

Association Française



pour l'Étude du Sol

# PODZOLS et PODZOLISATION



*édité par :*

**D. RIGHI et A. CHAUVEL**

Institut National de la Recherche Agronomique



Publié avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique, de l'ORSTOM  
et du Conseil Régional Poitou-Charentes

Association Française  pour l'Etude du Sol

# COMPTES RENDUS DE LA TABLE RONDE INTERNATIONALE

organisée par l'U.A. 721 du C.N.R.S.

« Pédologie, Pétrologie et Métallogénie de la Surface »  
Laboratoire de Pédologie, Université de Poitiers

10 et 11 avril 1986

## **PODZOLS et PODZOLISATION**

*édité par*

**D. RIGHI et A. CHAUVEL**

sous la présidence de  
Monsieur G. PEDRO, Président de l'A.F.E.S.  
et Monsieur A. RUELLAN, Directeur Général de l'ORSTOM

avec le patronage de  
l'Association Française pour l'Etude du Sol

et le soutien financier de  
l'U.F.R. Sciences et de l'Université de Poitiers

Institut National de la Recherche Agronomique



Publié avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique, de l'ORSTOM  
et du Conseil Régional Poitou-Charentes.

Tous droits de traduction, d'adaptation et de reproduction par tous procédés réservés,  
pour tous pays.

© AFES et INRA, Plaisir et Paris - 1987  
ISBN 2-7380-0005-3

---

## AVANT-PROPOS

### Allocution d'ouverture de M. Georges PEDRO Président de l'Association Française pour l'Etude du Sol

---

Mesdames et Messieurs,

Chers Collègues,

Au nom de l'Association Française pour l'Etude du Sol, je suis heureux de vous souhaiter la bienvenue à Poitiers, à l'occasion de la Table Ronde Internationale sur les Podzols et la Podzolisation, organisée par MM. RIGHI et CHAUVEL dans le cadre du Laboratoire de Pédologie et de Pétrologie de la surface du CNRS dirigé par M.A. MEUNIER.

Je m'en réjouis d'autant plus que la Pédologie a pu depuis ces vingt dernières années avoir droit de cité à l'Université de Poitiers, grâce à l'action menée par le Professeur J. DUPUIS et que, parmi les thèmes de recherche développés dans l'Equipe qu'il a créée, une large place a été faite à la caractérisation de la matière organique et aussi à l'étude des podzols à l'instigation de D. RIGHI notamment.

Comme d'autre part cette Equipe a su attirer plusieurs pédologues de l'ORSTOM qui ont eu affaire, au cours de leurs recherches, à des podzols tropicaux, il apparaissait tout à fait logique que Poitiers devienne aujourd'hui la plaque tournante de cette manifestation internationale.

Je saisis donc cette opportunité pour remercier chaleureusement les organisateurs de la Table Ronde : MM. MEUNIER, RIGHI et CHAUVEL, ainsi que tous les membres de l'Unité de Recherche qui ont participé à la mise sur pied de ces deux journées.

Je voudrais ensuite souhaiter la bienvenue à tous les participants :

— à nos hôtes étrangers en particulier :

- Pr. P. BUURMAN (Pays-Bas)
- Pr. F. De CONINCK (Belgique)
- Dr. V.C. FARMER (Grande-Bretagne)
- Pr. F. MACIAS (Espagne)
- Pr. M. RAZZAGHE (Iran)
- Pr. F.C. UGOLINI (USA)

Mais je pense aussi à tous ceux qui auraient bien voulu venir, mais qui ont eu des empêchements de dernière minute : Dr. MACKEAGUE, Dr. CHESWORTH, Dr. WILSON...

— à nos collègues français ensuite et ce, qu'ils soient de la Métropole ou d'Outre-mer et qu'ils aient été nos maîtres (G. AUBERT et Ph. DUCHAUFOR que je suis heureux de saluer) ou qu'ils soient encore élèves en pédologie.

A cette occasion, je voudrais remercier aussi M. le Directeur Général de l'ORSTOM A. RUELLAN, et M. D. NAHON qui ont bien voulu participer à cette Table Ronde, malgré toutes les tâches qui leur incombent actuellement.

---

L'AFES a été heureuse d'accorder son patronage à cette réunion scientifique, car le thème choisi traite d'un problème pédologique majeur qui a donné lieu ces dernières années à une floraison de nouvelles données, aussi bien sur le plan de l'inventaire naturaliste que de l'étude des mécanismes fondamentaux. Par ailleurs, vous n'êtes pas sans vous souvenir que les podzols ont été un des deux noms de sols, qui ont été utilisés dans le titre de l'Exposition organisée lors du Jubilé du Cinquantenaire de l'Association en 1984 :

« Podzols, rendzines et les autres ... Connaissez-vous les sols ? »,

ce qui témoigne de notre attachement à ce type de sols, qui reste un des phares de la pédologie.

Je souhaite donc un plein succès aux travaux de cette Table Ronde, et avant d'introduire le sujet scientifiquement comme me l'ont demandé les Organisateur, je voudrais m'adresser spécialement à nos invités étrangers pour les accueillir ici.

Ladies and Gentlemen,

Dear Colleagues,

In the name of the French Soil Science Society (AFES), I am very happy to welcome you in Poitiers at this panel meeting on « Podzols and Podzolization ».

This subject is of utmost importance today and that is why our Association is very pleased to foster exchange and discussions at the international level.

I would like to thank very much Pr. MEUNIER, Dr. RIGHI and Dr. CHAUVEL for having idea of organizing this meeting.

Finally, I hope that this panel will give rise discussions which will lead to future collaborations and new research, and now I do declare that this meeting is opening.

**10 Avril 1986**

**G. PEDRO.**

# SOMMAIRE - CONTENTS

AVANT-PROPOS : Allocution d'ouverture de M. G. PEDRO, Président de l'A.F.E.S.

PODZOLS ET PODZOLISATION : Un problème pédologique fort ancien mais toujours d'actualité ..... 1  
G. PEDRO

## PODZOLS TROPICAUX. Afrique - Amérique du Sud - Indonésie

La répartition des podzols à Kalimantan (Ile de Bornéo)  
*The distribution of podzols in Kalimantan (Borneo Island)* ..... 13  
P. BRABANT

Les podzols tropicaux sur sable Batéké en R.P. du Congo : description, caractérisation et genèse  
*Tropical podzols on Bateke sands in R.P. of Congo : description, main characteristics and genesis* ..... 25  
D. SCHWARTZ

Les podzols du haut Rio Negro, région de Maroa, Venezuela. Environnement et relations lithologiques  
*The podzols in the upper Rio Negro, region area of Maroa, Venezuela. Environment and lithological relations.* ..... 37  
D. DUBROEUCQ et P. BLANCANEUX

Systèmes sols ferrallitiques-podzols en région amazonienne.  
*Ferralsols-podzols soil systems in Amazonia* ..... 53  
Y. LUCAS, R. BOULET, A. CHAUVEL et L. VEILLON

## PODZOLS DES ZONES TEMPEREES ET DE HAUTE MONTAGNE : Organisation et fonctionnement

Répartition, morphologie et fonctionnement des podzols de haute montagne cristalline sous climat tempéré.  
*Distribution, morphology, chemical characteristics and biogeochemical processes of high mountain podzols developed on granite under temperate climate* ..... 69  
E. DAMBRINE

Organisation, minéralogie et dynamique de l'aluminium dans les sols acides et podzoliques en climat tempéré et océanique  
*Organization, mineralogy and aluminium dynamics in acid and podzolic soils in the Armorican Massif* ..... 85  
P. AUROUSSEAU, G. BOURRIE et P. CURMI

Microstructure des horizons B des sols podzolisés : influence de la texture et de la minéralogie de la roche-mère. <i>Micromorphology of podzolic B horizons.</i> .....	107
	D. RIGHI

### MATIERES ORGANIQUES DES PODZOLS : Nature et Dynamique

Nature et dynamique des matières organiques impliquées dans les processus de podzolisation. <i>Nature and dynamics of organic matter in relation to podzolization processes</i> ....	119
	F. ANDREUX, P. FAIVRE et M. BONNE
L'âge des podzols <i>The age of podzols</i> .....	131
	B. GUILLET

### TRANSFORMATIONS MINERALOGIQUES LIEES A LA PODZOLISATION

Evolution of silicates, especially phyllosilicates during podzolization <i>Evolution des silicates, phyllosilicates essentiellement durant la podzolisation</i>	147
	F. De CONINCK, W. JENSEN and C. De KIMPE
Transformations minéralogiques dans les podzols et les sols podzoliques de Galice (NW Espagne). <i>Mineralogical transformations during podzolization in podzols and podzolic soils from Galicia (NW Spain)</i> .....	163
	F. MACIAS-VASQUEZ, M.L. FERNANDEZ-MARCOS et W. CHESWORTH

### PROCESSUS DE MIGRATION ET D'ACCUMULATION DANS LES PODZOLS

pH-dependent character of complexation in podzols <i>Influence du pH sur la complexation dans les podzols</i> .....	181
	P. BUURMAN
The role of inorganic species in the transport of aluminium in podzols <i>Le rôle des formes inorganiques dans la migration de l'aluminium dans les podzols</i>	187
	V.C. FARMER
The mechanism of podzolization as revealed by soil solution studies <i>Approche du mécanisme de la podzolisation par l'étude des solutions du sol</i> ....	195
	F.C. UGOLINI and R. DAHLGREN

### ETUDES EXPERIMENTALES DU PROCESSUS DE PODZOLISATION

Rôle du facteur biochimique dans la podzolisation. Etudes expérimentales sur les mécanismes géochimiques et les évolutions minéralogiques. <i>Biochemical aspects of the podzolization processes.</i> .....	207
	R. ROBERT, M.H. RAZZAGHE et J. RANGER
INTRODUCTION AU DEBAT GENERAL par M. A. RUELLAN, Directeur Général de l'ORSTOM .....	225
DISCUSSION - CONCLUSION .....	226
VIII	

---

## PODZOLS ET PODZOLISATION :

### Un problème pédologique fort ancien, mais toujours d'actualité

Georges PEDRO <sup>(1)</sup>

---

#### INTRODUCTION

En tant que type de sol, le podzol est né en Russie vers la fin du siècle dernier, à la suite des travaux de B.B. DOKOUCHEV et surtout de N.M. SIBIRTZEV, lors de l'émergence de la Pédologie en tant que Science (MARGULIS, 1954).

Mais, comme beaucoup de découvertes scientifiques, ce concept repose au départ sur une ambiguïté ; le podzol a, en effet, été défini près de Smolensk comme l'orthotype des sols fortement différenciés caractérisés par la présence d'un horizon sub-superficiel de couleur blanchâtre et à consistance cendreuse (Podzola : cendre) ; d'où le nom qui lui a été donné et qui est passé dans la science pédologique. En réalité, nous savons aujourd'hui que la région de Smolensk n'est pas le domaine des podzols (*vrais*), mais des sols dernopodzoliques.

Par ailleurs, les recherches ultérieures effectuées en différents points de l'hémisphère boréal ont montré peu à peu que l'existence de profils présentant un horizon blanchi caractéristique pouvait recouvrir plusieurs choses :

— Il faut noter d'abord l'observation et l'étude de podzols *vrais* dans les régions nordiques (M. AARNIO et B. FROSTERUS) avec la succession classique : A<sub>0</sub>, A<sub>2</sub>, Bh, Bs, ainsi que la découverte de travaux réalisés bien antérieurement, tels ceux, par exemple du pédologue forestier danois P.E. MULLER (celui des désignations de mor, moder et mull) sur la nature et l'origine des « Bleicherde » et de l'« Orstein » dans les sols des plaines d'Allemagne du Nord (1878).

— Il y a eu ensuite, dans les régions un peu plus méridionales, et notamment dans le Bassin de Paris, la découverte de « sols lessvés » (Luvisols), sous l'impulsion de G. AUBERT principalement.

Au demeurant, tout cela se situait plus ou moins implicitement dans la *même* famille podzolique, bien que la disparition de l'argile au sein de l'horizon A<sub>2</sub> puisse résulter :

- soit d'une mise en solution consécutive à une altération agressive ;
- soit d'un départ en suspension vertical, c'est-à-dire d'un « lessivage ».

---

(1) Département de Science du sol - INRA - CNRA, route de Saint-Cyr, 78000 Versailles - Commission de Pédologie - ORSTOM.



Un certain nombre d'auteurs ont bien été conscients de la chose, N. CERNESCU en particulier qui distinguait dès l'avant-guerre :

- la podzolisation *primaire* ou *ferroilluviale*,
- la podzolisation *secondaire* ou *argilloilluviale*.

En fait, nous savons aujourd'hui qu'il s'agit de deux phénomènes différents et que *seul* le processus ferroilluvial correspond à la *véritable* podzolisation.

Il faut dire cependant qu'il existe des sols où les deux phénomènes sont susceptibles d'interférer, soit quasi simultanément, soit avec un certain décalage dans le temps ; et c'est justement le cas des sols dernopodzoliques de la Taïga méridionale, avec toutes les conséquences que cela a pu avoir (tableau I) :

- les pédologues russes les rangent dans les sols podzoliques ;
- les pédologues français (et européens) en font des sols lessivés dégradés (**Falherde** des auteurs allemands) et les placent dans la grande mouvance des sols lessivés.

Cela est bien ressorti des travaux du Protocole d'étude franco-soviétique (M. JAMAGNE et V.M. FRIDLAND) (cf. à cet effet PEDRO, JAMAGNE et BEGON (1984)). Quant à DUDAL (1975), dans le cadre de la Carte des sols du monde, il avait été amené à créer une catégorie intermédiaire entre les sols lessivés (Luvisols) et les podzols ; il s'agit des *Podzoluvissols*.

Ceci étant, il ressort que pour la presque totalité de la communauté mondiale la podzolisation résulte aujourd'hui d'une *altération chimique conduisant à la destruction des argiles* (podzols-spodosols) ; c'est donc ce seul aspect de la question qui sera envisagé ici.

**Tableau I : Désignations comparées des sols différenciés à horizon A<sub>2</sub> blanchi des latitudes moyennes et septentrionales.**

URSS	—	SOLS PODZOLIQUES	
		Sols dernopodzoliques	Podzols
FRANCE EUROPE	Sols lessivés	Sols lessivés dégradés	Podzols et sols podzoliques
AMERIQUE DU NORD	Sols lessivés		
FAO	LUVISOLS	PODZOLUVISOLS	PODZOLS

## DISTRIBUTION GENERALE DES PODZOLS - PROBLEME DE LEUR ZONALITE

A partir de ces premières données, une question se pose immédiatement : le podzol est-il réellement un sol *zonal*, c'est-à-dire caractéristique d'une zone bioclimatique donnée ?

PODZOLS ET PODZOLISATION

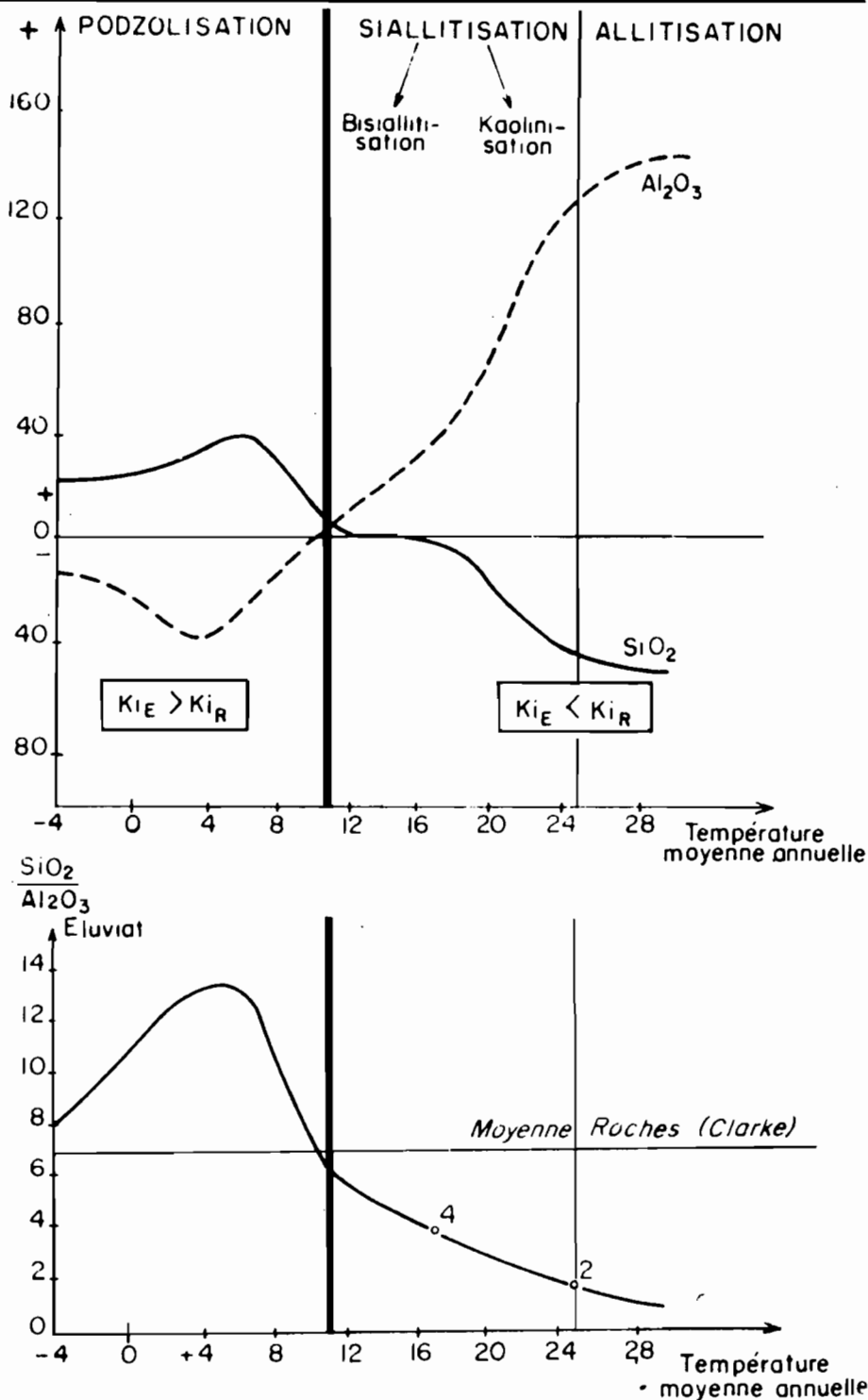


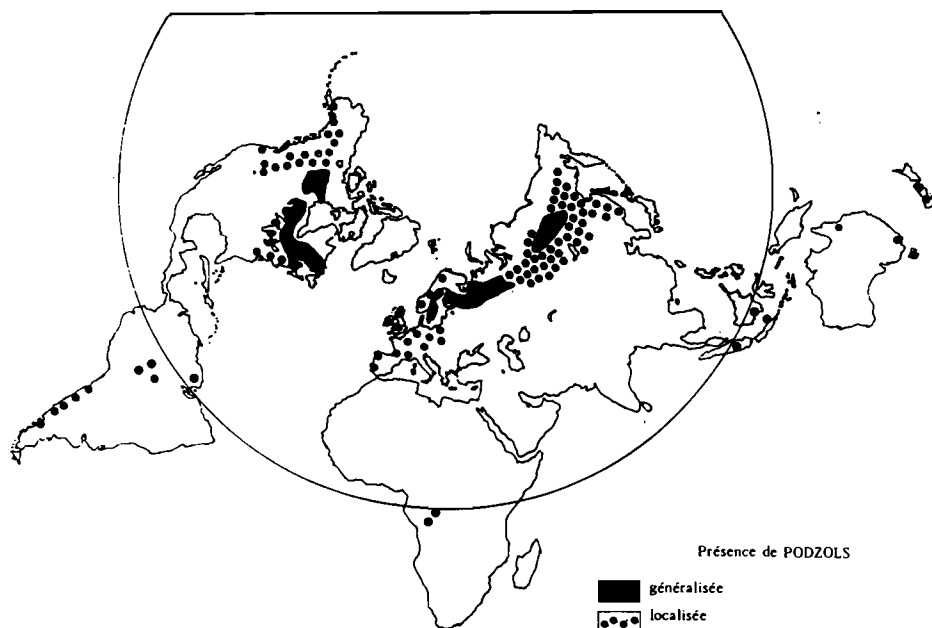
Figure 1 : Variation de la composition moyenne des sols ( $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ ) de l'hémisphère Nord en fonction de la température moyenne annuelle (la référence est la composition des roches cristallines de CLARKES, 1924), d'après VOLUBUEV (1962).

