et le volume d'eau retenu diminuent. En revanche le volume d'air augmente. Ainsi, en se référant à un seuil de 80 % de saturation pour évaluer les risques d'anoxie, il apparaît que l'équilibre air-eau est meilleur pour H2 que pour H1. Pour mieux caractériser cette évolution, l'espace poral a été analysé plus finement au niveau de la motte.

#### 2.2.3. Espace poral de la motte

Sur la figure 4 les indices de vide ( $eT$  et  $eM$ ) et l'indice d'eau ("petit théta") ont été reportés en fonction du potentiel de l'eau ( $pF$ ).

Pour les trois échantillons ressuyés, il n'existe pas de différence significative entre  $eT$  (indice de vide total) et  $eM$  (indice de vide de matte). Dans H1 et H2, l'espace poral intermotte est donc négligeable. Ceci est cohérent avec la faible agrégation observée au niveau de l'horizon, tant pour H1 que pour H2.

En interprétant les courbes de rétention d'eau grâce à l'équation de JURIN-LAPLACE, on peut calculer la taille équivalente des pores remplis d'eau en fonction du  $pF$ . Il apparaît que la modification structurale affecte l'ensemble du spectre de porosité, de H1 à H2 :

- la macroporosité ( $> 150 \mu\text{m}$ ), occupée par l'air à  $pF1$ , augmente ;
- la mésoporosité ( $150 \mu\text{m}$  à  $150 \text{nm}$ ), disputée entre "l'eau utile" et l'air de  $pF1$  à  $pF4$ , conserve le même volume mais se distribue différemment. Pour H1, le spectre présente un pic entre  $50$  et  $1,5 \mu\text{m}$ . Pour H2, le spectre

est plat avec un "trou" entre 5 et 1,5  $\mu\text{m}$ . On notera que pour H2 la vidange commence dès pF0,5 alors que pour H1, elle ne commence qu'à partir de pF1,5. Les risques d'anoxie signalés plus haut sont donc d'autant plus importants dans H1.

- la microporosité (< 150 nm), occupée par "l'eau liée" aux pF > 4, diminue. Mais pour ces pF élevés, seuls les cristallites de kaolinite peuvent jouer un rôle significatif vis-à-vis de la rétention d'eau (BRUAND et TESSIER, 1985). On peut donc rapporter le volume d'eau retenu à partir de pF4 au seul volume de kaolinite (tableau 3).

**Tableau 3 : Indice d'eau de la kaolinite.**

	H1	H2
pF 4	1,23	1,50
pF 5	0,50	1,12
pF 6	0,04	0,08

Ainsi, en se plaçant au niveau des cristallites de kaolinite, on montre que le volume de microvides est plus important pour H2 que pour H1 (+ 0,3 en indice de vide). Par ailleurs, la vidange s'effectue essentiellement entre pF5 et pF6 pour H2 et entre pF4 et pF5 pour H1. On peut en déduire que la taille moyenne des vides intercristallites d'argile est plus petite pour H2 que pour H1. L'analyse par porométrie au mercure confirme que le mode du rayon de constriction de ces vides est de 70 nm pour H1 et 28 nm pour H2.

Dans ces conditions, il est particulièrement intéressant d'étudier la nature et l'organisation des cristallites d'argile.

#### 2.2.4. Assemblage des cristallites

Les observations ont été réalisées en MET sur des coupes ultra-minces (50 nm) d'échantillons portés à pF1,5, où l'eau a été échangée avec une résine Epoxy (Spurr). On distingue trois types de cristallite

*deux pour H1 :*

- (i) GP, grandes kaolinites planaires de 100 à 300 nm, atteignant parfois 10  $\mu\text{m}$ ,
- (ii) GF, grandes kaolinites flexueuses de 100 à 200 nm

*et un pour H2 :*

- (iii) PP, petites kaolinites planaires de 10 à 100 nm. (tableau 4)

Du fait de leur organisation et de leur association plus ou moins forte avec les hydroxydes de fer ces trois kaolinites définissent 4 types de particule :

**pour GP :**

- des mono-cristallites de pseudomorphose de la muscovite, de la taille des limons,
- des agrégats polycristallins d'environ 5 µm, où les cristallites sont en contact étroit, face contre face et où les hydroxydes de fer sont ségrévés dans des nano-agrégats d'environ 50 nm.

**pour GF :**

- des agrégats polycristallins d'environ 5 µm, sans hydroxydes et où les cristallites s'assemblent de façon lâche par raccordement tangentiel

**et pour PP :**

- des agrégats polycristallins de 1 à 2 µm où les cristallites sont en contact étroit, face contre face et intimement associés à des nano-agrégats d'hydroxydes de fer de 5 à 10 nm.

Tableau 4 : Espèces de kaolinites et types de particules associés.

Cristallites	GP		GF	PP
Forme Organisation	Pla. F/F		Flex. T & B/F	Pla. F/F
Association Kaol-Ox.Fe	faible		nulle	forte
Particule				
Type Taille	Mono. Limos	Poly. Limos	Poly. Limos	Poly. Argiles
Stabilité Agent	Très forte C	Faible eau	Forte C-C	Forte C-Fe

**Légende**

- Pla. : planaire, Flex : flexueux.
- B : bord, F : face, T : tangentielle.
- Mono. : mono-cristal.
- Poly. : agrégat polycristallin.
- C : structure cristalline de la kaolinite.
- Eau : tension superficielle des ménisques.
- C-C : grande surface de contact entre les kaolinites.
- C-Fe : cimentation par les hydroxydes de fer.



La stabilité et les agents de cohésion de ces diverses particules ont été discutés ailleurs (ROBAIN *et al.*, 1990). Les agrégats de cristallites GP sont dispersables car la cohésion des édifices polycristallins est assurée par la tension superficielle des ménisques d'eau. En revanche pour les deux autres, la cohésion est forte. Pour GF, elle est assurée par les grandes surface de contacts entre les cristaux (TESSIER, 1984) et pour PP, ce sont les liaisons kaolinite-hydroxydes de fer qui interviennent (CHAUVEL *et al.*, 1976, CAMBIER et PROST, 1981, CAMBIER et PICOT, 1988). Cette étude au niveau des cristallites montre qu'en passant de H1 à H2, il y a :

- une simplification texturale : homogénéisation et diminution de la taille des cristallites,
- une simplification minéralogique : homogénéisation de la forme des cristallites,
- une simplification d'assemblage : trois types de particule pour H1 et un seul type, différent des trois premiers, pour H2,
- une homogénéisation de la répartition des hydroxydes de fer, sans que la teneur totale varie : quelques gros nano-agrégats, juxtaposés aux cristallites de kaolinite pour H1 et de nombreux petits nano-agrégats, intimement associés aux cristallites de kaolinite pour H2.

Ces différences permettent de considérer que H1 est une "allotérite transformée" (CHATELIN, 1974) alors que H2 est un "horizon oxique" (USDA, 1975). H2 est donc plus évolué que H1. Il en résulte que la transformation par porogenèse peut être mise en relation avec le degré d'évolution pédologique : le matériau le plus simple est celui qui est le plus évolué. Par ailleurs, l'organisation plasmique du matériau le plus évolué est la plus cohérente et donc la plus stable.

### 3 - INTERPRÉTATIONS. PROCESSUS DE TRANSFORMATION : RETOUR DU CRISTALLITE AU PAYSAGE

#### 3.1. Modification de "l'ambiance géochimique"

La forme des kaolinites GF et les propriétés de rétention d'eau de H1 (quasi-saturation prolongée) amènent à penser que ces cristallites correspondent au premier stade d'une paragenèse à halloysite. Ces cristallites ont totalement disparu de H2. En conséquence la transformation que la kaolinite commençait à subir dans H1 a avorté et son résultat provisoire a disparu.

Ceci suppose une modification de l'ambiance géochimique (pédoclimat) qui est révélée par les modifications physico-hydriques : pour H1, le pédoclimat peut varier entre un pôle anoxique et un pôle "aéré"; pour H2, le pédoclimat est toujours "aéré".

### 3.2. Dissolution de la kaolinite...

La diminution de la taille modale des cristallites après l'élimination de kaolinite, nous amène à rejeter l'hypothèse d'une simple élimination sous forme particulaire. En effet, il semble inconcevable que les particules grossières aient été entraînées alors que les particules fines seraient restées sur place. Il apparaît donc que l'élimination de kaolinite ne peut se faire qu'après la dissolution ou la fracturation des cristallites.