On sait qu'il a été longtemps considéré comme tel, à la suite des premiers travaux de B.B. DOKOUCHEAEV et de N.M. SIBIRTZEV : le podzol était, en effet, le sol type de la zone boréale, ce qui correspond grosso modo à tout ce qui est en deçà de l'isotherme annuel moyen de 5°C ou au domaine de la forêt résineuse (taïga).

C'est effectivement ce qui apparaît lorsqu'on se réfère à des cartes à grande échelle ou à des études générales (fig. 1).

Et il est clair que les podzols correspondent aux sols les plus généralisés de cette zone septentrionale qui est caractérisée par l'individualisation d'une véritable « couverture pédologique » (avec développement de plusieurs sortes de toposéquences), dont la superficie correspond à environ 16 % des terres émergées.

Mais les podzols peuvent se développer *ailleurs*, et notamment, on le sait aujourd'hui, dans toutes les régions *humides* du globe (fig. 2) :



**Figure 2 : Distribution des podzols à la surface du Globe d'après FITZPATRICK (1978) (complété pour les régions tropicales).**

— soit parce qu'elles sont *froides* pour des raisons *altitudinales* ; c'est le cas des hautes montagnes des latitudes moyennes (étape subalpin, 1 700-2 000 m) : Alpes, Chili, Nouvelle-Zélande, Australie...

— soit parce qu'elles sont très pluvieuses, comme :

- dans certaines zones basses à climat atlantique : France (Sologne, Landes), Galice, Ecosse... (MOKMA et BUURMAN, 1982) ;
- ou sur les pénélaines des zones tropicales humides, en particulier à l'intérieur des grandes cuvettes équatoriales (Congo, Amazonie) ;
- ou encore sur les hauteurs des îles volcaniques intertropicales : La Réunion, Tahiti (cf. Les podzols « glbsités » de JAMET, 1985).

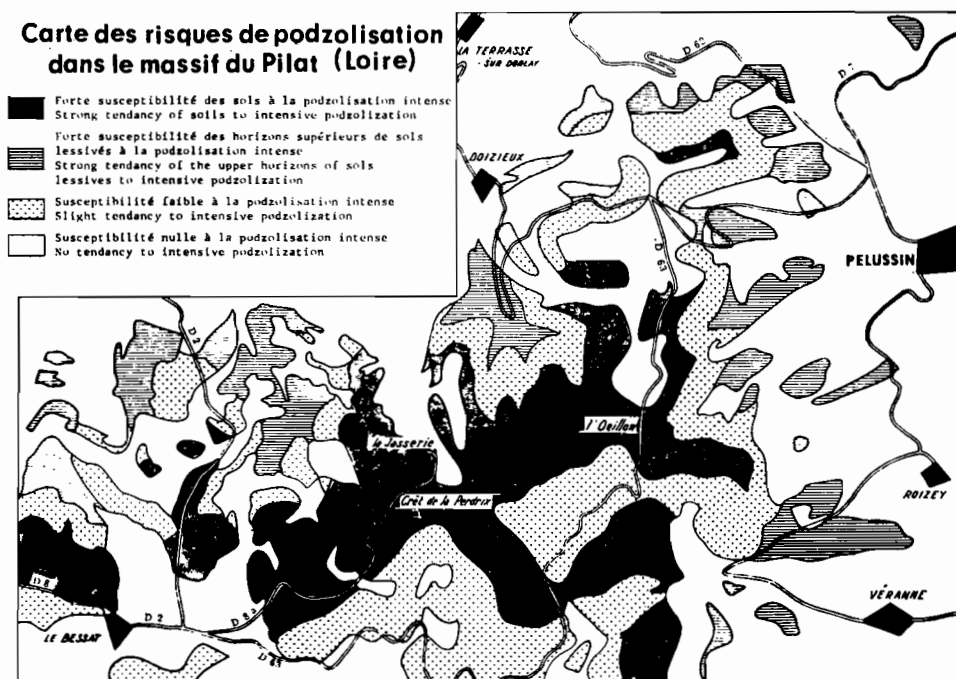
En revanche, dans ces diverses régions *non* boréales, les podzols ne s'individualisent jamais d'une manière généralisée. Leur mise en place implique l'existence de conditions particulières, liées :

- soit au développement d'une végétation *acidifiante* (landes à bruyères) ;
- soit à la présence d'une roche-mère très pauvre et essentiellement *siliceuse* (sable-grès) ;
- soit à une exposition particulière.

A ce sujet, on peut citer, à titre d'exemple, l'étude qui a été réalisée par LEGROS (1975) sur l'occurrence des podzols dans l'est du Massif Central. En comparant *par voie statistique* les données de la carte pédologique du Mont Pilat avec les paramètres de l'environnement (climat, altitude, pente, exposition, roche-mère, végétation...) (fig. 3), cet auteur a pu ainsi préciser :

- les situations favorables à la podzolisation ;
- la probabilité d'apparition d'un podzol ;
- et, enfin, la localisation des risques de la podzolisation (consécutifs à l'introduction des résineux).

**Carte des risques de podzolisation dans le massif du Pilat (Loire)**



**Figure 3 : Carte des risques de podzolisation dans le massif du Pilat (Loire), d'après LEGROS (1975).**

Il faut dire que dans les régions des latitudes moyennes de l'Europe, la présence de podzols avait été constatée depuis longtemps .

Ainsi, en France, dès le XVIII<sup>e</sup> siècle, c'est-à-dire bien avant que ce type de sol ait été défini scientifiquement, BUFFON avait noté leur existence : « J'ai vu, écrit-il dans la partie de son Histoire Naturelle consacrée aux bois et aux forêts, dans plusieurs provinces de France des terrains d'une vaste étendue couverts d'une petite espèce de bruyères, où je n'ai pas vu un chêne, ni aucune espèce d'arbre. La terre de ces cantons est légère comme la cendre noire, poudreuse, sans aucune liaison. »

L'importance du phénomène « landes » est d'ailleurs aujourd'hui bien connu et on peut citer ici les travaux pionniers en France de DUCHAUFOUR (1948) consacrés à la pédologie et à l'écologie de la forêt atlantique.

Dans les pays tropicaux, en revanche, la présence de podzols a été reconnue depuis bien moins longtemps, et encore souvent à titre de simples « curiosités ». On s'y attendait si peu !

Il semble que ce soit RICHARDS (1941) qui, le premier, ait compris qu'on ne pouvait continuer à traiter le problème des podzols tropicaux à la légère. Il a montré, en effet, que la présence de tels sols n'était pas du tout anecdotique,

— non seulement dans les zones d'altitude (Highlands) ; ce n'est d'ailleurs pas surprenant, car la température reste alors basse en dépit de la latitude (on revient ainsi au problème des régions boréales) ;

— mais surtout dans les régions de basse altitude (Lowlands) ; d'où le nom de *Lowland tropical podzol* - Padang soil de H.J. HARDON (RICHARDS, 1941), où ils prennent même des dimensions démesurées : *Podzols géants - sables blancs*, en relation avec des eaux de rivière « noires » (*Coca cola river*).

SCHWARTZ (1985), par exemple, a calculé, dans le cas des podzols du Congo sur sable Batéké, que la quantité de matière organique contenue dans les Bh aliotiques était de l'ordre de 2 200 T/ha, ce qui est considérable par rapport aux 200 T que l'on trouve au maximum dans les alios des podzols atlantiques.

Mais leur délimitation dans ces régions intertropicales est restée jusqu'à nos jours mal aisée ; aussi n'ont-ils pas été bien pris en compte sous l'angle cartographique. C'est ce qu'on peut constater en examinant la première évaluation réalisée par GRACANIN (1951), les podzols tropicaux de basse altitude n'apparaissant *ni en Afrique, ni en Amérique du Sud* (tableau II).

Ils n'apparaissent d'ailleurs pas beaucoup mieux sur la Carte des sols du monde de la FAO-UNESCO (1975), bien que le Comité scientifique dirigé par R. DUDAL ait été conscient de leur importance et ait demandé à cet effet un rapport spécial à KLINGE (1968) sur les podzols tropicaux.

L'avenir prochain nous en dira très probablement plus long à ce sujet.

**Tableau II : Superficie occupée par les podzols et les autres sols (en millions d'hectares) - Gracanin (1951)**

TYPES DE SOLS		EURASIE	AFRIQUE	AMÉRIQUE		AUSTRALIE
				LATINE	DU NORD	
PODZOLS	PODZOLS	827	—	—	548	—
	MOUTAIN PODZOLS	648	—	35	160	9
AUTRES SOLS		3 850	2 984	1 772	1 724	888

## ORIGINE DE CETTE UBIQUITE

La constatation de l'existence des podzols dans toutes les régions humides du globe est donc indubitable aujourd'hui. Mais il reste à en comprendre les raisons.

Il semble qu'on puisse avoir dans ce domaine des éléments de réponse en se référant aux résultats d'études expérimentales : il y a tout d'abord les expériences pionnières sur la podzolisation, et en particulier sur le comportement du fer, réalisées par BLOOMFIELD (1952) à Rothamstedt, et par BETREMIEUX (1951), puis par LOSSAINT (1959), en France.

Mais, pour avancer plus profondément, il fallait envisager les choses dans leur globalité (intervention de tous les éléments chimiques) et donc élaborer une véritable géochimie de la pédogenèse dont le pivot serait constitué par l'aluminium. C'est ce qui a été tenté il y a une vingtaine d'années (PEDRO, 1964, 1966), en concevant des expériences très simples d'altération en soxhlet de roches primaires soumises à des conditions humides lessivantes, mais à températures variées ou dans des conditions physicochimiques diverses (eau pure, eau contenant du CO<sub>2</sub>, eaux contenant des acides plus ou moins complexants...).

Les principaux résultats obtenus dans le cas de drainage intense sont résumés dans le tableau III (pour des résultats expérimentaux plus détaillés, il faut se reporter aux travaux ultérieurs de ROBERT, 1970 ; RAZZAGHE-KARIMI, 1976, et BERTHELIN, 1976, notamment).

Or, l'examen de ce tableau III fait apparaître immédiatement un certain nombre de points qui vont éclairer le problème qui nous préoccupe, à savoir l'extrazonalité de la podzolisation :

— En effet, pour qu'un phénomène pédologique soit zonal, il faut qu'il existe une relation d'ordre strict entre la pédogenèse et les seuls éléments liés directement au climat atmosphérique, à savoir précipitations (composition, quantité, répartition) et température. De ce fait, seuls les processus hydrolytiques peuvent avoir ainsi une certaine zonalité. Et l'on comprend aisément que l'on ne puisse trouver une pédogenèse ferrallitique en conditions boréales ou même tempérées (sauf pour des raisons paléoclimatiques) !

— A l'opposé, la podzolisation résultant de la mise en jeu de conditions physicochimiques déterminées ne peut être un phénomène zonal à proprement parler. Elle arrive à se développer, en effet, chaque fois que, pour une raison ou pour une autre et quel que soit le climat, il y a intervention d'agents acides très agressifs.

Cela peut résulter de paramètres d'ordre externe, tels :

- le bioclimat, qui est à l'origine de la podzolisation généralisée de la zone boréale ou de sa présence constante dans le domaine alpin ;
  - X • une végétation spécifique (ericacées)
  - une roche-mère siliceuse (sable et grès)
- } comme dans le domaine tempéré atlantique

Ces paramètres jouant à l'interface atmosphère-lithosphère, il est certain que dans ce cas la podzolisation se développe verticalement et conduit ainsi à la différenciation d'horizons à peu près parallèles à la surface (concordance géométrique).

Mais cela peut découler aussi de facteurs d'ordre interne à la pédosphère liés le plus souvent à la mise en place, secondairement et en son sein, de nappes superficielles et à action latérale.

La podzolisation se fait alors par grignotage intérieur avec envahissement latéral d'une couverture initiale, comme dans le cas des « lowlands tropical podzols » (BOULET et al., 1979).

Caractéristiques des solutions d'altération		Eaux pures et chargées en $\text{CO}_2$ $\text{pH} > 5$	Eaux chargées en acides organiques $\text{pH} < 4$
Comportement géochimiques des éléments	Maintien	Al - Fe	-
	Élimination	$\text{SiO}_2$ Cations basiques	Al- $\text{SiO}_2$ Cations basiques
Caractérisation cristalochimique — (Minéraux du plasma de néoformation)		Hydrates de fer et d'alumine — Gibbsite Goethite Hématite <u>Allitisation</u>	0  <u>Solubilisation acidolytique</u>
Processus pédologique		Ferrallitisation	Podsolisation
Mécanisme d'altération		Hydrolyse totale — Phénomène plasmogénique	Acidolyse totale (Acidocomplexolyse) — Phénomène aplasmogénique
Paramètres majeurs de l'évolution		Conditions thermohydriques (climatiques)	Conditions physicochimiques

Tableau III : Les grandes tendances de l'évolution pédogéochimique en conditions humiques très lessivantes.

Et tout ceci permet de comprendre qu'il y ait beaucoup de podzols en dehors des régions boréales, avec toutes les répercussions que cela peut avoir sur le plan des problèmes de mise en valeur.

— Dans le domaine boréal, les opérations de mise en valeur des aires podzoliques s'avèrent pratiquement impossibles pour des raisons climatiques : comme on ne peut modifier le climat, *la dynamique podzolique reste donc inéluctable*.

— Ailleurs, en revanche, malgré l'extrême pauvreté des sols podzoliques, il y a au moins théoriquement des possibilités de *contrebalancer* la tendance évolutive, en modifiant la végétation, par exemple, ou encore en apportant des engrais ou amendements. C'est ce qui explique que la mise en valeur des régions podzoliques ait été faite depuis longtemps en Europe : Campine belge (utilisation de légumineuses sauvages type genêts), ou encore en Sologne. Après abandon, les sols observés sont des sols podzoliques très particuliers que AMERYCKS (1960) a désignés sous le nom de *postpodzols*.

En France, dans les Landes, la récupération s'est faite plus récemment et a nécessité plusieurs étapes :

— Plan Bremonter (1787-1865), avec la fixation des dunes littorales par des plantations d'oyats, puis de pins maritimes ;

— Plan Chambrelent (1857-1876), avec assainissement généralisé de la plaine landaise et enrésinement systématique ;

— Enfin, mise en culture partielle depuis 1960 sur 50 000 ha actuellement axée sur la production de *maïs* en cultures irriguées et fertilisées. Le rendement moyen atteint est de 100 à 110 q/ha, avec quelques risques, cependant, en relation avec l'érosion éolienne entre avril et juin (d'après les renseignements communiqués par C. JUSTE, INRA Bordeaux).

Sous les tropiques, le problème de la mise en valeur reste dans les choses possibles, mais, comme on le verra à propos de l'Indonésie (BRABANT, 1987), il s'avère encore très difficile dans les conditions actuelles.

## CONCLUSION

Les éléments ci-dessus ont été présentés en guise d'introduction, pour situer quelque peu les problèmes de la podzolisation. Beaucoup de questions restent posées, et notamment aux deux niveaux qui ont servi à structurer les deux journées consacrées à cette Table ronde :

— Le premier niveau a trait à la poursuite de *l'inventaire dans le milieu naturel des podzols vrais*, et ce dans toutes les zones, depuis l'Arctique jusqu'aux régions équatoriales, en passant les landes atlantiques et les hautes montagnes des moyennes latitudes... Un certain nombre de présentations seront d'ailleurs consacrées à l'étude de véritables systèmes pédologiques à podzols, comme on les rencontre en particulier dans la zone tropicale.

— Le second niveau est celui de l'étude des *mécanismes et des processus de la podzolisation*, basée sur des recherches expérimentales ou fondamentales : développement et élargissement de la théorie organique classique avec ses aspects microbiologiques, présentation de la conception minérale basée sur l'intervention de complexes solubles aluminosiliciques qui font penser aux complexes ferrosiliciques et aluminosiliciques étudiés naguère par A. DEMOLON et E.M. BASTISSE (BASTISSE, 1945), émergence d'une nouvelle théorie (UGOLINI, 1987). On aurait pu aussi envisager les résultats des modélisations du genre de celles préconisées par LEGROS (1982), surtout en ce qui concerne les podzols tropicaux.

Le programme mis au point par les organisateurs paraît ainsi bien structuré et doit, sans aucun doute, aboutir de la sorte à des résultats fructueux.