### 3.3. ... par ferrolyse

Le pédoclimat de H1 est compatible avec une alternance entre une ambiance réductrice et une ambiance oxydante. Il peut donc y avoir des alternances de processus de mobilisation du fer réduit et de processus de précipitation du fer réoxydé. La constance de la teneur en fer total indique toutefois que les hydroxides de fer ne sont pas éliminés. En conséquence, si les ions ferreux ne migrent pas, ils doivent se fixer sur le plasma. Ceci amène à penser que la kaolinite peut être déstabilisée puis détruite par ferrolyse (BRINKMAN, 1970) (tableau 5).

**Tableau 5 :** Equations de la réaction de ferrolyse pour une demi-maille de kaolinite détruite.

<b>REDUCTION</b>	
Dissolution:	$3\text{FeOOH} + 9\text{H}^+ \rightleftharpoons 3\text{Fe}^{3+} + 6\text{H}_2\text{O}$
Réduction:	$3\text{Fe}^{3+} + 3e^-(\text{MO}?) \rightleftharpoons 3\text{Fe}^{2+}$
Echange:	$\text{KAOL}_N[2\text{Al}] + 3\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{KAOL}_N[3\text{Fe}] + 2\text{Al}^{3+}$
Bilan:	$\text{KAOL}_N[2\text{Al}] + 3\text{FeOOH} + 9\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{KAOL}_N[3\text{Fe}] + 2\text{Al}^{3+} + 6\text{H}_2\text{O}$
<b>OXYDATION</b>	
Extraction:	$\text{KAOL}_N[3\text{Fe}] \rightleftharpoons \text{KAOL}_N^{6-} + 3\text{Fe}^{2+}$
Oxydation:	$3\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons 3\text{Fe}^{3+} + 3e^-(\text{O}_2)$
Précipitation:	$3\text{Fe}^{3+} + 6\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 3\text{FeOOH} + 9\text{H}^+$
Protolyse:	$6\text{H}^+ + \text{KAOL}_N^{6-} \rightleftharpoons \text{KAOL}_{N-1}[2\text{Al}] + 2\text{Si}(\text{OH})_4 + \text{H}_2\text{O}$
Bilan:	$\text{KAOL}_N[3\text{Fe}] + 5\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{KAOL}_{N-1}[2\text{Al}] + 3\text{FeOOH} + 2\text{Si}(\text{OH})_4 + 3\text{H}^+$
<b>BILAN GLOBAL</b>	
Dissolution:	$\text{KAOL}_N + 6\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{KAOL}_{N-1} + 2\text{Al}^{3+} + 2\text{Si}(\text{OH})_4 + \text{H}_2\text{O}$
Avec $\text{KAOL} = \text{Si}_2\text{O}_5\text{Al}_2(\text{OH})_4$ et [ ] = site d'échange.	

Le bilan de la réaction de ferrolyse correspond à une élimination géochimique de la kaolinite par dissolution. Les kaolinites P P correspondent donc au résidu des kaolinites GP et GF. Il apparaît toutefois que la matière organique et l'activité de la microfaune anaérobie jouent un rôle important en fournissant les électrons nécessaires à la réduction du fer (DOMMERGUES et MANGENOT, 1970, ESPIAU et PEDRO, 1983).

### 3.4. ... pour atteindre un nouvel équilibre

Dans l'horizon H1, deux mécanismes complémentaires contribuent à la destruction de la kaolinite pendant les périodes de saturation :

- les hydroxydes de fer sont hydrolysés et les ions ferriques sont réduits. Ils deviennent mobiles et se fixent sur les sites d'échanges des minéraux argileux ;
- dans ce milieu fortement hydraté, la kaolinite tend à se transformer en halloysite. Ceci augmente vraisemblablement le nombre de sites d'échange dans le plasma argileux. Le plasma est donc d'autant plus détruit puis éliminé, lors des périodes oxydantes.

Nous avons montré que cette élimination de kaolinite induit des modifications structurales à tous les niveaux. Elle se répercute au niveau la mésoporosité en diminuant la taille des microassemblages, puis au niveau de la macroporosité par vidange intergranulaire lorsque le squelette devient jointif. Cette modification du spectre poral induit un meilleur équilibre entre l'air et l'eau au cours de l'année, c'est-à-dire la disparition des conditions anoxiques nécessaires pour que la réaction de ferrolyse se poursuive. A partir de ce stade, l'horizon H2 devient donc stable car la transformation par ferrolyse est bloquée.

### 3.5. Répercussion de la transformation au niveau du paysage

En supposant que la dissolution du squelette quartzueux est négligeable par rapport à la dissolution du plasma kaolinitique, on peut réaliser un bilan volumique de la transformation de H1 en H2 (figure 5). La perte totale de volume concerne la phase solide et l'espace poral. Pour 1 cm<sup>3</sup> de solide H1, il y a 0,71 cm<sup>3</sup> de vides. Après la transformation, il reste 0,77 cm<sup>3</sup> de solide H2 et 0,43 cm<sup>3</sup> de vides (indice de vide rapporté au volume de solide restant). Soit une diminution totale de volume de 30 %.

Ce bilan suggère que la différenciation de H2 entraîne un net enfoncement topographique. Il est confirmé par la forte concordance entre la position des thalwegs secondaires et la distribution de H2 (figure 6). Cette concordance montre aussi que la transformation progresse vers les zones déprimées qui concentrent les écoulements hydriques. Ici morphogenèse et

pédogénèse sont donc interactifs : la pédogénèse accentue fortement des formes discrètes du paysage initial.

Soulignons cependant que H2 ne peut provenir intégralement de H1 : dans la fosse, H2 est épais de 1,5 m, alors que dans la tranchée, H1 est épais de 50 cm. Il apparaît donc que lorsque H1 est totalement transformé, H2 continue à se former aux dépens du manteau d'altération, apportant ainsi un important gain de matériaux "frais" à la couverture de sol. On peut donc dire que le jaunissement est une amorce qui conduit à un épaissement de la couverture de sol par porogénèse dans l'altérite.

## CONCLUSION

Cette étude montre que la porogénèse transformant l'horizon jaune compact en horizon jaune poreux correspond à une élimination de plasma kaolinique par ferrolyse. La meilleure aération du sol qui en résulte, bloque la ferrolyse en faisant disparaître la phase réductrice. A ces nouvelles conditions correspond donc un nouvel équilibre de la couverture de sol : il se forme un horizon jaune filtrant qui est stable (horizon oxiq).

Cette transformation est étroitement liée à la dynamique hydrique du bassin versant : les circulations subsuperficielles et latérales de l'amont augmentent le volume d'eau qui atteint les parties basses. Cet effet impluvium concerne le domaine de transformation jaune compact-jaune poreux et le domaine jaune :

- dans les sols jaunes compacts, la saturation peut être facilement atteinte lors des périodes pluvieuses. Il en résulte des alternances Red-Ox fréquentes qui déclenchent et entretiennent la porogénèse,
- dans les sols jaunes poreux, lorsque la transformation des horizons de sol initiaux est totale, l'horizon oxiq peut continuer à se former directement aux dépens de l'altérite.

Ceci est un nouveau processus de ferrallitisation qui est amorcé par les transformations latérales successives du domaine ferrallitique initial en déséquilibre (érosion géochimique). Ainsi, dans le système sol de la crique Balaté, on peut trouver sur un même versant une couverture ferrallitique (rouge) qui se détruit à l'amont et une nouvelle couverture ferrallitique (jaune) qui se forme à ses dépens à l'aval.

Ce relais est induit par les alternances hydriques qui correspondent aux conditions de la ferrolyse de la kaolinite, avec une phase transitoire "halloysitique", et aboutissent au développement de la macroporosité. Il en résulte qu'en progressant vers l'amont, ce nouveau domaine ferrallitique prend une forme digitée qui se cale sur les thalwegs secondaires surcreusés par la porogénèse.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

R. BOULET, J.M. BRUGIERE, F.X. HUMBEL, 1979 - Relation entre caractères hydrodynamiques et organisation des systèmes de sol en Guyane française septentrionale. *Science du sol* 1979 (1), pp. 3-18.

R. BOULET, F.X. HUMBEL, Y. LUCAS, 1982 - Analyse structurale et cartographie en pédologie. II - Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. *Cah. ORSTOM, série pédo.*, XIX (4), pp. 341-351.

R. BRINKMAN, 1970 - Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma* 3, pp. 199-206.

A. BRUAND et D. TESSIER, 1985 - Etude de l'organisation d'un matériau argileux en microscopie : modifications intervenant au cours de la déshydratation. *Micromorphologie des sols/Soil micromorphology*, AFES-Ed., pp. 31-35.

P. CAMBIER et R. PROST, 1981 - Etude des associations argile-oxyde : organisation des constituants d'un matériau ferrallitique. *Agronomie* 1981 (9), pp. 713-722.