## BIBLIOGRAPHIE

- AMERYCKS J. (1960). — La pédogenèse de la Flandre sablonneuse. *Pédologie*, 10, 124-190.
- BASTISSE E.M. (1945). — Rôle vecteur de divers anions minéraux et organiques dans les phénomènes géochimiques et physiologiques. *Ann. agron.*, 15, 30-56.
- BERTHELIN J. (1976). — *Etudes expérimentales de mécanismes d'altération des minéraux par des micro-organismes hétérotrophes*. Thèse Doct. Etat, Univ. de Nancy I.
- BETREMIEUX R. (1951). — Etude expérimentale de l'évolution du fer et du manganèse dans les sols. *Ann. agron.*, 193-295.
- BLOOMFIELD C. (1952). — Translocation of iron in podzol. *Nature Land.*, 170.
- BOULET R., FRITSCH E. et HUMBEL F.X. (1979). — *Les sols des terres hautes et de la plaine côtière ancienne en Guyane française septentrionale*. Doc. multigraphié, ORSTOM Cayenne, 170 pages.
- BRABANT P. (1987). — La répartition des podzols à Kalimantan (Ile de Bornéo), in ce document.
- DUCHAUFOUR Ph. (1948). — *Recherches écologiques sur la chênaie atlantique française*. Thèse Ann. ENEF, t. XI, fasc. I, 335 pages.
- DUDAL R. (1975). — *Carte mondiale des sols*. Vol. I. Légende FAO-UNESCO, 62 pages.
- GRACANIN M. (1951). — *Pédologia*, Zagreb, 1 vol, 298 pages.
- JAMET R. (1985). — *Podzols gibbsitiques sur matériaux d'origine volcanique*. ORSTOM Tahiti. Notes et Documents, n° 31.
- KLINGE H. (1968). — *Report on tropical podzols*. Doc. FAO, 88 pages.
- LEGROS J.-P. (1975). — Occurrence des podzols dans l'est du Massif Central. *Science du Sol*, 1, 37-49.
- LEGROS J.-P. (1982). — *L'évolution granulométrique au cours de la pédogenèse. Approche par simulation sur ordinateur. Application aux sols acides sur matériaux cristallins en zone tempérée*. Thèse Sci., Université de Montpellier, 436 pages.
- LOSSAINT P. (1959). — Etude expérimentale de la mobilisation du fer des sols sous l'influence des litières forestières. *Ann. agron.*, 360-414, 493-542.
- MARGULIS H. (1954). — *Aux sources de la pédologie* (Dokoutchaev-Sibirtzev). Toulouse, 85 pages.
- MOKMA D.L. et BUURMAN P. (1982). — *Podzols and podzolization in temperate regions*. ISM Monograph 1, Wageningen, 126 pages.
- PEDRO G. (1964). — Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Thèse Paris, *Ann. agron.*, 15, 85-191, 243-333, 339-456.
- PEDRO G. (1966). — Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération superficielle. *C.R. Acad. Sci.*, 262D, 1828-1831.
- PEDRO G., JAMAGNE M. et BEGON J. (1968). — Inventaire et caractérisation des sols du monde. Etat et difficultés des problèmes de corrélation. *Science du Sol*, n° 2, 123-140.
- RAZZAGHE-KARIMI M.H. (1976). — *Contribution à l'étude expérimentale des phénomènes d'altération en milieu organique acide*. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Paris VI.
- RICHARDS P.W. (1941). — Lowland tropical podzols and their vegetation. *Nature*, 148, n° 3774, 129-131.
- ROBERT M. (1970). — *Etude expérimentale de l'altération des granites et de l'évolution des micas*. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Paris VI, 182 pages.
- SCHWARTZ D. (1985). — *Histoire d'un paysage : le Lousseké, Paléoenvironnements quaternaires et podzolisation sur sables Batéké*. Thèse Doct., Univ. Nancy. Mémoire ORSTOM, 1986.
- UGOLINI F.C. (1987). — An *in vivo* study of the process of podzolization and the development of a new theory, in ce document.
- VOLOBUEV V.R. (1962). — Change in the content of silica, alumina and iron in relation to hydrothermal condition, *Soviet Soil Sc.*, 509-515.

# **PODZOLS TROPICAUX**

**Afrique - Amérique du Sud - Indonésie**



---

# LA REPARTITION DES PODZOLS A KALIMANTAN

(Ile de Bornéo)

P. BRABANT<sup>(1)</sup>

---

## ABSTRACT

### THE DISTRIBUTION OF PODZOLS IN KALIMANTAN (BORNEO ISLAND)

*This paper describes a part of the soil mapping done by ORSTOM in Kalimantan in 1980. The ultimate aim of the survey was to locate lands suitable for rainfed cropping as a part of the Indonesian Transmigration Programme.*

*In the course of the survey, soils like podzols of cold and temperate regions were observed but not studied in detail.*

*The article first describes the distribution of these podzols in the landscape at regional level : it then describes the 6 sequences of horizons which include the horizons characteristic of podzols, i.e. Ah, E and spodic B horizons. Each of these sequences is represented by a descriptive model having a catena structure.*

*Some brief particulars are given of the physico-chemical properties and current use of these soils. Lastly, the article concludes by comparing these tropical podzols to those of cold and temperate regions.*

**KEY WORDS :** Podzols - Equatorial zone - Catena - Indonesia.

## L'ILE DE BORNEO

Bornéo est située entre les Philippines et les îles de la Sonde de part et d'autre de l'équateur. Sa superficie est de 750 000 km<sup>2</sup>. Administrativement, l'île est divisée en trois parties dont la plus grande est contrôlée par la République d'Indonésie sous le nom de Kalimantan (fig. 1).

L'île est constituée d'une partie centrale montagneuse qui se raccorde graduellement à des terres hautes, formées de collines accidentées ; celles-ci dominent une plaine, plus ou moins marécageuse vers la côte. Le climat est de type équatorial : pluviométrie annuelle de 4 000 mm environ et température moyenne entre 25 et 27° C. Il n'existe pas de saison sèche, mais une période où la pluviométrie mensuelle peut être inférieure à 100 mm. déduisant l'eau de pluie ruisselée et l'eau évapotranspirée, on évalue à 2 600 mm la quantité d'eau qui draine à travers le sol. Cela représente 26 000 m<sup>3</sup> d'eau par hectare et par an.

Une forêt dense sempervirente couvre la plus grande partie de l'île. La population, peu nombreuse, est regroupée le long des fleuves principaux et pratique la culture du riz pluvial sur brûlis.

---

(1) ORSTOM - Pédologie, 213, rue La Fayette, 75480 Paris Cédex 10.

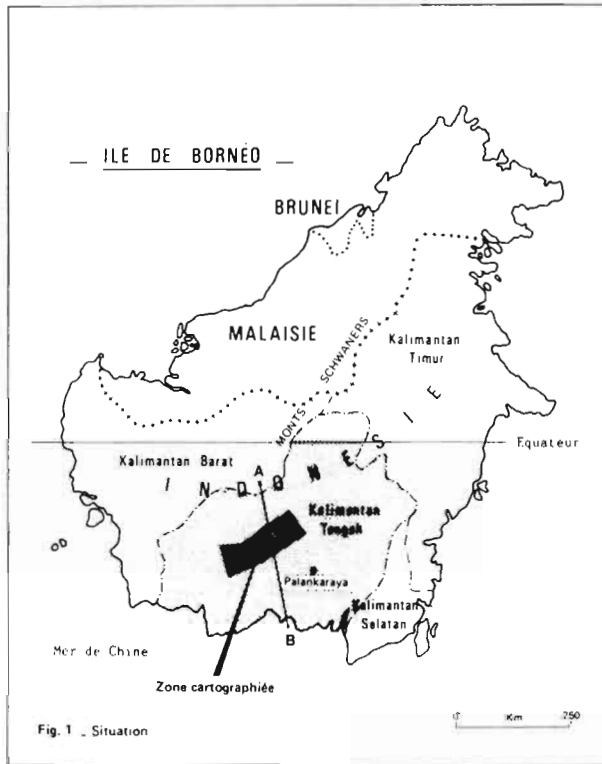


Figure 1 : Situation.

## LES SOLS DE KALIMANTAN CENTRE



Photo 1 : Podzol près de Palankaraya.

Kalimantan est divisé en 4 provinces : Barat à l'ouest, Timur à l'est, Selatan au sud et Tengah au centre. Cette dernière couvre 152 000 km<sup>2</sup> de la Mer de Chine jusqu'aux Monts Schwaners.

L'ORSTOM a reçu comme mission en 1980 de prospecter 52 000 km<sup>2</sup> dans la province de Kalimantan Centre et d'établir une carte de reconnaissance des sols à 1/250 000 (1). Il fallait ensuite localiser des sites de 10 000 à 15 000 hectares sur ces terres et proposer les sites sélectionnés au Ministère chargé de la mise en œuvre des projets dans le cadre du plan indonésien de Transmigration.

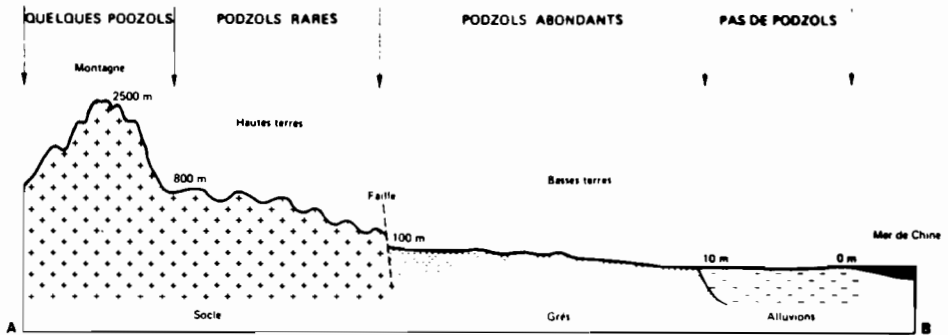
La région cartographiée est divisée en deux domaines : la moitié nord dans les hautes terres est couverte de ferralsols. La moitié sud dans la plaine est couverte d'acrisols et d'autres sols comparables, à première vue, aux podzols des régions froides et tempérées (cf. photo). Ces sols couvrent 40 % de la zone cartographiée, soit 10 000 km<sup>2</sup>.

(1) P. BRABANT - D. MULLER, 1981 : Reconnaissance survey in Central Kalimantan. Soil survey and land suitability - Report. Indonesia - ORSTOM Transmigration Project PTA-44, Jakarta.

L'objectif du projet était de délimiter puis d'étudier les meilleures terres pour l'agriculture pluviale. C'est pourquoi l'étude des podzols, considérés comme des terres de mauvaise qualité, s'est limitée à un inventaire exploratoire. Aussi, cet article ne présente pas une étude morphologique et analytique détaillée des podzols de Kalimantan. Il indique la répartition générale des podzols dans le paysage, la nature de leurs horizons avec les variations verticales et latérales et enfin la nature des diverses couvertures pédologiques qui incluent des podzols.

## La répartition des podzols dans le paysage

La figure 2 représente une coupe transversale qui part de la mer et remonte jusqu'aux Monts Schwaners sur une distance de 500 km.



Coupe AB de la Fig 1

**Figure 2 : Répartition générale des podzols dans la Province de Kalimantan Centre.**  
*General distribution of podzols in the Central Kalimantan Province.*

Les basses terres sur des alluvions quaternaires s'étendent sur 100 à 150 km derrière la ligne de rivage ; elles sont plus ou moins inondées par les eaux de crue et par le flux de marée. C'est le domaine des sols alluviaux, parfois marécageux ou sulfatés et acides. *On n'y trouve pas de podzols.*

Les basses terres sur grès, attribués au tertiaire, s'étendent vers l'intérieur de l'île sur 100 à 150 km. *C'est le domaine des podzols* qui occupent plus de 80 % du paysage, souvent plat, parfois légèrement ondulé.

Le contact avec les hautes terres s'effectue généralement par une faille dont le rejet est localement de plusieurs mètres. Ici on observe un modelé de glacis d'érosion à pentes fortes sur des roches cristallines acides, des roches d'épanchement basiques ou acides et des inclusions de grès. *Les podzols sont rares*, car ils n'occupent que moins de 5 % du paysage.

La région montagneuse est mal connue. Cependant, il semble que *les podzols deviennent plus fréquents* au-delà d'une altitude de 1500 m sur des roches acides.

Finalement, on évalue à 30 000 km<sup>2</sup> la surface totale couverte par les podzols, c'est-à-dire le 1/5<sup>e</sup> de la province de Kalimantan Centre.

## Les horizons des couvertures pédologiques à podzols

Avant de décrire ces couvertures pédologiques, il convient de caractériser sommairement les 11 principaux horizons reconnus sur le terrain dans cette région.

On distingue :

● **5 types d'horizon humifère**

1) Horizon formé d'une accumulation de débris végétaux sur une épaisseur de 100 cm ou plus ; il est comparable à un *horizon histique* et symbolisé par H.

2) Horizon formé de matière organique mal décomposée sous une litière ; l'épaisseur est inférieure à 100 cm ; la teneur en matière organique est de 10 à 15 % ; la texture de la fraction minérale est très sableuse. Cet horizon est comparable au *mor* (2) et symbolisé par Ah.

3) Horizon brun, discernable par la couleur de l'horizon sous-jacent, d'une épaisseur égale ou inférieure à 50 cm. La teneur en matière organique ne dépasse pas 7 % et la texture de la fraction minérale est sablo-argileuse. Cet horizon est comparable au *moder* et symbolisé par A.

4) Horizon non discernable par la couleur de l'horizon sous-jacent sans l'usage d'un code des couleurs. La teneur en matière organique est de 5 à 10 % entre 0 et 30 cm, égale ou supérieure à 1 % à 100 cm. La texture de la fraction minérale est argileuse. La matière organique est décomposée et liée à la matière minérale. Cet horizon est comparable à un *mull tropical* et symbolisé aussi par A comme le *moder*. Mais il n'y a pas de confusion possible sur les schémas entre l'horizon A *moder* et l'horizon A *mull*, parce que ce dernier n'est jamais observé dans les couvertures pédologiques à podzols.

5) Horizon brun noir à teinte de gley, onctueux à l'état humide. L'épaisseur est inférieure à 50 cm ; la teneur en matière organique varie de 10 à 15 % et la texture de la fraction minérale est souvent sableuse ou sablo-argileuse. Cet horizon est comparable à un *anmor* symbolisé par Ag.

● **1 type d'horizon E albique**, très sableux et gris clair à l'état sec.

● **4 types d'horizon B**

1) Horizon comparable à l'horizon spodique et symbolisé par Bh.

2) Horizon argilique, jaune ou jaune rougeâtre, symbolisé par Bt.

3) Horizon argilique à caractères hydromorphes, de couleur grise dominante, symbolisé Btg.

4) Horizon jaune ou rougeâtre, comparable à l'horizon B oxiq et symbolisé par Box.

● **1 type d'horizon C**, généralement constitué par un matériau très altéré ayant conservé la structure de la roche mère ; il est symbolisé par Ca.

## Les couvertures pédologiques à podzols

Nous allons examiner maintenant comment ces 11 horizons se combinent entre eux pour constituer 6 types de couvertures pédologiques à podzols qui sont représentés sur les figures 3 à 9 par un modèle.

**Modèle n° 1** (figure 3) : Il est observé dans la partie presque plane des basses terres sur grès. Le terrain marécageux est couvert d'une forêt qui présente une physionomie particulière ; elle est dense, mais le diamètre des arbres ne dépasse pas 60 cm ; ceux-ci ont des contreforts importants et un réseau de grosses racines qui couvrent le sol à leurs pieds. C'est la « heath forest » ou « hutan gagas » en indonésien, c'est-à-dire une forêt qui, après défrichage, ne peut produire de riz pluvial sur brûlis. *Agathis borneensis* est un arbre caractéristique de cette forêt marécageuse.

---

(2) Cette terminologie de *mor*, *moder*, *mull* s'est révélée d'un usage pratique à Kalimantan.

## PODZOLS DE KALIMANTAN

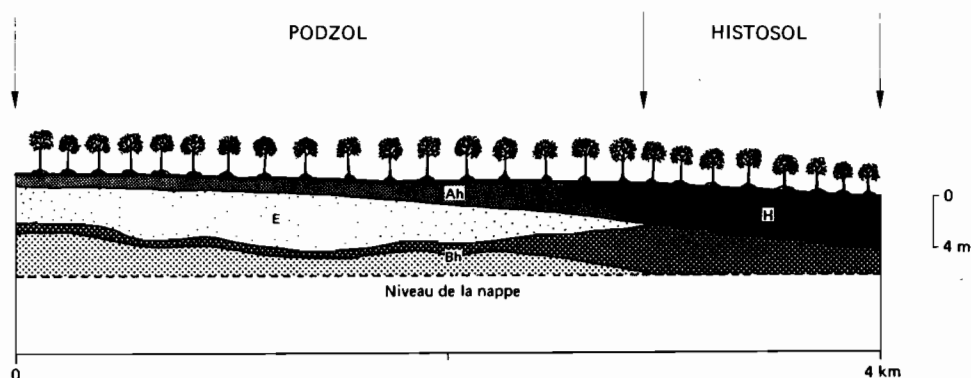


Figure 3 : Modèle n° 1.

Des parties hautes du paysage vers les parties basses et de la surface vers la profondeur, on distingue sur la figure 3, 4 types d'horizons :

- Une litière recouvrant un mor ; la couche de litière augmente d'épaisseur en même temps que le mor devient plus fibreux et se transforme en horizon histique H d'une épaisseur supérieure à 200 cm dans les parties les plus basses.
- Un horizon E albique avec des traînées verticales et obliques d'humus noir. L'épaisseur varie entre 1 et 5 m puis elle diminue vers les parties basses où l'horizon E disparaît quand l'horizon H arrive en contact avec l'horizon Bh.
- Un horizon Bh noir, cimenté et compact au sommet puis meuble et de couleur rouille au-dessous jusqu'au niveau de la nappe phréatique. La limite entre les horizons E et Bh est festonnée puis elle devient régulière vers les parties basses ; en même temps la couche noire cimentée au sommet du Bh devient plus compacte et peu perméable sur une épaisseur de 100 cm environ. Après les averses, une nappe perchée s'écoule dans les horizons E et H au sommet de cette couche noire cimentée.

Cette combinaison ordonnée de 4 horizons peut être compartimentée en 2 unités taxonomiques\* : un podzol et un histosol.

**Modèle n° 2** (figure 4) : Il est localisé sur les glacis de piémont qui raccordent les basses terres sur grès aux inselbergs granitiques et dans les zones ondulées de ces basses terres.

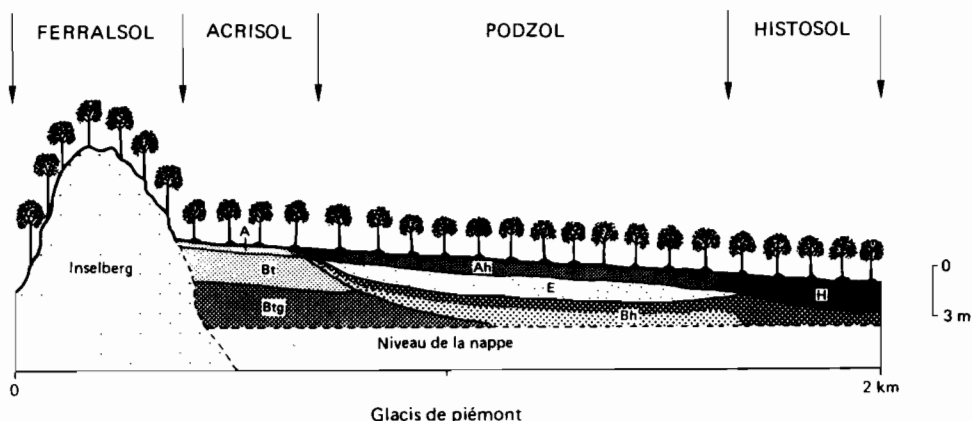


Figure 4 : Modèle n° 2.