P. CAMBIER et C. PICOT, 1988 - Nature des liaisons kaolinite-oxyde de fer au sein des microagrégats d'un sol ferrallitique. *Science du sol* 26 (4), pp. 223-238.

Y. CHATELIN, 1974 - Les sols ferrallitiques. L'altération. *Init.-Doc. Tech.* 24, ORSTOM Ed.

A. CHAUVEL et G. MONNIER, 1967 - Sur la signification générale de l'analyse granulométrique en pédologie : examen des problèmes posés par la caractérisation de la texture de certains sols tropicaux. *C.R. Acad. sci.*, t. 264, pp. 1969-1972.

A. CHAUVEL, G. PEDRO, D. TESSIER, 1976 - Rôle du fer dans l'organisation des matériaux kaolinitiques. *Etudes expérimentales. Science du sol* 1976 (2), pp. 101-113.

Y. DOMMERGUES et F. MANGENOT, 1970 - Ecologie microbienne du sol. *Masson et Cie Ed.*

P. ESPIAU et G. PEDRO, 1983 - Etude du phénomène de ferrolyse par voie expérimentale. Production d'acidité d'échange et mise en évidence du rôle catalytique des minéraux argileux. *Science du sol* 1983 (3-4), pp. 173-184.

E. FRISTCH, G. BOCQUIER, M. DOSSO, F.X. HUMBEL, 1986 - Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, série pédo.* XXII (4), pp. 361-395.

C. GRIMALDI, M. GRIMALDI, R. BOULET, 1990 - Etude d'un système de transformation sur schiste en Guyane française. Approches morphologique, géochimique et hydrodynamique. Com. Sem. Organisation et fonctionnement des altérites et des sols, ORSTOM-Bondy, février 1990.

F.-X. HUMBEL, 1978 - Caractérisation par des mesures physiques, hydriques et d'enracinement, de sols de Guyane française à dynamique de l'eau superficielle. Science du sol 1978 (2), pp. 83-94.

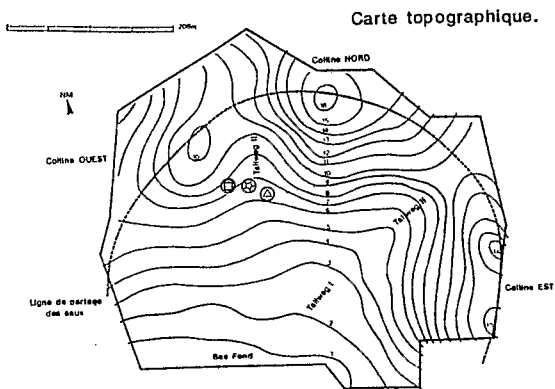
H. ROBAIN, 1989 - Organisation et transformations dans une couverture ferrallitique de Guyane française. Thèse Paris VI.

H. ROBAIN, D. TESSIER, M. GRIMALDI, F. ELSASS, 1990 - Importance de la texture des kaolinites dans la caractérisation des sols ferrallitiques. Conséquence sur la stabilité physique et l'organisation. C.R. Acad. sci., à paraître.

D. TESSIER, 1984 - Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Thèse Paris VII.

USDA-Soil Survey Staff (1975). Soil Taxonomy. Agriculture handbook 436, Ed. USDA-SCS.

L. VEILLON, 1990 - Thèse Paris VI, à paraître.



ETUDE DE LA PROGENESE DANS LA PHASE JAUNE.

Position des échantillons.

Projection en plan  
des principaux domaines de différenciation pédologique.

- △<sub>1</sub> : Disparition de "r-01(rv) CS"  
(Limite du domaine ROUGE DE SOMMET)
- △<sub>M</sub> : disparition de l'horizon de concentration  
nodulaire de subsurface
- △<sub>2</sub> : Apparition de "r vcb à bj> CS"
- △<sub>3</sub> : Apparition de "bj V(r) CS"  
(Limite du domaine INTERMEDIAIRE)
- △<sub>4</sub> : Apparition de "bj CS"
- △<sub>5</sub> : Apparition de "2bj P"  
(Limite du domaine BRUN-JAUNE MACROPOREUX)
- △<sub>6</sub> : Apparition de "qu-V(jb) C"  
(Limite du-BAS FOND)

- ▨ DOMAINE ROUGE  
"DE SOMMET"
- ▨ DOMAINE ROUGE  
"DE VERSANT"
- ▨ DOMAINE  
INTERMEDIAIRE
- ▨ DOMAINE BRUN JAUNE
- ▨ BAS FOND