\* Nous utilisons la nomenclature FAO pour dénommer les unités taxonomiques.



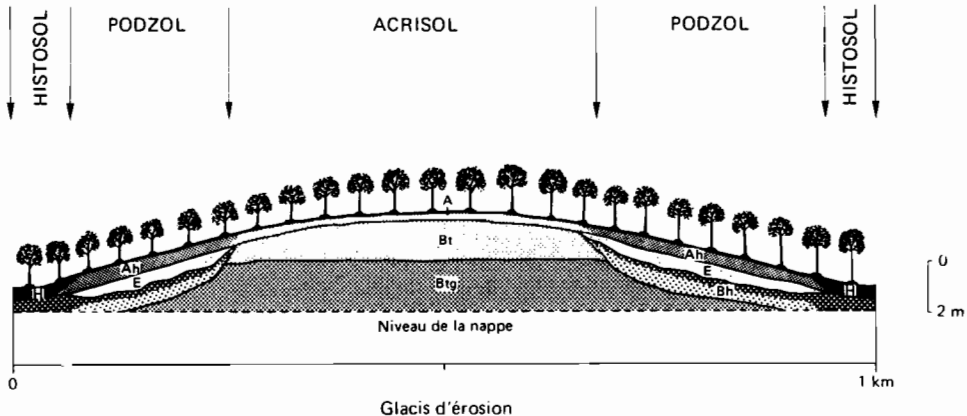
**Sur les glacis de piémont :** Le terrain, dont la pente est de 1 à 2 %, est moins marécageux sauf dans les parties les plus basses. La « heath forest » du glacis est remplacée par une forêt à diptérocarpacées de physionomie différente sur l'inselberg. La couverture pédologique présente des caractères communs avec la précédente, mais elle s'en distingue par 3 nouveaux horizons, A, Bt et Btg, qui apparaissent dans la zone de raccordement de la plaine avec l'inselberg.

Partant du pied de l'inselberg, on observe ainsi :

- Un moder, A, qui passe latéralement à un mor, Ah, puis à un horizon histique H.
- Un horizon Bt jaune rougeâtre, qui devient plus clair vers la profondeur. A quelques centaines de mètres de l'inselberg, la couleur de cet horizon devient aussi plus claire au sommet. La transition est progressive avec un horizon E de 50 à 150 cm d'épaisseur qui disparaît de nouveau vers les parties basses à l'horizon H histique.
- Un horizon spodique Bh, noir et cimenté au sommet sur 5 à 10 cm d'épaisseur, formant une limite festonnée avec l'horizon E. Sous cette couche noire, le matériau est assez meuble et coloré en rouille sur une épaisseur de 2 à 4 m jusqu'à la nappe phréatique. L'épaisseur de la couche cimentée augmente latéralement pour atteindre 50 cm puis 100 cm sous l'horizon H des bas-fonds.
- Un horizon Btg en transition diffuse avec Bt, de couleur gris clair dominante avec des taches de rouille, sablo-argileux et peu perméable. Il passe latéralement sous l'horizon Bh où il est saturé par la nappe.

Cette combinaison ordonnée de 7 horizons peut être compartimentée en 3 unités taxonomiques : un acrisol au pied de l'inselberg, un podzol et un histosol. L'inselberg constitue lui-même un autre système de sols formé d'une mosaïque d'affleurements rocheux, de ferralsols, parfois de cambisols.

**Dans les zones ondulées :** On observe la même combinaison ordonnée de 7 horizons sous une végétation semblable mais dans un modelé différent. Le paysage est constitué d'une succession de larges interfluves surbaissés à pente de 1 à 3 % qui se raccordent par de larges bas-fonds marécageux.



**Figure 5 : Modèle n° 2, zones ondulées.**

L'horizon Bt, souvent jaunâtre, devient de plus en plus clair au sommet quand l'horizon A de moder passe à un mor sur la pente des versants. Les horizons E et Bh sont bien individualisés. L'horizon H des bas-fonds a une épaisseur variable, de 50 à 100 cm environ.

Le découpage de cette couverture pédologique en unités taxonomiques est semblable au précédent : acrisol, podzol et histosol (fig. 5).

**Modèle n° 3** (fig. 6) : On observe encore la même combinaison de 7 horizons mais ceux-ci sont ordonnés de manière différente. Les horizons Ah, E et Bh occupent le sommet des versants et non les pentes comme dans le modèle n° 2.

Le paysage, assez vallonné, comporte une succession de versants à forme convexe avec une pente de 2 à 10 %. Ils se raccordent brusquement à des vallons de 30 à 50 cm de large, marécageux en saison très humide. La forêt a une physionomie de transition entre la « heath forest » et la forêt à diptérocarpacées des hautes terres. Le faciès du grès est particulier : des bancs à texture fine alternent avec des niveaux d'argile et de minces couches ferruginisées et très indurées.

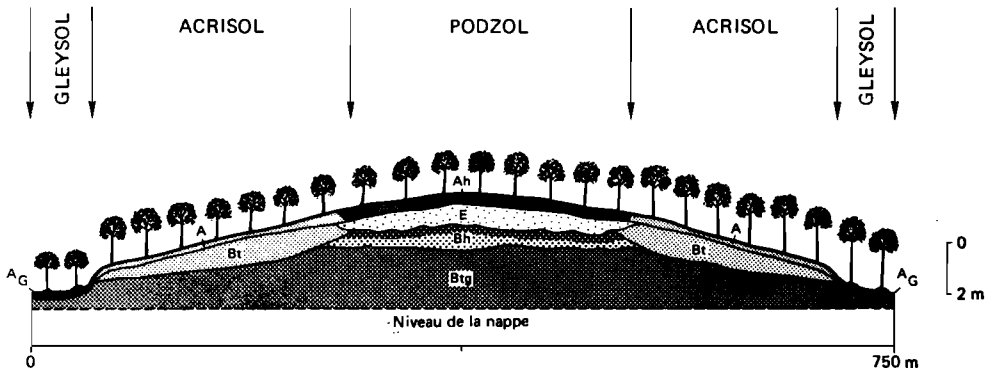


Figure 6 : Modèle n° 3.

Du haut en bas et du sommet vers le bas-fond, on distingue :

- Un horizon Ah qui passe latéralement à un moder puis à un anmor, Ag, dans le bas-fond.
- Un horizon E de 20 à 50 cm d'épaisseur qui disparaît vers la limite entre l'horizon A et l'horizon Bt rougeâtre.
- Un horizon Bh, de 50 à 100 cm d'épaisseur, noir au sommet et peu induré, puis de couleur plus claire avec peu de taches de rouille ; il se termine en biseau sur le versant vers la limite entre les horizons Bt et Btg.
- Au-dessous, un horizon Btg épais, gris clair à taches rouille, argilo-sableux, compact et peu perméable, saturé par une nappe à la base.

Une prospection détaillée serait nécessaire pour déterminer si cette disposition des horizons occupe toute la surface des bassins versants ou simplement une partie d'entre eux, en amont ou en aval.

Nous ne savons pas pourquoi la disposition des horizons du modèle n° 3 est inverse de celle du modèle n° 2 ; il est possible que la nature et surtout le mode de gisement de la roche mère jouent un rôle déterminant dans cette disposition. Mais cela serait aussi à vérifier par des études détaillées de petits bassins versants.

**Modèle n° 4** (figure 7) : Ce modèle est situé dans les hautes terres, exclusivement sur des granites alcalins à texture grossière ou sur des pegmatites. Il est caractérisé

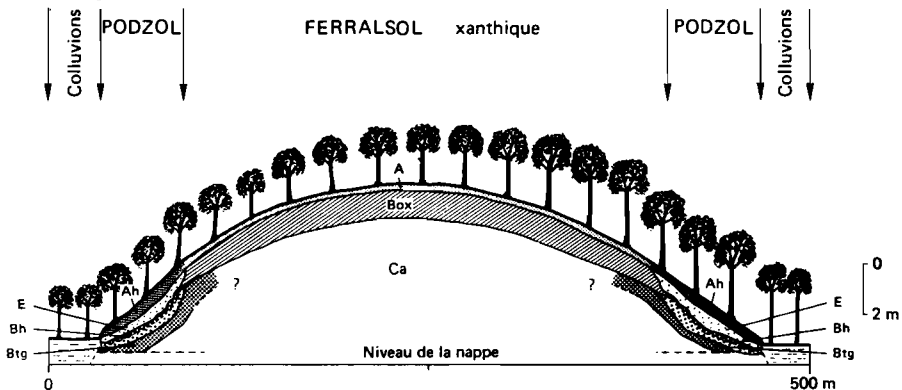


Figure 7 : Modèle n° 4.

par la présence d'un horizon B oxique qui occupe la plus grande partie du paysage et par des horizons Ah, E et Bh localisés au pied des versants.

Le modelé accidenté est constitué de collines de forme convexe dont la pente des versants dépasse 20 %. Ces collines sont incisées par des vallées étroites et les bas-fonds, larges de 30 m environ, sont remplis de colluvions sableuses et sablo-argileuses. La forêt à diptérocarpacées, caractéristique des hautes terres de Bornéo, couvre les versants et les bas-fonds. La succession des horizons est la suivante :

- Un horizon A de moder qui passe latéralement à un Ah vers la rupture de pente en bordure des bas-fonds.
- un horizon Box, jaune, de plus de 200 cm d'épaisseur, présentant au sommet quelques volumes plus clairs avec des teintes de gley ou de pseudo-gley.
- Un horizon E très clair qui apparaît à la limite entre l'horizon A et l'horizon Box et qui disparaît dans le bas-fond quelques mètres plus loin.
- Un horizon Bh de 50 à 80 cm d'épaisseur, très noir au sommet et peu cimenté, gris brun au-dessous.
- Un horizon Bt à pseudo-gley, gris-clair, argilo-sableux et peu perméable, sous l'horizon Bh et sous l'horizon Box, au moins dans la limite inférieure des versants.

Cette couverture pédologique peut être compartimentée en 3 unités taxonomiques : ferralsol xanthique, podzol et gleysol dans le bas-fond colluvial.

**Modèle n° 5** (figure 8) : C'est un modèle particulier observé sur les inclusions de grès graveleux et arkosique dans le socle cristallin des hautes terres. Ce sont encore des collines de forme convexe avec des pentes de 20 à 30 %, séparées par des bas-fonds étroits, remplis de colluvions. La végétation est une forêt de transition entre la « heath forest » et la forêt à diptérocarpacées. On y trouve l'espèce caractéristique de la « heath forest » *l'Agathis borneensis*, bien que le terrain ne soit pas marécageux.

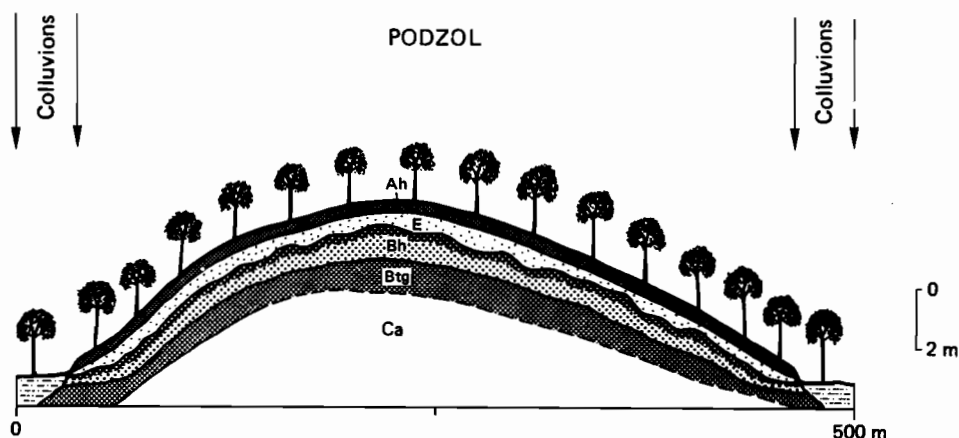


Figure 8 : Modèle n° 5.

Ce modèle diffère des précédents parce qu'il est constitué d'une succession verticale de 5 horizons sans variations latérales ou avec des variations latérales mineures de l'épaisseur des horizons.

L'horizon Ah de 30 à 50 cm recouvre un horizon E sablo-graveleux dont l'épaisseur varie de 20 à 50 cm à cause de la forme très festonnée de la limite supérieure de l'horizon Bh ; celui-ci présente une couche noire au sommet, faiblement cimentée, puis le matériau est gris-brun avec peu de taches rouille. L'horizon Btg est gris clair, argilo-sableux, compact et peu perméable. Il constitue le plancher d'une nappe perchée qui se forme dans les horizons E et Bh après les fortes averse. Cet horizon passe graduellement au grès altéré.

Ce modèle ne comporte qu'une seule unité taxonomique : un podzol. Mais une prospection détaillée serait nécessaire pour déterminer si cette combinaison verticale d'horizons occupe uniformément tout le paysage ou si ces horizons passent latéralement à d'autres horizons en amont ou en aval des bassins versants.

**Modèle n° 6 :** Une prospection exploratoire dans la région montagneuse a montré l'existence de ferralsols sur des roches diverses, de rankers et de podzols sur des roches cristallines acides, affleurant en dômes. Mais nous n'avons jamais observé *in situ* une combinaison ordonnée d'horizons qui associe des rankers dans les parties hautes et des podzols dans les parties basses. Cependant, nous pensons qu'une prospection détaillée mettrait en évidence ce type de couverture pédologique qui constituerait ainsi un sixième modèle de couverture à podzols (fig. 9).

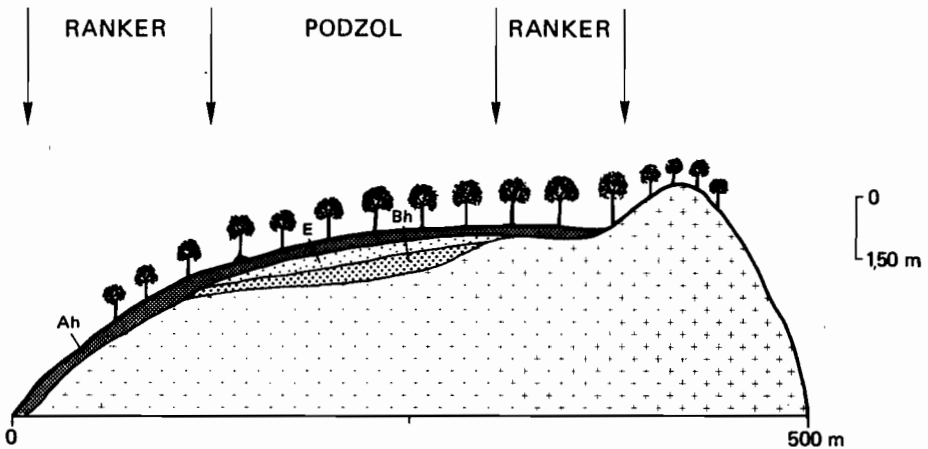


Figure 9 : Modèle n° 6.

### Quelques propriétés physico-chimiques

Le tableau ci-dessous indique quelques propriétés des horizons Ah et Bh d'un profil de podzols, comparées à celles d'un acrisol sur grès et d'un ferralsol xanthique sur granite.

UNITÉ TAXONOMIQUE	HORIZON	ARGILE %	pH H <sub>2</sub> O	MATIÈRE ORGANIQUE en %	C/N	C.E.C. en mé/100 g	Bases échang. en mé/100 g	Aluminium échang. en mé/100 g	Bases totales en mé/100 g
PODZOL Modèle n° 2	Ah	10	3,6	10 à 15	20 à 35	20 à 70	1,3	0,2	6,0
	Bh	10	4,4	6 à 15	—	—	0,6	3,0	—
ACRISOL Modèle n° 2	A	18	4,5	4,0	19	7,0	0,5	2,0	5,0
	Bt	30	5,0	0,5	—	3,5	0,2	2,0	—
FERRALSOL Modèle n° 4	A	32	4,3	3,5	15	8,0	0,8	2,5	8,0
	Box	45	5,1	0,5	—	5,0	0,4	1,9	9,0

Le podzol se distingue par une texture sableuse, un pH plus acide, une teneur plus forte en matière organique avec un rapport C/N plus élevé, une teneur plus faible en aluminium échangeable dans Ah et plus forte dans Bh que dans Bt et Box. Un échantillon de fraction argileuse extraite de l'horizon E contient une forte proportion de kaolinite désordonnée, du quartz, un peu de gœthite et des traces de gibbsite.

Le régime hydrique comporte une période minimale de 10 mois où l'état hydrique du sol est proche de la saturation et une autre période de 3 à 4 semaines durant laquelle le sol se dessèche sans atteindre l'état d'humidité au point de flétrissement permanent (valeur du pF 4.2), du moins sous la végétation naturelle. La température du sol oscille au cours de l'année entre 25 et 30°C.

## Le défrichement et l'utilisation actuelle des podzols

Les podzols des hautes terres ne sont jamais défrichés parce qu'il existe à proximité assez de terres de meilleure qualité, en particulier les ferralsols sur des roches basiques, cultivés en priorité par les populations Dayaks. La plus grande partie des podzols de basses terres sont incultes ou exploités seulement pour la fourniture du bois d'*Agathis*. Quelques périmètres sont défrichés autour des centres administratifs et dans des sites de transmigration. Que se passe-t-il quand la « heath forest » est défrichée ?

L'horizon humifère disparaît rapidement et un sable gris, puis blanc, apparaît en surface. La « heath forest » ne se reconstitue pas et elle est remplacée par une sorte de savane arbustive à maigre strate herbacée. Dès que survient une période sèche de 2 ou 3 semaines, la végétation se dessèche et elle est soumise à des feux de brousse. Bientôt, le sol ressemble à une plage de sable blanc stérile. Les projets de transmigration implantés sur ces terres n'ont évidemment aucune chance de succès.

Ces terres sont de mauvaise qualité pour l'agriculture et l'élevage. De plus, la faune naturelle est extrêmement pauvre : peu de mammifères et d'ongulés, peu d'oiseaux et peu de poissons dans les eaux brunes chargées en matière organique. Aussi ces terres sont incultes et quasiment inhabitées.

On a constaté, dans les périmètres défrichés, que la plupart des plantes cultivées sur les ferralsols de la région n'y poussent pas ou ne produisent pas : le riz pluvial, le manioc, les tubercules, le palmier à huile, et même l'hévéa qui pourtant s'adapte à des conditions de forte acidité et à des teneurs élevées en aluminium échangeable.

Les seules cultures qui semblent convenir à ces terres sont l'anacardier et l'ananas cultivé sur des billons entre des fossés de drainage.

## CONCLUSION

Les podzols équatoriaux de Kalimantan se développent principalement sur des matériaux dont l'altération laisse un important résidu quartzeux. Ils évoluent dans des conditions hydromorphes, dues au mauvais drainage du paysage ou à la présence d'un horizon peu perméable qui empêche l'eau de pluie de s'infiltrer en profondeur. La migration des produits humiques et ferrugineux dans le sol s'effectue dans des conditions très acides.