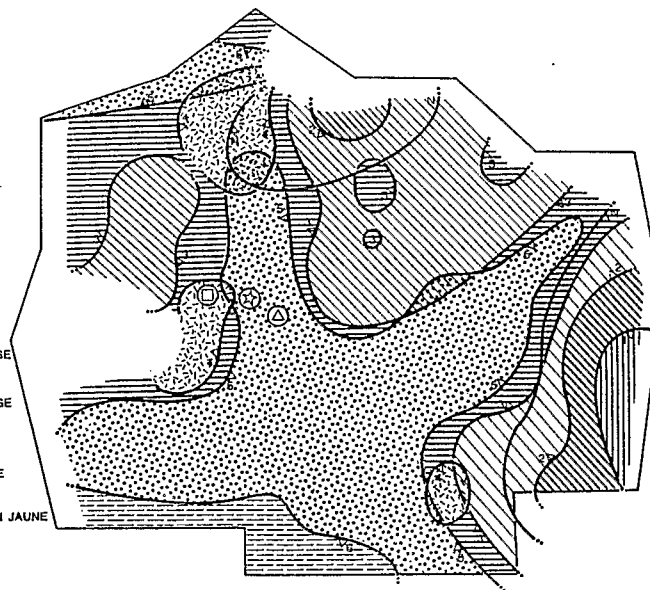
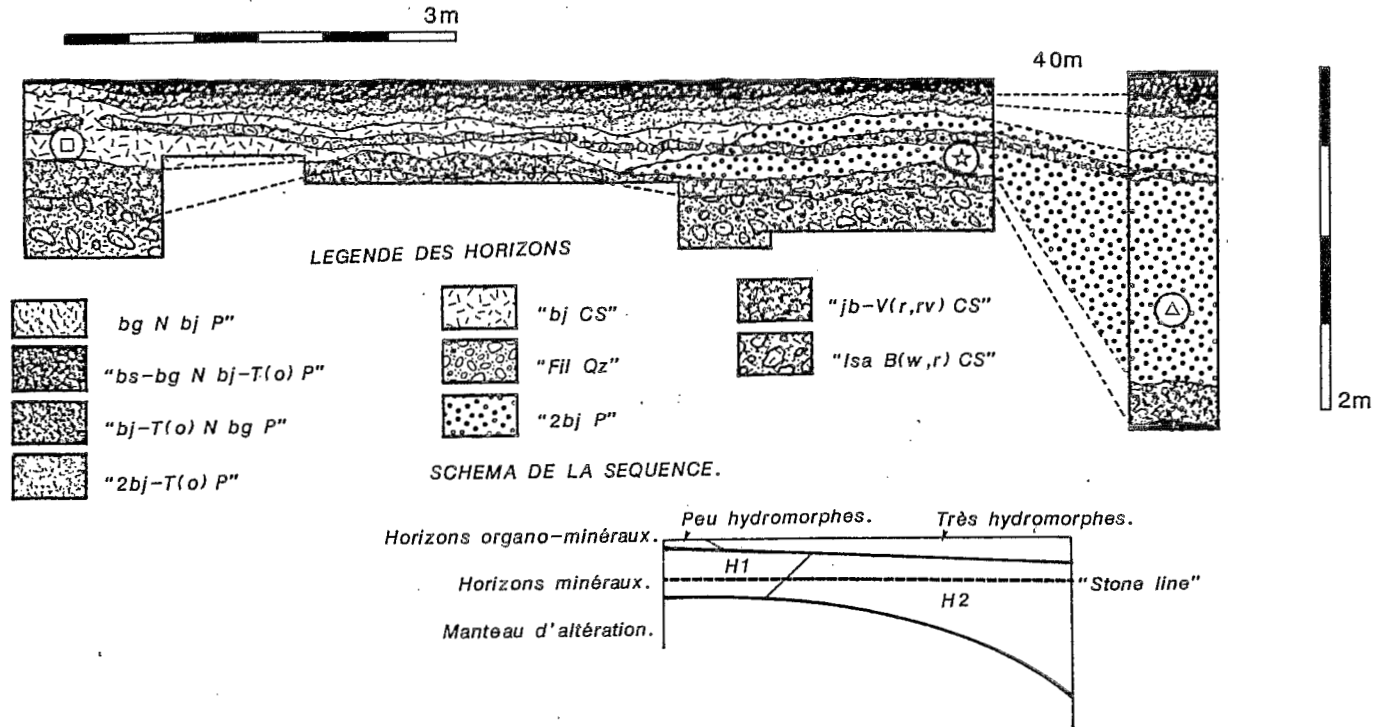