Ces podzols sont associés, dans les couvertures pédologiques, à des *histosols* et à des *acrisols*, rarement à des ferralsols.

Leur morphologie ressemble à celle des podzols des régions froides et tempérées. En effet, ils possèdent :

- un horizon Ah d'humus brut sous une litière, comparable à un mor ;
- un horizon E de couleur claire et très pauvre en argile ;
- un horizon Bh spodique avec une accumulation d'humus, de fer et probablement d'aluminium.

Mais ces podzols équatoriaux se distinguent par :

- un horizon E albique qui n'est jamais cendreau, comme celui des podzols des régions froides ou tempérées, mais sableux et comparable à l'horizon E albique des sols lessivés (luvisols albiques) des zones tropicales à climat plus sec ;

- la présence fréquente d'un horizon B argilique, à caractères hydromorphes et peu perméable, sous l'horizon Bh spodique ;
- un régime thermique et parfois un régime hydrique différent ;
- des caractères hydromorphes toujours bien exprimés.

Ces podzols présentent certainement un intérêt scientifique à cause de leurs caractéristiques et de leur diversité. Mais leur étude n'est pas une des priorités de l'Institut Indonésien des Sols à cause de leurs faibles potentialités agricoles. Il s'agit d'abord de les localiser, de les représenter sur des cartes à petite échelle, puis de convaincre les responsables concernés de ne pas y implanter des sites de transmigration.

### RESUME

*Cette communication expose une partie des travaux de cartographie des sols réalisés par l'ORSTOM à Kalimantan en 1980. L'objectif final de cette opération était de rechercher et de localiser des terres utilisables pour la culture pluviale dans le cadre du programme indonésien de transmigration.*

*Au cours de la prospection, on a reconnu, sans les étudier en détail, des sols ayant l'aspect des podzols des régions froides et tempérées.*

*On indique d'abord la répartition des podzols dans le paysage au niveau régional, puis on décrit les six combinaisons ordonnées qui incluent les horizons caractéristiques des podzols, c'est-à-dire Ah, E et B spodique. Chacune de ces combinaisons est représentée par un modèle descriptif ayant la structure d'une catena.*

*Quelques indications sommaires sont données sur les propriétés physico-chimiques et l'utilisation actuelle de ces sols. Enfin, l'article conclut en comparant ces podzols équatoriaux à ceux des régions froides et tempérées.*

**Mots clés :** Podzols - Zone équatoriale - Catena - Indonésie.

### BIBLIOGRAPHIE

- ANDRIESSE J.-P., 1972. — *The soils of West-Sarawak (East Malaysia)*.
- ANDRIESSE J.-P., 1975. — Characteristics and formation of so-called red-yellow podzolic soils in the humid tropics (Sarawak, Malaysia). Communication 66. Department of Agricultural Research of the Royal Institute, Amsterdam.
- B.A.P.P.E.D.A., 1976. — *Central Kalimantan. Terms of reference, Sampit - Palankarya area development project*.
- BUURMAN P., 1980. — *Red soils in Indonesia. Agricultura Research Reports 889. Bulletin n° 5, Soil Research Institute, Bogor*.
- BRABANT P., MULLER D., 1981. — *Reconnaissance survey in Central Kalimantan. Soil survey and land suitability - Report. Indonesia, ORSTOM Transmigration project PTA 44, Jakarta*.
- C.P.C.S., 1967. — *Classification des sols*.
- DUDAL R., SOERAPTOHARDJO M., 1957. — *Soil classification in Indonesia. Contr. Gene. Agri. Res. Sta., Bogor*.
- F.A.O., U.N.E.S.C.O., 1975. — *Carte mondiale des sols à 1/5 million. Volume 1. Légende*.
- MOKMA D.L., BUURMAN P., 1982. — *Podzols and podzolization in temperate regions. Wageningen, International Soil Museum*.
- SOIL RESEARCH INSTITUTE, Bogor. — *Soils for agricultural expansion in Indonesia. Bulletin n° 1*.

- SOIL RESEARCH INSTITUTE, Bogor, 1964. — *Peta tanah explorasi Kalimantan. Scala 1/1 000 000.*
- SOIL RESEARCH INSTITUTE, Bogor, 1972. — *Peta tanah tinjau. Daerah sepanjang sey Kahayan (Kallmantan Tengah). Scala 1/250 000.*
- SOIL RESEARCH INSTITUTE, Bogor, 1973. — *Land development units for Java, Bali and Kalimantan. Scala 1/2 500 000.*
- SOIL RESEARCH INSTITUTE, Bogor, 1976. — *Generalized soil map. Indonesia, 1976, 4th edition.*

---

# LES PODZOLS TROPICAUX SUR SABLES BATEKE EN R.P. DU CONGO

description, caractérisation, genèse

D. SCHWARTZ <sup>(1)</sup>

---

## ABSTRACT

TROPICAL PODZOLS ON BATEKE SANDS IN R.P. OF CONGO.  
DESCRIPTION, MAIN CHARACTERISTICS AND GENESIS

*The podzols on Bateke sands in R.P. of Congo have developed in the lower parts of the landscape. These « giant podzols » are characterized by a very thick solum, a strong accumulation of humus in the podzolic B horizon, the lack of iron and the importance of Al accumulation which involves hydromorphic processes during their genesis.*

*They are old soils, some of them are still hydromorphic but the others are now well drained. They are not in equilibria with the present soil forming factors. A tentative reconstitution of the different stages of their genesis have been done.*

## INTRODUCTION

Au Congo, les podzols ne se développent, si on excepte la zone côtière, que dans le pays Batéké. Celui-ci est constitué de vastes dépôts de grès et sables, qui sont des formations tertiaires plus ou moins remaniées occupant le centre du pays (LE MARECHAL, 1966).

Ces podzols sont recouverts par des formations graminéennes basses, peu denses, dépourvues d'essences ligneuses, qualifiées de « steppes » ou « pseudosteppes » par les botanistes. Pauvres en espèces, elles sont essentiellement constituées de deux graminées : *Loudetia simplex* et *Monocymbium cerasiiforme* (DESCOINGS, 1960 ; KCECHLIN, 1961 ; SCHWARTZ, 1985). L'ensemble podzol-steppe constitue une unité de paysage appelée *Lousseke* d'après un nom vernaculaire désignant *L. simplex*.

En raison de la couverture cartographique inexistante ou à trop petite échelle des formations Batéké, il est difficile de préciser quelle est la surface occupée par les podzols. Une estimation de l'ordre de 1 000 à 5 000 km<sup>2</sup> semble raisonnable, alors que l'ensemble des formations Batéké couvre pour sa part 80 000 km<sup>2</sup>.

## LE MILIEU ET LES SOLS

### Localisation des podzols

Les podzols occupent des surfaces restreintes situées dans les points bas des paysages.

---

(1) O.R.S.T.O.M., B.P. 1286, Pointe Noire, R.P. du Congo.



Le pays Batéké comprend deux régions géomorphologiques d'importance inégale (fig. 1) : des plateaux, de taille variée, et à pente générale très faible (moins de 3 pour mille) qui s'étagent entre 850 et 600 mètres d'altitude ; et une vaste ceinture de collines, drainées au nord vers la cuvette congolaise, au sud, vers le Stanley Pool.

Sur les plateaux, où ils sont peu nombreux, les podzols se développent dans des dépressions hydromorphes fermées, profondes de quelques mètres et d'un diamètre de quelques centaines de mètres, qui parsèment la bordure ouest et sud-ouest du plateau de Mbé. L'origine de ces dépressions est mal connue. Elles pourraient s'être formées par soutirage d'argile (BOCQUIER et BOISSEZON, 1959), voire par dissolution chimique comme en Côte d'Ivoire (HUMBEL, 1964) à la faveur de circulations souterraines d'eau en bordure de plateaux.

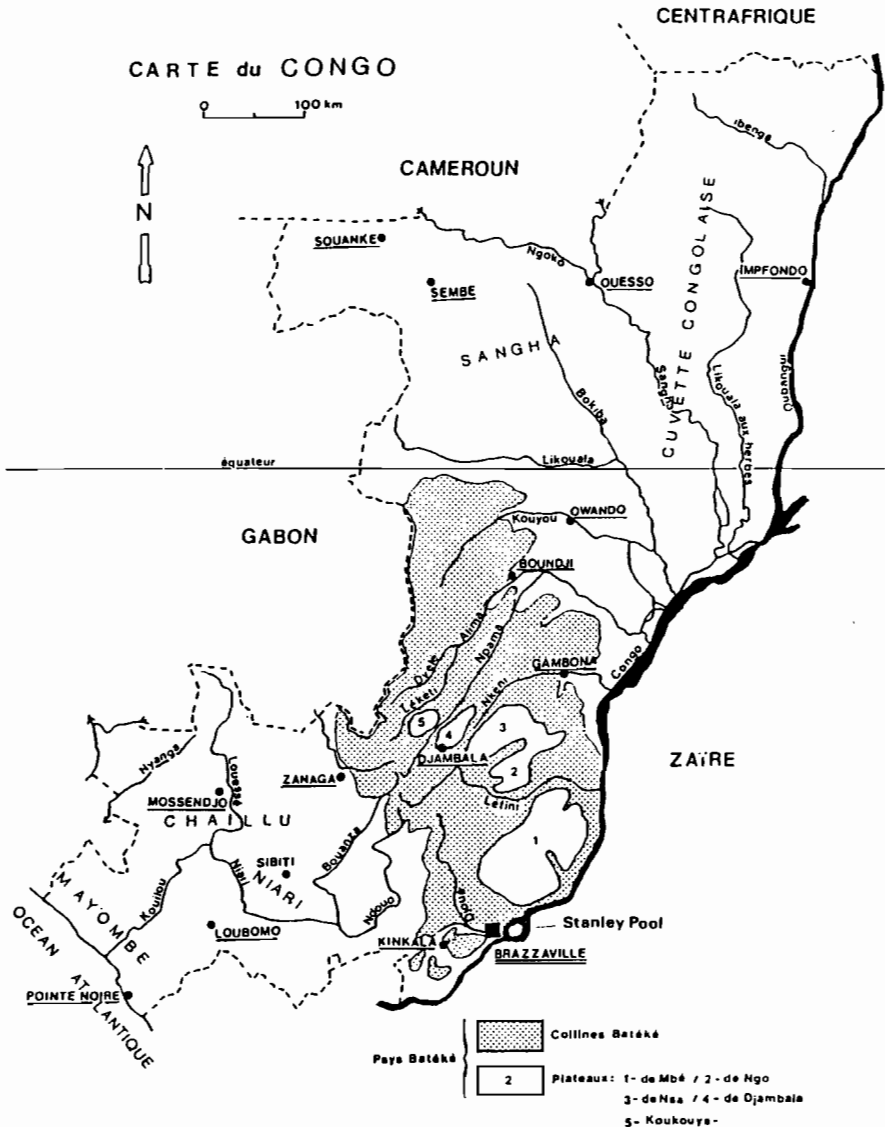


Figure 1 : Les formations Batéké en R.P. du Congo  
*The Bateke sands in the Congo.*

Dans la région des collines drainées vers le Stanley Pool, les podzols se rencontrent en position de terrasse, parfois à plus de 30 mètres au-dessus des cours d'eau. Le niveau sur lequel ils se développent a pu être corrélé (LE COCQ, 1980) avec la terrasse maloukienne du fleuve Congo, c'est-à-dire au niveau de base du réseau hydrographique entre 70 000 et 40 000 B.P. (GIRESSE *et al.*, 1981). A Brazzaville même, les podzols forment un niveau discontinu situé à l'altitude de 300-305 mètres.

A l'inverse, dans la région des collines drainées vers la cuvette congolaise, les podzols occupent les fonds de vallées et ne surplombent la surface des eaux courantes que de quelques mètres (LE COCQ, 1980).

Cette différence de localisation des podzols dans le paysage entre le nord et le sud du pays Batéké s'explique par des divergences dans l'évolution géomorphologiques de ces deux secteurs (LE COCQ, 1980). En effet, il est reconnu depuis longtemps (GIRESSE *et al.*, 1981) que le niveau de base du fleuve Congo et de ses affluents a considérablement varié pendant les 70 derniers millénaires dans la région de Brazzaville, tandis que celui de la cuvette congolaise est resté à peu près stable pendant cette même période.

Une conséquence importante en découle pour les sols : dans le Stanley Pool, le drainage externe de ces sols est, sauf conditions stationnelles particulières, assuré, ce qui n'est pas le cas des podzols situés en bordure de la cuvette congolaise.

## Description des sols

Il est possible de décrire deux types de podzols (fig. 2) en fonction de la présence ou non d'une nappe d'eau (SCHWARTZ, 1985). Nous précisons cependant qu'il est souvent malaisé, voire impossible, d'observer le profil complet des sols en raison de leur épaisseur et des caractéristiques du matériau, bouillant à l'état sec, fluant à l'état humide. En particulier, il n'est pas toujours possible d'affirmer la présence des horizons spodiques.

Le podzol hydromorphe type est caractérisé par la présence en saison des pluies d'une nappe d'eau qui sature le profil. En fonction de la pluviosité, cette nappe bat entre la surface du sol et une profondeur de quelques dizaines de centimètres. Elle disparaît à la saison sèche. Son plancher est constitué par l'alios.

La succession d'horizons du podzol hydromorphe est la suivante (fig. 2 A) :

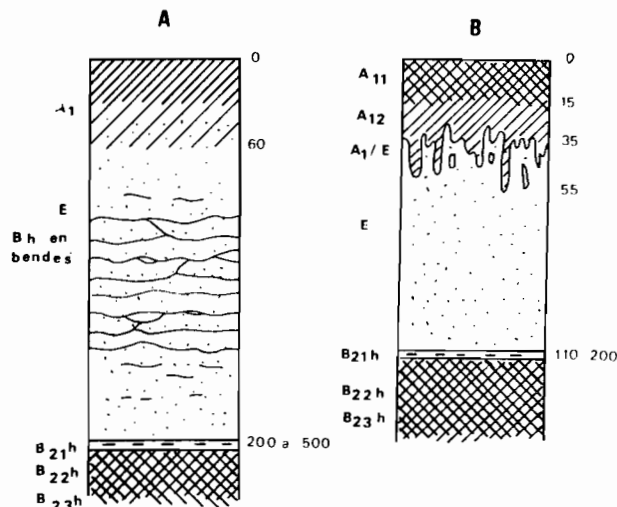


Figure 2 : Les sols modaux ; A : podzol drainé ; B : podzol hydromorphe.  
The soils ; A : podzol ; B : hydromorphic podzol.

- un humus de type hydromull
- un horizon de transition A1/E formé par des glosses de matière organique qui se développent dans la zone de battement de la nappe
- un horizon E, sableux, épais, de 0,8 à 2 mètres
- un horizon B21h, de couleur grise, limoneux, compacté et à densité apparente élevée (d.a. = 1,9)
- un alios humique, fortement induré, formé de deux horizons B22h et B23h, d'épaisseur métrique ou plurimétrique

Dans les podzols drainés, il n'y a pas de nappe. Certains présentent toutefois un engorgement très temporaire à la base de l'horizon E, mais même dans ce cas, la nappe ne remonte jamais au-dessus d'une profondeur de 2-3 mètres. On trouve dans ces sols les horizons suivants (fig. 2 B) :

- un humus de type mull oligotrophe, épais, passant graduellement à :
- un horizon E, souvent très épais, parfois plus de 4 mètres, formant les « sables blancs de neige » (BABET, 1933) ou « sables blancs éclatants » (CAHEN et LEPPERSONNE, 1948).
- des « Bh en bandes », constitués par de fines accumulations de matière organique qui se superposent régulièrement au sein de l'horizon E. Épaisses de quelques millimètres, ces bandes subhorizontales sont séparées les unes des autres par une dizaine de centimètres, mais s'anastomosent fréquemment. Elles s'estompent et disparaissent à la base de l'horizon E, en particulier lorsque celle-ci est soumise à un engorgement temporaire.

Les horizons B21h, B22h et B23h sont identiques à ceux des podzols hydromorphes. Dans certains cas on passe cependant progressivement de l'horizon E au matériau sableux ocre jaune qui constitue les formations Batéké.

## CARACTERISATION ANALYTIQUE DES PODZOLS

### Principales caractéristiques physiques et chimiques

Le tableau I fournit les principales caractéristiques d'un podzol hydromorphe type. Il s'agit d'un podzol étudié en détail (SCHWARTZ, 1985), situé à Gangalingolo, à 17 km au S.O. de Brazzaville.

#### Granulométrie

Les taux d'argile des horizons supérieurs sont très faibles. On notera le très net enrichissement de l'horizon B21h en limons fins. La répartition des sables semble très variable, mais ceci provient du fait que l'essentiel des sables est compris dans la fraction 160-300  $\mu\text{m}$ , avec une médiane variant légèrement autour de 200  $\mu\text{m}$ , qui est la limite entre sables fins et grossiers. En fait la superposition des courbes granulométriques des différents horizons montre que le matériau est très homogène.

Tableau I : Analyses de caractérisation d'un podzol hydromorphe

Carbon : méthode Walkley et Black ; Azote : méthode Kjeldhal ; granulométrie : attaque par H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, dispersion pyrophosphate ; Capacité d'échange saturation CaCl<sub>2</sub> pH 7 ; désaturation KNO<sub>3</sub> pH 7. Bases échangeables : échange par acétate d'ammonium pH 7.

	A11 0 15	A12 15 25	A12 25 35	A11A2 35 55	A2 55 80	A2 80 95	A2 95 105	B21h 110	B22h 115	B22h 120	B22h 140	B22h 170	B22h 200	B23h 200	B23h 230	B23h 260	B32 270
A	1,1	0,9	0,9	1,1	1,0	0,9	1,5	3,1	3,3	3,2	5,3	5,8	6,0	6,4	6,3	4,6	4,5
L.F.	0,7	0,7	0,4	0,7	1,3	0,4	0,6	6,2	3,3	1,3	1,7	2,2	1,6	1,4	2,3	2,0	0,4
L.G.	2,3	1,6	1,7	2,2	3,3	6,7	3,2	2,3	2,9	2,0	2,6	2,9	2,5	2,6	3,1	2,3	1,9
S.F.	42,7	35,0	37,9	40,7	42,6	50,1	43,7	41,2	43	35,6	41,1	39,3	38,2	37,2	39,0	35,7	44,3
S.G.	52,9	60,5	59,7	55,6	53,5	41,2	51,2	46,1	44,5	41,5	41,9	41,7	41,8	41,4	42,0	54,5	47,8
M.O.	2,3	1,1	0,5	0,2	0,1	0,1	0,1	0,9	3,1	17,8	6,1	17,7	10,1	9,4	4,5	1,0	0,9
Total	102	99,8	101,1	100,5	101,8	99,3	100,3	99,8	100,1	101,4	100,9	99,6	100,2	98,4	97,2	101,1	98,6
C	13,14	6,62	2,87	1,38	0,35	0,36	0,42	5,15	18,18	102,98	47,14	44,82	58,73	54,80	28,28	5,95	5,40
N	0,420	0,392	0,210	0,126	0,091	0,094	0,028	0,273	0,422	1,575	1,078	0,987	1,084	1,050	0,516	0,182	0,224
C/N	31,3	16,9	13,7	10,9	3,8	4,5	15,0	18,9	43,0	65,3	43,7	45,4	55,2	52,0	50,8	32,7	24,1
pHeau	4,9	5,0	5,4	5,9	6,8	6,6	5,9	5,8	4,9	3,8	4,3	4,3	4,3	4,6	4,8	5,4	5,2
pHKCl	3,4	3,7	3,9	4,1	5,6	4,9	4,8	3,9	3,5	3,1	3,3	3,5	3,7	4,0	4,2	4,4	4,2
Bases échangeables m.e./100 g																	
Ca <sup>++</sup>	0,01	0,04	0,07	0,04	0,03	0,06	0	0,05	0,01	0,12	0,08	0,07	0,12	0,03	0,01	0,04	0,03
Mg <sup>++</sup>	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0	0,02	0	0,01
K <sup>+</sup>	0,06	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,07	0,02	0,03
Na <sup>+</sup>	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,01
S	0,11	0,10	0,13	0,08	0,06	0,09	0,02	0,07	0,04	0,17	0,11	0,09	0,16	0,04	0,10	0,06	0,06
T	19,11	21,6	16,4	11,5	4,9	3,5	0,6	1,6	2,1	1,4	2,2	5,7	2,3	2,2	9,3	14,3	4,8
SIT	0,6	0,5	0,7	0,7	1,2	2,6	2,5	3,9	1,9	12,1	5,0	1,6	6,9	1,8	1,1	0,4	1,7

### Matière organique

Les taux de matière organique des horizons de surface sont relativement faibles. Malgré un C/N élevé, l'humus n'est pas un humus brut, mais un hydromull. Dans les horizons spodiques, les taux de matières organiques sont bien plus élevés. D'après BOISSEZON et GRAS (1970), ils peuvent atteindre 30 %. Les accumulations humiques sont donc considérables : en interpolant les données du tableau I, et en supposant que la densité apparente de l'aliot — soit 1,8 — est constante sur toute son épaisseur, on obtient des quantités de matière organique de l'ordre de 2 200 tonnes/ha (SCHWARTZ, 1985). Les C/N des alios sont très élevés, contrairement à ceux de l'horizon B21h. Ils sont généralement compris entre 40 et 60, mais peuvent dépasser 80. De telles valeurs caractérisent des milieux biologiquement peu actifs, dans lesquels la biodégradation des humus est faible (RIGHI et GUILLET, 1977).

### pH et bases échangeables

Le pH eau est acide. Celui des horizons spodiques est le moins élevé, celui des horizons E, en l'absence de matière organique et en raison de la faible capacité d'échange, est le plus élevé, proche de la neutralité. La différence pH eau et pH KCl est importante, particulièrement dans les horizons supérieurs, ce qui traduit la prédominance des éléments électro-négatifs (matière organique, silice). La teneur en bases échangeables est extrêmement faible, proche de 0. La capacité d'échange des horizons aliotiques est faible, malgré leur taux de matière organique. Ceci suggère une grande stabilité des complexes organo-minéraux de l'aliot.

### Constituants et organisation des horizons spodiques

Les alios ont été décrits par ailleurs (SCHWARTZ *et al.*, 1986 a). Nous indiquerons ci-dessous les principaux résultats en y incorporant les données concernant l'horizon B21h (SCHWARTZ, 1985).

### Les éléments libres : Fe, Al, Si

Ces éléments ont été dosés après extraction dans le citrate-bicarbonate-dithionite (BD), le tampon oxalate et le pyrophosphate selon les modalités décrites par JEANROY

et al. (1984) (tableau II). Les teneurs en fer libre (extrait par le CBD) des alios sont extrêmement faibles : de l'ordre de 0,2 pour mille. Ainsi, il n'y a pas accumulation de fer dans les alios. Ce fait est l'indice d'une pédogenèse hydromorphe des podzols, y compris de ceux qui sont actuellement bien drainés. On notera par ailleurs une légère accumulation relative de fer dans l'horizon B 21 h.

Les taux d'aluminium sont plus élevés, ce qui est classique, dans la podzolisation hydromorphe (JUSTE, 1965 ; RIGHI, 1977). Comme le montrent les faibles différences d'extraction entre le CBD et le pyrophosphate, il s'agit essentiellement d'aluminium lié à la matière organique sous forme de complexes.

**Tableau II : Taux d'extraction en Fer, Aluminium et Silicium (pour mille)**

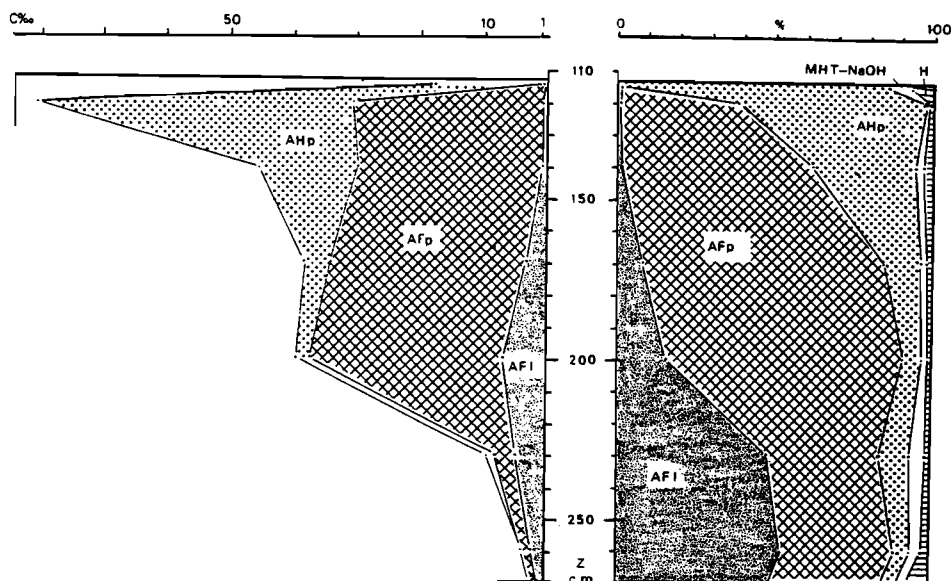
	CBD			Oxalate			Pyrophosphate		
	Fe	Al	Si	Fe	Al	Si	Fe	Al	Si
<b>GASC 1</b>									
A <sub>1</sub>	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
A <sub>2</sub>	0,2	0,1	0,4	0,2	0,05	0,1			
B <sub>21h</sub>	0,5	0,4	0,3	0,35	0,5	0,2	0,2	0,4	0,1
Alios sup. (B <sub>22h</sub> )	0,2	2,2	0,5	0,2	2,0	0,2	0,1	2,2	0,2
Alios méd. (B <sub>23h</sub> )	0,2	3,7	0,7	0,0	3,6	0,2	0,1	3,7	0,3
Alios inf. (B <sub>23h</sub> )	0,2	3,2	0,7	0,1	5,0	1,2	0,05	2,5	0,2

La recherche de la gibbsite par diffraction des RX s'est avérée négative, en raison sans doute de la présence dans le milieu de silice amorphe en quantité suffisante pour orienter les néogenèses vers des composés de type allophanes. Ceux-ci apparaissent à la base de l'alios où ils sont mis en évidence, en quantité faible, par le taux d'extraction de l'aluminium et de la silice plus élevé à l'oxalate (qui dissout les allophanes) qu'au CBD (qui les préserve).

### Fractionnement de la matière organique

La matière organique a été fractionnée par la méthode de DABIN (1971) (fig. 3). Elle se caractérise par un taux d'extraction très élevé : après traitement par l'acide phosphorique et le pyrophosphate, plus de 90 % de la matière organique est extraite. Les composés extractibles à la soude et l'humine ne forment respectivement que 3 à 4 % de la matière organique, et ce de manière très constante sur toute l'épaisseur de l'alios.

S'il est connu que dans les podzols tropicaux les composés extractibles à la soude sont peu représentés (TURENNE, 1975 ; DABIN, 1981), les faibles taux d'humine sont plus surprenants : la raison pourrait en être la quasi absence de fer qui inhibe la formation de l'humine d'insolubilisation (TOUTAIN, 1975). Au sommet de l'alios, soumis à des alternances d'humectation et de dessiccation, prédominent les acides humiques, tandis qu'à la base les acides fulviques libres constituent la fraction essentielle.



AFI : acides fulviques libres ; AFp : acides fulviques extraits au pyrophosphate ; AHp : acides humiques extraits au pyrophosphate ; MHT-NaOH : extrait soude ; H : humine (non extrait). MHT-NaOH et H non représentables en teneurs absolues.

**Figure 3 : Fractionnement de la matière organique des alios en pourcentage relatif et teneurs absolues des différentes fractions.**

*Fractionation of the organic matter from the « alios ». Percent total organic C (left) and p. 1000 total soil (right).*

### Micromorphologie

L'horizon B21h est constitué d'un squelette de sables entre lesquels apparaissent des particules plus fines, de la taille des limons, qui obturent la porosité. La matière organique, peu abondante, se présente sous forme de boulettes. Au microscope électronique à balayage, cet horizon apparaît comme un empilement de particules quartzueuses. Toutes les fractions, même les plus fines, de la taille des argiles, sont constituées de quartz. Les images rappellent celles du « densipan » décrit récemment par WELLS et NORTHEY (1985).

Dans l'alios, la matière organique forme d'épais revêtements continus, monomorphes, autour du squelette quartzueux. La microscopie électronique à balayage et à transmission, permet de distinguer la matière organique de l'horizon B22h de celle de l'horizon B23h.

En effet, au microscope à balayage, les revêtements organiques de l'horizon B22h apparaissent très homogènes, à très faible porosité, et fortement craquelés en polyèdres anguleux par la dessiccation. Si les revêtements de l'horizon B23h sont relativement semblables aux précédents, ils s'en différencient par l'apparition d'une structure floconneuse.

Le microscope à transmission apporte des renseignements plus précis : dans l'horizon B22h, le plasma est formé de particules sphéroïdales d'environ 100 Å de diamètre qui s'agglomèrent en glomérules. Des restes de parois bactériennes et fongiques, très dégradés, apparaissent en quantité notable, témoins d'une intense activité biologique révolue. Dans l'horizon B23h, les constituants organiques s'agglomèrent aux argiles pour donner un plasma organominéral.

## HISTOIRE DE LA PODZOLISATION SUR SABLES BATEKE

Bien qu'ils soient actuellement pour la plupart drainés, les podzols des collines drainées vers le Stanley Pool ont été hydromorphes : le faible taux de fer des horizons spodiques en témoigne. Situés actuellement en position de terrasses, ils constituent d'anciens bas-fonds. Ceci montre que l'environnement actuel de ces sols ne permet pas de comprendre leur genèse. Pour reconstituer leur histoire, il a donc été nécessaire de procéder à des investigations complémentaires.

### Etude pédoarchéologique d'un podzol

Il s'agit du podzol de la concession ORSTOM de Brazzaville. Ce podzol s'est avéré remarquable, tant d'un point de vue pédologique qu'archéologique (Schwartz, 1985). Une industrie lithique, parfaitement datée y a été découverte en place, entre le sommet de l'aliôs et la base de l'horizon B21h. Cet aliôs constitue ici un sol d'habitat préhistorique. Ceci ne peut s'expliquer que parce que celui-ci a été, à un moment donné de son histoire, entièrement décapé, avant d'être recouvert par un matériau dans lequel se sont développées de nouvelles phases de pédogenèse. Ceci est confirmé par le fait que l'aliôs est partiellement recouvert par un sol ferrallitique psammitique.

La confrontation des données pédologiques et archéologiques a permis d'établir une chronologie relative des phases de pédogenèse et de remaniement qui ont affecté ce site. En ce qui concerne la pénogenèse, deux résultats principaux apparaissent :

- L'induration en aliôs des accumulations humiques des horizons B22h et B23h était achevée au moins dès 12 000 ans, début de l'Holocène.
- l'aliôs et l'horizon E sont ici sans parenté génétique. S'il ne s'agit pas d'un cas général, ce podzol ne constitue pas non plus un cas unique au sein des formations Batéké.

Par ailleurs, une série d'analyses a été entreprise sur des échantillons provenant du podzol de Gangalingolo. Il s'agit de la détermination d'espèces végétales fossilisées dans les aliôs, de datation par le  $^{14}\text{C}$ , et de l'utilisation du  $^{13}\text{C}$  comme marqueur écologique.

### Analyse de restes végétaux fossilisés dans l'aliôs

De nombreux pivots racinaires et racines traversent l'aliôs. En raison de son induration, celui-ci est actuellement impénétrable aux racines. Il faut donc admettre que celles-ci sont plus anciennes que l'induration. La présence de racines à tracé en baïonnette ou aplaties selon des réseaux fasciculés plans suggère qu'elles sont contemporaines de cette induration (SCHWARTZ, 1985).

Les racines appartiennent à 4 espèces de *Monopetalanthus*, une Césalpinacée de forêt ombrophile (DECHAMPS *et al.*, à paraître). Trois de ces espèces ne se rencontrent actuellement que dans les Monts de Cristal gabonais et en Guinée équatoriale. Ceci suggère les remarques suivantes :

- ces espèces caractérisent un climat plus humide que le climat actuel des environs de Brazzaville : 2 000 à 2 400 mm de précipitations contre 1 400 actuellement ; 3 mois de saison sèche contre 4,5.
- elles ne sont pas typiques de milieux hydromorphes.

## Datation par le 14C

Ces datations (SCHWARTZ, 1985 ; SCHWARTZ *et al.*, 1985) portent sur des échantillons de matière organique des horizons spodiques et sur des fragments de racines (tableau III).

Tableau III : Mesures d'âge par le 14C

N° ech.	type	profondeur (cm)	Age B.P.
Ny 1064	B21h	110	10400 ± 150
Ny 1015	B22h	130	29400 ± 800
Ny 1016	B23h	200	38500 ± 2000
Gif 6054	racines	110-135	≥ 30000

Les mesures effectuées sur les matières organiques donnent un âge moyen. Les hautes valeurs mesurées indiquent que l'aliol est fossile. Il ressort en outre que la podzolisation est un phénomène limité dans le temps : elle n'a pu commencer au Maluekien (70 000 - 40 000 BP) qui est la période, relativement aride, où se mettent en place les matériaux sur lesquels vont se développer les podzols ; mais à l'inverse, elle n'a pu se dérouler de façon continue jusqu'à nos jours : on aurait alors des âges moyens bien moins élevés. Ces âges moyens s'inscrivent de fait dans une période climatique humide, appelée Njilien, datée de 40 000 à 30 000 BP, et encadrée par deux périodes relativement sèches : le Maluekien, déjà évoqué, et le Léopold-villien (30 000 - 12 000 BP), à l'aridité marquée. Ces faits suggèrent que la formation de l'aliol a été limitée à cette période du Njilien. Les mesures d'âge des racines malgré leur imprécision, sont tout à fait compatibles avec ces conclusions. Il apparaît également que dans ces horizons fossiles, les âges moyens des matières organiques sont pratiquement confondus avec les âges absolus des accumulations humiques.

## Utilisation du 13C comme marqueur écologique

Au Congo, une série de mesures de composition isotopique 13C a montré qu'il était possible de différencier les matières organiques de sols formés sous savane, à  $\delta^{13}C$  (standard PDB) variant de - 12,5 à - 16,5 pour mille, des matières organiques provenant de végétation forestière, à  $\delta^{13}C$  de l'ordre de - 26 à - 28 pour mille (SCHWARTZ *et al.*, 1986 b).

Tableau IV : Mesure de la composition isotopique 13C

N° ech.	nature	profondeur (cm)	$\delta^{13}C$ (‰)
MC	graminée, <u>Monocymbium</u> <u>ceresiiforme</u>	-	-13,8
LS	graminée, <u>Loudetia</u> simplex	-	-15,2
GASC R	racines in aliol	110 - 130	-28,8
GASC 1-1	A1 podzol	0 - 10	-13,55
GASC 1-2	A2 podzol	80	-24,25
GASC 1-3	B21h	110	-25,15
GASC 1-a	B22h	130	-27,55
GASC 1-b	B23h	200	-27,55
GASC 1-c	P23h	250	-27,45
GASC 96-4	Rh-liseré entre E et Box	125	-26,8
SCH 37	nappe perchée podzol	0-110	-17,3



Pour les podzols (tableau IV), les résultats sont les suivants : La composition isotopique de l'horizon A1 est typique d'une végétation de savane. Par contre, le  $\delta^{13}\text{C}$  des horizons spodiques indique sans ambiguïté une origine forestière des accumulations humiques. A la transition avec les sols ferrallitiques, une mesure sur un liseré organique séparant horizon B ferrallitique et E podzologique donne le même résultat. La matière organique contenue dans l'horizon E semble être en grande partie héritée d'épisodes forestiers antérieurs. Quant à la matière organique contenue dans la nappe d'eau (analyse effectuée sans filtration préalable), la valeur obtenue, bien qu'un peu faible, indique qu'elle provient pour l'essentiel de la solubilisation d'acides fulviques des horizons de surface. Un résultat important est ainsi mis en évidence :

— La végétation actuelle n'a joué aucun rôle dans la podzolisation. Les accumulations humiques sont fossiles, ce qui recoupe observations de terrain et les résultats des datations  $^{14}\text{C}$ .

## CONCLUSIONS

Les podzols développés sur sable Batéké constituent un type de formation pédologique encore peu connu. Tout au plus peut-on les rapprocher des podzols décrits sommairement par BRAMMER (1973) en Zambie : podzols parfaitement drainés, en position de terrasse, recouverts de savane, à profil très développé, accumulations humiques importantes, sous climat relativement sec. Par contre, ils semblent relativement différents de systèmes décrits en Amazonie (BOULET *et al.*, 1982 ; LUCAS *et al.*, 1983). où la podzolisation intervient par transformation des sols ferrallitiques en position plane sommitale.

La caractéristique essentielle de ces podzols demeure l'importance des accumulations humique. Des valeurs de l'ordre de 2 200 t/ha semblent exceptionnelles. Si on admet que ces accumulations se sont formées en 10 000 ans, on aboutit à des apports annuels moyens d'environ 220 kg/ha, sans tenir compte de la fraction — non mesurable — exportée latéralement par les eaux de drainage. On peut comparer ces chiffres à ceux fournis par STONE et McFEE (1965), cités *in* DUCHAUFFOUR (1983).

Ces auteurs ont mesuré la vitesse de podzolisation en condition initiale, sous climat tempéré, en milieu drainé très favorable, et obtenu des valeurs de l'ordre de 100 kg/ha/an, valeurs considérées comme très élevées.