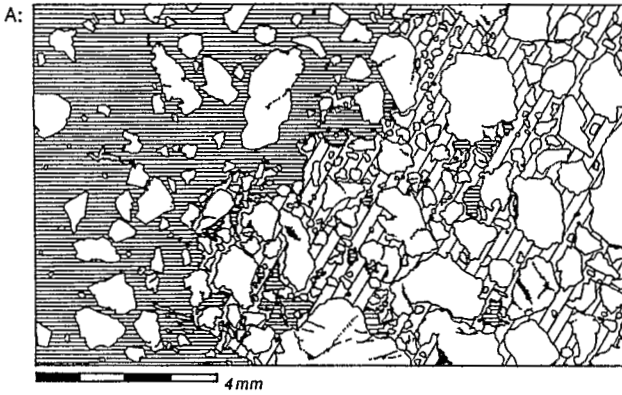
Figure 1 : Etude de la progenèse dans la phase jaune.  
Position des échantillons.

- ⊙ H1: "bj CS"
- ⊕ H2 "naissant": "2bj P" peu épais (40cm)
- △ H2: "2bj P" épais (160cm)



**Figure 2 :** Description dans des fosses de la transition entre "bj CS" et "2bj P".  
Localisation des échantillons prélevés.



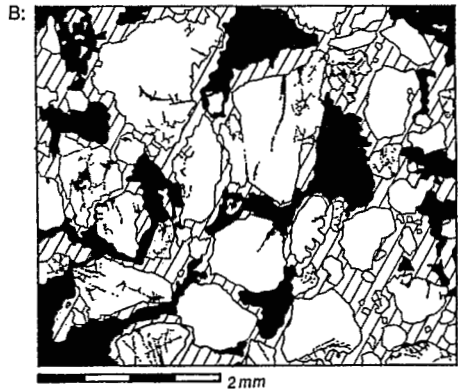


CONTACT ENTRE LES 2 PHASES.





A: Distribution du squelette quartzeux.

PHASE "JAUNE POREUX".

B: Porosité d'élimination de plasma.  
C: Plasma hétérogène en L.N.



LEGENDE.

-  Vides.
-  Quartz.
-  Plasma  
Brun sombre.
-  Brun jaune clair.



**Figure 3 :** Description microscopique de la transition "jaune compact-jaune poreux".

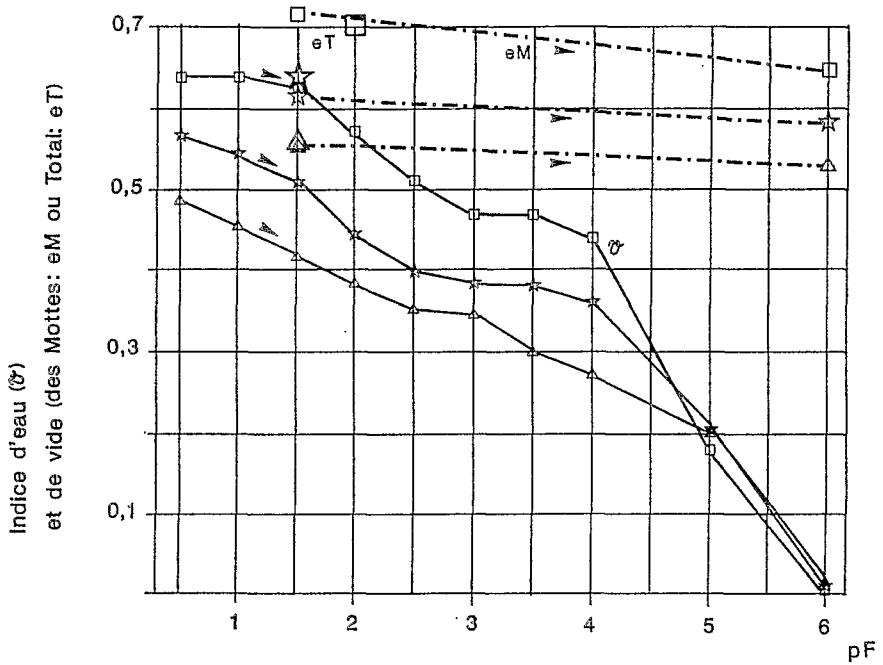


Figure 4 : Courbes de rétention d'eau en fonction du potentiel de l'eau.

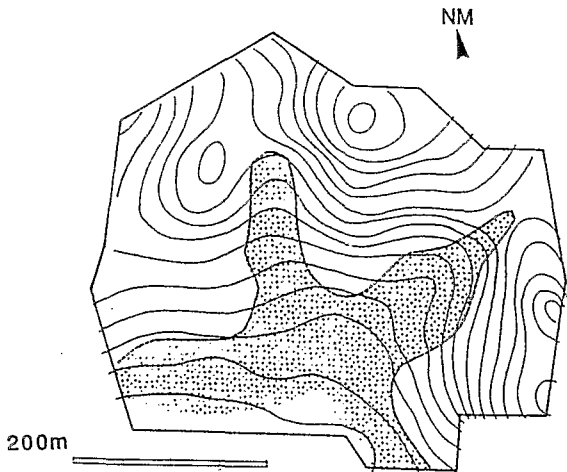


Figure 6 : Relation entre la forme du paysage et la distribution de l'horizon "jaune poreux".

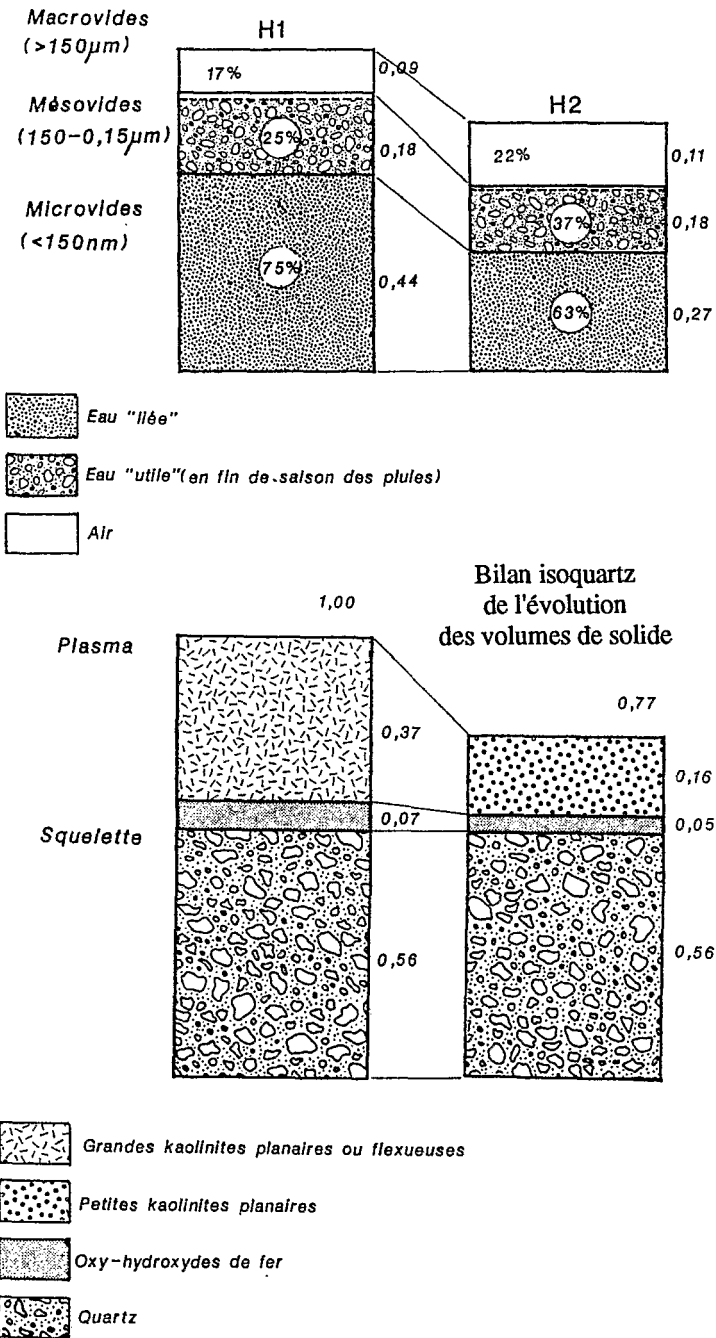


Figure 5 : Evolution de l'espace poral (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> de solide).