En dehors de la description et de la caractérisation précise d'un type de podzol tropical, l'élément le plus important de cette étude est la mise en évidence d'une grande disharmonie entre les conditions de genèse de ces sols et l'environnement actuel.

- disharmonie avec l'environnement géomorphologique : formés en position de bas-fonds, les podzols de la région de Brazzaville sont actuellement en position de terrasse.
- disharmonie avec l'environnement végétal : formés sous couvert forestier, les podzols sont maintenant recouverts par une formation graminéenne basse.
- disharmonie avec l'environnement climatique : pendant la principale phase de podzolisation, au Njilien, le climat a été bien plus humide qu'actuellement.
- disharmonie avec l'environnement hydrologique : bien que formés en condition hydromorphe, de nombreux podzols sont actuellement bien drainés.

Ces « dis-podzols » constituent une couverture pédologique en déséquilibre avec l'environnement actuel. Il suit qu'il y a également disharmonie de fonctionnement dans le temps. L'histoire des podzols développés sur sables Batéké s'étend sur les quarante derniers millénaires. Pendant cette période, les phases de pédogenèse ont varié en liaison avec les paléoclimats — facteur qui à cette échelle de temps conditionne les autres facteurs de l'environnement.

Ce déséquilibre avec l'environnement actuel s'explique ici aisément si l'on considère que ces podzols se sont formés assez rapidement — ce qui est d'ailleurs fréquent pour ce type de sols — alors que leur histoire s'étend sur une période suffisamment longue pour que l'environnement ait changé. Ceci entraîne des modifications dans les processus de pédogenèse et de morphogenèse des paysages, ces derniers pouvant prendre pour un temps le pas sur les premiers. C'est sans doute des faits analogues qui expliquent, au moins partiellement, la diversité des milieux qu'occupent les podzols tropicaux, tant d'un point de vue climatique (KLINGE, 1969), que botanique (RICHARDS, 1941) et pédoclimatique (KLINGE, 1968).

### RESUME

*Les podzols développés sur sables Batéké en R.P. du Congo sont des formations pédologiques stationnelles que l'on rencontre dans les parties basses des paysages.*

*Sols à profil hypertrophié (« podzols géants »), ils se caractérisent notamment par l'importance des accumulations humiques, la quasi-absence de fer et le rôle primordial de l'aluminium, ce qui démontre le caractère hydromorphe de leur genèse.*

*Il s'agit de sols anciens, dans lesquels des divergences d'évolution conduisent à distinguer des podzols drainés et des podzols encore hydromorphes. Ils constituent en fait une couverture pédologique en déséquilibre avec l'environnement actuel. Celui-ci ne permet pas, en effet, de comprendre les étapes de leur formation, qu'une approche de reconstitution a permis de retracer.*

### BIBLIOGRAPHIE

- BABET V., 1933. — Exploration de la partie méridionale des plateaux Batéké. *Bull. Serv. Mines A.E.F.*, 1947, 3, 21-56.
- BOCQUIER G. et BOISSEZON P. de, 1959. — Note relative à quelques observations pédologiques effectuées sur le plateau Batéké (région du Pool, Rép. du Congo). ORSTOM, Brazzaville, 19 p.
- BOISSEZON P. de et GRAS F., 1970. — Notice explicative n° 44 : carte pédologique Sibiti-Est, Rép. du Congo Brazzaville, 1/500 000. ORSTOM, Paris, 144 p. + carte h.t.
- BOULET R., HUMBEL F.X. et LUCAS Y., 1982 a. — Analyse structurale et cartographique en pédologie. II. Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* XIX, 4, 323-339.
- BOULET R., HUMBEL F.X. et LUCAS Y., 1982 b. — Analyse structurale et cartographie en pédologie. III. Passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* XIX, 4, 341-351.
- BRAMMER H., 1973. — Podzols in Zambia. *Geoderma*, 10, 249-250.
- CAHEN L. et LEPERSONNE J., 1948. — Notes sur la géomorphologie du Congo Occidental. *Ann. Musée du Congo Belge, Sci. Géol.*, 1, Tervuren, Belgique, 95 p.
- DABIN B., 1971. — Etude d'une méthode d'extraction de la matière humique du sol. *Science du Sol*, 1, 47-63.
- DABIN B., 1981. — Les matières organiques dans les sols tropicaux normalement drainés. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XVII, 3/4, 197-215.
- DECHAMPS R., LANFRANCHI R., LE COCQ A. et SCHWARTZ D., (à paraître). — Contribution à l'évolution des environnements quaternaires en R.P. du Congo : études de macro-fossiles végétaux.
- DESCOINGS B., 1960. — Les steppes loussékés de la zone de Gakouba (Plateau Batéké, Rép. Congo-Brazzaville). ORSTOM, Brazzaville, 34 p.
- DUCHAUFOUR P., 1983. — *Pédologie*. Tome I : Pédogenèse et classification. Masson, Paris, 2<sup>e</sup> édition, 491 p.

- GIRESE P., LANFRANCHI R. et PEYROT B., 1981. — Les terrasses alluviales en République Populaire du Congo. *Bull. ASSEQUA, Dakar*, 43-66.
- HUMBEL F.X., 1964. — Etude de quelques dépressions circulaires à la surface d'un plateau sédimentaire en Côte d'Ivoire. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol., II, 3*, 27-42.
- JEANROY E., GUILLET B. et ORTIZ R., 1984. — Applications pédogénétiques de l'étude des formes du fer par les réactifs d'extraction : cas des sols brunifiés et podzolisés sur roches cristallines. *Science du Sol*, 3, 199-211.
- JUSTE C., 1965. — Contribution à l'étude de la dynamique de l'aluminium dans les sols acides du Sud-Ouest atlantique. *Thèse Doct. Ing. Fac. Sci. Nancy*, 142 p.
- KLINGE H., 1968. — *Report on tropical podzols*. F.A.O. Rome, IV, 88 p.
- KLINGE H., 1969. — Climatic conditions in lowland tropical podzols areas. *Tropical Ecology*, 10, 2, 222-239.
- KOECHLIN J., 1961. — La végétation des savanes dans le sud de la République du Congo. *Mém. ORSTOM n° 1*, Paris, 310 p.
- LE COCQ A., 1980. — Doc. diff. restreinte. ORSTOM, Brazzaville, 18 p.
- LE MARECHAL A., 1966. — *Contribution à l'étude des plateaux Batéké. Géologie, Géomorphologie, Hydrogéologie*. ORSTOM Brazzaville, 42 p.
- LUCAS Y., BOULET R. et CHAUVEL A., 1983. — Transition latosol-podzol sur formation Barreiras dans la région de Manaus (A.M., Brésil). *Comm. XIX Congr. bras. de Ciencia do solo*, Curitiba, Brésil, 9 p.
- RICHARDS P.W., 1941. — Lowland tropical podsols and their vegetation. *Nature*, 3744, 129-131.
- RIGHI D., 1977. — *Genèse et évolution des podzols et des sols hydromorphes des Landes du Médoc*. Thèse Doct. Etat, Univ. Poitiers, 144 p.
- RIGHI D. et GUILLET B., 1977. — Datations par le  $^{14}\text{C}$  naturel de la matière organique d'horizons spodiques de podzols des Landes du Médoc (France). *Soil Organic Matter Studies II*, IAEA Vienna, 187-192.
- SCHWARTZ D., 1985. — *Histoire d'un paysage : le lousseke. Paléoenvironnement quaternaire et podzolisation sur sables Batéké (quarante derniers millénaires, région de Brazzaville, R.P. du Congo)*. Thèse Doct. Univ. Nancy I, 211 p.
- SCHWARTZ D., DELIBRIAS G., GUILLET B. et LANFRANCHI R., 1985. — Datations par le  $^{14}\text{C}$  d'aliés humiques : âge njilien (40 000 - 30 000 B.P.) de la podzolisation sur sables Batéké (R.P. du Congo). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 300, série II, 891-294.
- SCHWARTZ D., MARIOTTI A., LANFRANCHI R. et GUILLET B., 1986 a. —  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , ratios of soil organic matter as indicators of vegetation changes in the Congo. *Geoderma*, 39.2, 97-103.
- SCHWARTZ D., GUILLET B., VILLEMIN G. et TOUTAIN F., 1986 b. — Les aliés humiques des podzols tropicaux du Congo. Constituants, micro et ultra-structure. *Pédologie*, XXXVI, 2, 179-198.
- STONE E.L. et Mc FEE W.W., 1965 — *Soil Sc Soc Amer Proc.*, 29, 4, 432.
- TOUTAIN F., 1974. — *Etude écologique de l'humification dans les hêtraies acidiphiles*. Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy I, 175 p.
- TURENNE J.F., 1975. — *Modes d'humification et différenciation podzologique dans deux toposéquences guyanaises*. Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy I, 175 p. et Mémoire ORSTOM n° 84, Paris, 167 p. (1977).
- WELLS N. et NORTHEY R.D., 1985. — Strengths of a densipan, humus-pan and clay-pan in a Spodosol developed under kauri (*Agathis australia*) and the implication for soil classification. *Geoderma*, 35, 1, 1-13

---

# LES PODZOLS DU HAUT RIO NEGRO, REGION DE MAROA, VENEZUELA. ENVIRONNEMENT ET RELATIONS LITHOLOGIQUES

D. DUBROEUCQ <sup>(1)</sup> et P. BLANCANEAUX <sup>(1)</sup>

---

## ABSTRACT

### THE PODZOLS IN THE UPPER RIO NEGRO REGION, AREA OF MAROA, VENEZUELA. ENVIRONMENT AND LITHOLOGICAL RELATIONS

A detailed soil survey conducted along a 31 km track linking Maroa to Yavita, increased by topographic measurements and ecological observations, reveals three main types of landscapes (fig. 3) :

1) A domain of convex ferrallitic hills with significant variations in height and extend (fig. 4). These variations are closely related to different types of soil mantle. The high and narrow hills are composed of clayey weathering material bearing typic ferrallitic soils (fig. 5). The high and wide hills are composed of sandy-clay materials bearing eluviated ferrallitic soils (fig. 6). The low hills show an eroded soil mantle bearing gravelly and rejuvenated ferrallitic soils (fig. 7).

2) A domain of tabular interfluves 20 to 30 meters high with continuous sandy podzolic mantle. It shows two landform types : a modal one evenly flat with only podzol soils (fig. 8), and an eroded one with the sandy mantle depressed in its central part and bearing podzols and bleached hydromorphic soils (fig. 10).

3) Flat bottomed scarps cutting across the two previous units. They display numerous rock outcrops and bear thin eluviated nearly podzolic oxisols (fig. 11).

In these landscape podzols do not occur on the convex reliefs. They depend on a quartz rich lithologic substrate and on a flat relief. In this area entirely on Precambrian basement, the quartz rich parent rocks are gneiss rather than embrechites mainly feldspathic. This space distribution is confirmed by the Landsat imagery interpretation which shows the litho-dependance of podzol with gneiss according to the lineaments parallel to the geological trends of the Precambrian granito-gneissic basement. On the contrary the scarps show a crosswise direction with lineaments (fig. 12).

The mineralogy of the various soil weathering materials shows that each landscape unit has its own geochemistry : mainly gibbsite and quartz in the scarps, mainly quartz and kaolinite on the podzol plateaus, mainly gibbsite and kaolinite on the hills. These landscape units as defined above are related to morphological surfaces of different age and origin. The most recent one being the scarps.

The podzols evolved on the smoothest and on the most suitable parent rocks (gneiss, shists, metasediments). The podzolic transformation is completed now, since the mantle of the whole surface of the landscape unit is sandy. This mantle presently tends to permanent hydromorphy and eroding by superficial and centrifugal ablation.

**KEY WORDS : Amazon region - Venezuela - Environment - Lithological relations.**

---

(1) ORSTOM, Centre de Bondy, 74, route d'Aulnay, 93140 Bondy.

## INTRODUCTION

Les podzols tropicaux restent encore assez mal connus, d'une part à cause de leur localisation dans des zones peu accessibles, en particulier dans le bassin amazonien (Brésil - RADAMBRASIL, 1976 ; Venezuela - Inventario Geomorfo-pédologico del T.F. Amazonas, à paraître ; FAIVRE *et al.*, 1975), d'autre part à cause des difficultés de forage dues à leur grande épaisseur (5 à 15 mètres) et à la présence de nappes phréatiques et d'lios souvent très épais. Ces podzols ont été également inventoriés en Afrique (BRZESOWSKY, 1962 ; SCHWARTZ, 1985) et en Indonésie (BRABANT et MULLER, 1981).



**Figure 1 : Localisation du Territoire Amazonas du Venezuela dans l'Amérique du Sud**  
*Localization of the Venezuelan Amazon Territory in South America.*

Des systèmes de sols à podzols tropicaux existant sur des matériaux sédimentaires ou détritiques d'origine continentale ont été étudiés en Guyane (TURENNE, 1975) et montrent que les podzols ont des relations génétiques précises avec des sols ferrallitiques plus riches en argile existant sur ces matériaux sédimentaires, et que des systèmes de transformation existent entre ces deux types de couverture pédologique. Ces transformations s'accompagnent d'une évolution et d'une modification du modelé (BOULET *et al.*, 1984). Sur socle granito-gneissique dans le haut Río Negro, les systèmes de sols à podzols tropicaux n'ont pas été étudiés. On sait seulement qu'une végétation forestée ou arbustive très différente de celle habituellement rencontrée sur les sols tropicaux occupe spécifiquement les podzols (KLINGE *et al.*, 1977 ; HUBERT, 1982 ; JORDAN and HERRERA, 1981). Les accumulations de matière organique observées dans les litières fourniraient le stock de carbone dans les alios (SCHWARTZ, 1985).

Notre étude se propose de préciser, dans ce milieu particulier, les modalités de répartition des podzols et des sols qui leur sont associés, en fonction de la lithologie et du modelé. Les observations réalisées dans cette zone-témoin, en mai 1979, furent utilisées pour l'inventaire géomorpho-pédologique à petite échelle conduit dans l'ensemble du Territoire Fédéral Amazonas du Venezuela (fig. 1), de 1978 à 1983.

## MATERIEL ET METHODE

Les paysages ont été définis grâce à un levé pédologique effectué sur un axe reliant Maroa à Yavita, complété par des mesures topographiques et des observations sur les formations végétales. L'extension spatiale des paysages a été vérifiée par extrapolation des données de terrain sur une image Landsat interprétée couvrant la zone d'étude : image INPE 133900 du 04/02/76, canaux 6 et 7. La géométrie des modelés est obtenue par des mesures topographiques. Les sols sont identifiés et

différenciés par la méthode des horizons-diagnostique. Ce sont des horizons de référence observés et définis dans le cadre de l'Amazonie vénézuélienne. Pour la compréhension de la couverture pédologique, le sol est comparé à une superposition d'un certain nombre d'horizons de référence. Ces horizons sont au nombre de 15 dans cette étude. Ils sont nommés dans la description des sols et apparaissent dans les pictogrammes de représentation des profils. Nous y verrons :

- 2 horizons organiques à débris végétaux : « Litière » ; « Fibreux humique ».
- 3 horizons superficiels ou sub-superficiels à matière organique : « Umbrique » ; « Noir humique » ; « Miniagrégé ».
- 3 horizons d'accumulation : « Argilique » ; « Placique » ; « Spodique ».
- 3 horizons minéraux : « Oxyque » ; « Plinthite » ; « Pseudogley ».
- 2 horizons lessivés : « Albique » ; « Eluvié ».
- 2 horizons d'altération : « Régolite » (arène sablo-argileuse à minéraux primaires décelables) ; « Saproлите » (matériau argileux et bigarré).

Les sols sont classés selon la Soil Taxonomy. Les couleurs sont données en code Munsell. Les éléments indurés figurant dans les sols sont des oxydes et hydroxydes de fer et principalement d'aluminium. Ce sont des « concrétions » quand il existe un cortex, et des « nodules » quand il n'existe pas de différenciations concentriques directement visibles.

Les analyses physico-chimiques ont été réalisées dans le laboratoire régional des sols et des eaux du Ministère de l'Environnement à Guanare au Venezuela. Les données minéralogiques complémentaires proviennent de l'ORSTOM, Centre de Bondy, pour les analyses par diffraction de rayons X, et du CIDIAT (Centre Interamericano de Desarrollo Integral de Aguas y Tierras, Mérida, Venezuela) pour les observations en microscopie électronique à balayage et analyses par diffraction X de certains échantillons (MALAGON et al., 1981).

Les résultats des analyses des sols ont été obtenus par les méthodes suivantes : — granulométrie = pipette, hexamétophosphate ; — pH = H<sub>2</sub>O 1/5, CaCl<sub>2</sub> 1/5 ; carbone organique = W. et B., acide chromique et sulfate Fe-NH<sub>4</sub> ; — azote = Kjeldhal ; — Phosphore = Bray-Kurtz ; — acidité échangeable = a) BaCl<sub>2</sub> 0.5 N et triethanolamine 0.05 N pH 8, titration HCl 0.2 N, b) KCl 1 N ; — Aluminium échangeable = KCl 1 N, titration HCl 0.1 N ; — capacité d'échange cationique = a) acétate NH<sub>4</sub> 1 N pH 7, b) somme des bases + acidité BaCl<sub>2</sub> 0.5 N ; — bases échangeables = acétate NH<sub>4</sub> 1 N pH 7, photométrie absorption (Ca, Mg), photométrie flamme (Na, K).

## CADRE GEOGRAPHIQUE

La région étudiée est située de 2° 40' à 3° de Lat. N. dans la plaine du Casiquiare, à proximité du rio Guainia qui prend ensuite le nom de rio Negro après avoir reçu les eaux du Casiquiare (fig. 2). C'est une immense plaine d'environ 80 m d'altitude, dont les reliefs se réduisent à des champs de collines convexes séparés par des zones planes. Le climat est tropical humide (Thornthwaite ArA'a'), avec un excédent des précipitations sur l'évaporation tout au long de l'année : régime perudique (Soil Survey Staff, 1975). A Maroa, la moyenne annuelle des précipitations est 3944 mm. La période particulièrement pluvieuse s'étend d'avril à novembre. Les températures moyennes relevées à San Carlos de Rio Negro, plus au sud, sont de 26° annuelle, 27°2 mensuelle de mars, 26° mensuelle de juillet. On enregistre 1935 heures d'insolation annuelle et un excès hydrique calculé de 1960 mm par an.

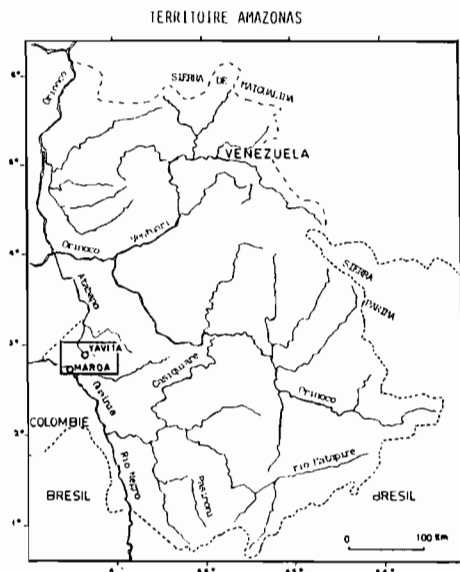


Figure 2 : La région de Maroa se situe à l'interfluve entre l'Atabapo coulant vers l'Orénoque au nord, et le Guainia devenant le rio Negro au sud.

The Maroa region is situated in the interfluve between the Atabapo river flowing northward to the Orénoque, and the Guainia river called the Rio Negro downstream and flowing southward.

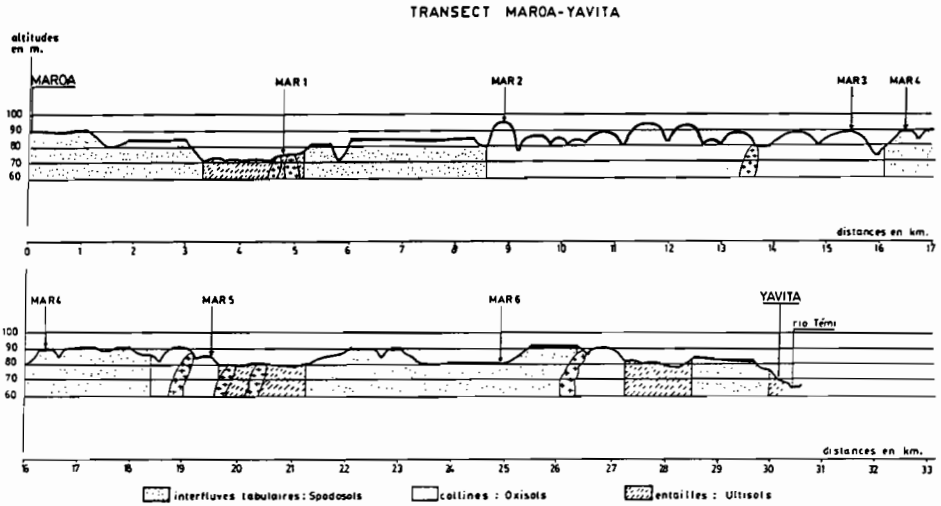
En l'absence de document géologique détaillé, les observations de terrain lors de la mission et l'interprétation du fond Radar-SLAR (mosaïque stéréoscopique à 1/250 000, feuilles NA 10-7 et NA 10-8), permettent de schématiser le contexte géologique de cette zone. Il s'agit d'un socle précambrien très aplani appelé Complexe Supamo (MENDOZA, 1980) d'âge compris entre 2 300 à 2 650 M.A. Il est constitué de roches cristallines intermédiaires et basiques, migmatisées et tectonisées, allant des embréchites et migmatites essentiellement feldspathiques, aux gneiss à faciès nettement pélitique, disposées en panneaux grossièrement parallèles et orientés 50° E. En ce qui concerne les formations végétales, la région étudiée se situe dans la zone de contact entre la forêt et la « savanette ». Cette dernière est une formation arbustive très serrée se développant sur les sables blancs. Elle apparaît en larges étendues qui s'ouvrent dans la forêt dense. Géographiquement, la région de Maroa constitue la limite nord des couvertures à sables blancs. Ceux-ci ont un aspect pulvérulent qui les différencie nettement des sables colorés des savanes qui leur font suite plus au nord dans cette partie du bassin de l'Orénoque.

## RESULTATS

Le transect Maroa-Yavita (voir fig. 3) met en évidence trois paysages distincts, différenciés d'après leur modelé et leur couverture pédologique. Ce sont : les collines, la plaine, les entailles.

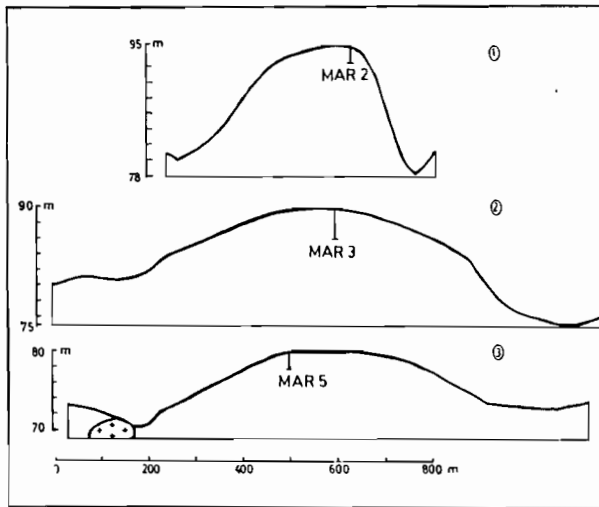
### Les collines

Les collines portent une forêt dense dont les frondaisons atteignent en majorité 20 m avec des émergents de 30 m. Elle se compose d'arbres à tronc mince (diamètre de 50 cm environ) avec un sous-bois serré d'arbustes et de palmiers. Parmi les émergents on note : *Swartzia benthamiana* ; *Monopterix uacu*. Les bas-fonds entre les collines portent une forêt haute (30 m) avec les arbres à tronc large. On note parmi ceux-ci : *Eperua leucantha* ; *Couma macrocarpa* ; *Hellicarpus sp.*



**Figure 3 :** Le transect topographique général de l'axe Maroa-Yavita met en évidence 3 paysages distincts, différenciés d'après leur modelé et leur couverture pédologique.

*The topographic section of the Maroa-Yavita transect evidences 3 landscape types, in relation to the different landforms and soil mantles.*



**Figure 4 :** On observe 3 types de collines. Chaque type présente sa propre couverture pédologique : (1) sols ferrallitiques « typiques » issus d'un matériau d'altération argileux provenant d'un roche ignée pauvre en quartz. (2) sols ferrallitiques « appauvris » issus d'un matériau d'altération sablo-argileux provenant d'une roche ignée riche en quartz. (3) sols ferrallitiques « remaniés » issus d'un matériau d'altération relativement moins profond avec une couverture pédologique très érodée.

*Three different types of hills are observed. Each one shows its proper soil mantle : (1) typical ferrallitic soils on a clayey saprolite originated from a quartz poor igneous parent rock. (2) eluviated ferrallitic soils on a sandy-clay saprolite originated from a quartz rich igneous parent rock. (3) gravelly and rejuvenated ferrallitic soils on a relatively thin saprolite showing an eroded soil mantle.*



On observe trois types principaux de sols : un sol ferrallitique très profond argileux et de couleur jaune-rouge (profil MAR 2) ; un sol ferrallitique sablo-argileux et de couleur jaune pâle (profil MAR 3) ; un sol ferrallitique comportant d'abondants éléments gibbsitiques indurés et dont l'altérite est visible à faible profondeur (profil MAR 5). Chaque type est associé à une forme déterminée de modelé (voir fig. 4). A l'exception des bas-fonds, les sols offrent peu de variations latérales à l'échelle de cette étude, et les profils présentés donnent un aperçu général de la couverture pédologique de chaque type de colline.

**Sol ferrallitique jaune-rouge : Typic Haplorthox**

Le profil MAR 2 (fig. 5) en est un exemple. Il est situé sur une colline haute à base étroite, à versants convexes et pentus, de cote 95 m au sommet et 78 m dans le talweg. La description de ce sol est de haut en bas la suivante :

- 000/030 cm (Fibreux humique) — 10 YR 3/3 A matière organique humifiée en agrégats grenus mêlés à un chevelu dense de radicelles, avec des débris végétaux en voie de décomposition.
- 030/060 cm (Umbrique) — 10 YR 3/3 — A matière organique totalement humifiée, liée à la fraction minérale — Structure apparente grumeleuse ou polyédrique émoussée.

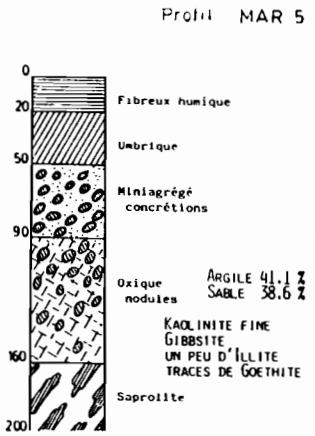
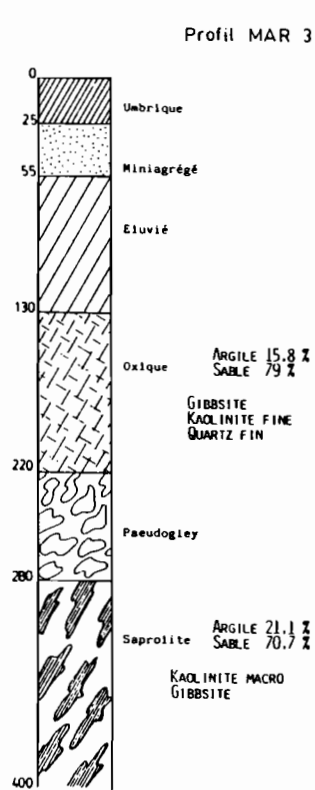
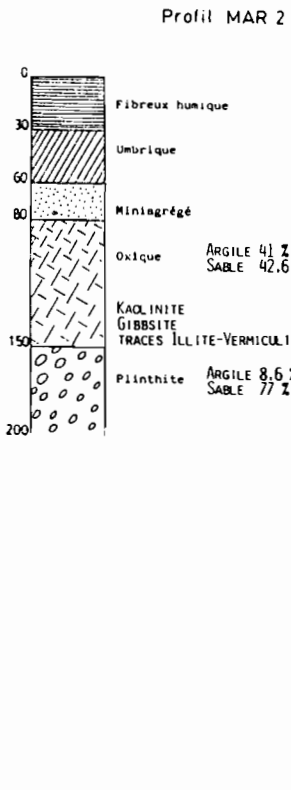


Figure 5 : Sol ferrallitique « typique »  
Typic haplorthox.

Figure 6 : Sol ferrallitique « appauvri »  
Ultic haplorthox.

Figure 7 : Sol ferrallitique « remanié »  
Petroplinthic gibbsiorthox.

060/080 cm (*Miniagrégé*) — 10 YR 5/4 — A matière organique non directement décelable, pâle, très liée à la fraction minérale — Très friable en agrégats finement grenus, 0,5 à 1 mm (*miniagrégats*) — Traces de remaniements dus à la faune du sol (*termites*).

080/150 cm (*Oxique*) — 7.5 YR 5/8 — Non organique — Argileux — Friable en fins polyèdres à faces lissées.

150/200 cm (*Plinthite*) — 10 YR 6/8 — Tacheté à nombreuses taches d'oxyde, nettes, 2.5 YR 4/8, régulièrement distribuées — Argileux.

La teneur maximum en argile apparaît dans l'horizon « oxique » avec 42 %. Vers la base du profil on note une nette augmentation de la teneur en limons, responsables de l'aspect onctueux au toucher de ce matériau d'altération. Le pH varie de 4,1 à 5,2 vers la profondeur. Chimiquement, c'est un sol très pauvre avec un total de bases échangeables ne dépassant pas 0.2 me p. 100 g pour un taux de saturation inférieur à 10 %. C'est un sol ferrallitique fortement désaturé typique, dans la classification française (C.P.C.S., 1967).

Les diffractogrammes de rayons X de la fraction inférieure à 40  $\mu\text{m}$  d'un échantillon de l'horizon « oxique » montrent la présence de kaolinite en quantités importantes et bien cristallisée, de gibbsite en quantités importantes, et de traces d'interstratifiés illite-vermiculite. La goethite n'apparaît pas dans les diffractogrammes.

### Sol ferrallitique jaune pâle : Ultic Haplorthox

L'exemple présenté ici est le profil MAR 3 (voir fig. 6). Il est situé sur une colline haute et ample à sommet aplani situé à la cote 90 m., avec des versants convexes longs de pente 5 %, et une cote minimum de 75 m dans le talweg. De haut en bas on distingue les principaux horizons suivants :

005/000 cm (*Litière*)

000/025 cm (*Umbrique*) — 10 YR 4/3 — Humide — A matière organique totalement humifiée, de couleur brune, liée à la fraction minérale — Structure grumeleuse ou polyédrique émoussée — Sableux.

025/055 cm (*Miniagrégé*) — 10 YR 5/4 — A matière organique non directement décelable, très liée à la fraction minérale — Très friable en agrégats finement grenus, 0,5 à 1 mm. — Traces nombreuses d'activité de la faune du sol (*termites*).

055/130 cm (*Eluvié*) — 10 YR 6/4 — Nombreuses taches claires d'appauvrissement à quartz lavés — Sablo-argileux — Meuble.

130/220 cm (*Oxique*) — 2,5 YR 7/4 — Argilo-sableux — Friable — Polyédrique moyen à fin.

220/280 cm (*Pseudogley*) — 5 Y 7/3 — Humide — Nombreuses taches d'oxydo-réduction à contours irréguliers, 10 YR 5/6 — Massif.

280/400 cm (*Saprolite*) — Humide — Sablo-argileux — Fréquentes taches d'oxyde, allongées, rouges, 10 R 4/8, lithorélictuelles, sur une trame de couleurs pâles, 5 Y 8/1.

On note une augmentation progressive du taux d'argile jusque 2,60 m de profondeur, c'est-à-dire la partie supérieure de la « saprolite » avec 21,1 % et un minimum dans l'horizon « éluvié » avec 12 % d'argile. Il est classé comme un sol ferrallitique fortement désaturé appauvri (C.P.C.S., 1967).

Les diffractogrammes de rayons X de la fraction inférieure à 40  $\mu\text{m}$  montrent pour ce profil une minéralogie globalement constante, essentiellement kaolinite et gibbsite. Dans l'horizon « oxique », la gibbsite prédomine, le quartz est fin et abondant. Par contre, à la partie supérieure de la « saprolite », la kaolinite prédomine avec une bonne cristallinité comme le suggèrent l'intensité et la symétrie des pics de diffraction

des RX. On note une nette diminution du quartz fin à ce niveau. La goëthite ne présente pas de pics dans les diffractogrammes de ce profil. Les images de microscopie électronique montrent, dans l'échantillon 150/170 cm de l'horizon « oxique », les formes cristallines suivantes : des cristaux prismatiques de gibbsite de 0,5 à 0,7  $\mu\text{m}$  d'allongement, et des feuillettes laminaires hexagonaux et pseudo-hexagonaux de gibbsite et de kaolinite difficilement différenciables et de petite taille (0,5  $\mu\text{m}$  de diamètre).

### Sol à graviers gibbsitiques : Petroplinthic Gibbsiorthox

L'exemple cité est celui du profil MAR 5 (voir fig. 7). Il est situé sur une colline basse et ample, de cote 85 m au sommet et 70 m dans le talweg, avec des versants rectilignes de pente 4 % sur 300 m de long. On observe de nombreuses concrétions en surface du sol. La description de haut en bas des principaux horizons est la suivante :

005/000 cm (Litière) — Tapis de feuilles.

000/020 cm (Fibreuse humique) — 10 YR 3/3 — A matière organique décelable en agrégats grumeleux grossiers, très friables, incorporés à un chevelu très dense de fines et moyennes racines.

020/050 cm (Umbrique) — 10 YR 4/2 — Humide — A matière organique non directement décelable, très lié aux minéraux et aux argiles — Sablo-argileux — Subanguleux à grenu.

050/090 cm (Miniagrégé) — 10 YR 5/4 — Très humide — A matière organique non décelable — Très friable — Agrégats grenus très fins — Nombreuses concrétions gibbsitiques arrondies — Taches de matière organique illu-viée, liée aux pores et aux racines.

090/160 cm (Oxique) — 7.5 YR 6/8 — Frais non humide — Argileux — Polyédrique fin — Fréquents nodules gibbsitiques, 2.5 YR 6/8, durs, irréguliers.

160/200 cm (Saprolite) — 10 YR 5/6 — Frais — Nombreuses taches d'oxyde, 10 R 3/6, allongées, sub-verticales, à contours nets, parallèles aux filons de quartz — argileux — Massif.

Dans ce profil, l'horizon « Miniagrégé » sub-superficiel à nombreuses concrétions gibbsitiques présente des indices d'engorgement temporaire : forte humidité en place, taches de matière organique le long des pores et des racines. A partir de 90 cm apparaît un « oxique » peu épais, à nodules. Puis, dès 160 cm, on observe la « saprolite », massive et peu humide au toucher. Ce type de sol, à drainage vertical fortement ralenti, à horizons meubles relativement minces et à matériau d'altération visible plus superficiellement que dans les autres types de collines, indique une étape avancée de l'érosion de la couverture pédologique (BOULET, 1981 ; BLANCANEUX, 1985). Il peut être classé en sol ferrallitique fortement désaturé remanié, dans la classification française.

La fraction inférieure à 40  $\mu\text{m}$  de l'horizon « oxique » est constituée essentiellement de kaolinite accompagnée de gibbsite, avec des traces de goëthite. On observe aussi sur les diffractogrammes de RX la présence d'un peu d'illite et d'interstratifiés illite-vermiculite (net renforcement du pic à 10Å après chauffage). Les images de microscopie électronique montrent, dans un échantillon pris à la base de l'horizon « oxique », deux types de constituants cristallins : des lamelles de petite taille (0,5  $\mu\text{m}$ ) avec des bords arrondis, et des prismes de 0,7 à 1  $\mu\text{m}$  d'allongement à extrémités subanguleuses qui s'interprètent comme de la kaolinite pour les premiers, et comme de la gibbsite pour les seconds, bien qu'il puisse exister de la gibbsite sous forme lamellaire (MALAGON *et al.*, 1981).

Les trois principaux profils de la couverture pédologique des collines montrent des matériaux d'altération géochimiquement semblables : les minéraux présents sont essentiellement la kaolinite et la gibbsite, liés en moindre proportion à de la goëthite. Le couple kaolinite-gibbsite présent dans les altérations, subsiste dans les sols,

toutefois avec une forme cristalline plus fine en ce qui concerne la kaolinite. Par contre, on observe des variations importantes dans la texture des matériaux d'altération, qui correspondent à des sols et des modelés différents. Ces variations sont à mettre en relation avec les teneurs en quartz de la roche-mère. Dans le cas du sol ferrallitique appauvri situé sur une colline haute et ample, il s'agit d'une roche plus riche en quartz que dans le cas du sol ferrallitique typique que l'on trouve sur des collines hautes et étroites. Enfin, les sols ferrallitiques à concrétions et à horizons meubles peu épais, que l'on rencontre sur des modelés très aplanis, correspondent à des formes très érodées de la couverture pédologique, en général distribuées en marge des entailles les plus larges.

## La plaine

Dans la plaine on rencontre une forêt haute, de 25 à 30 m, avec des arbres à tronc large de diamètre en général supérieur à 50 cm (fûtaie). Cette forêt se singularise par la présence d'espèces de grande taille à feuilles scléromorphes et à port de laurier dont les plus fréquentes sont : *Micranda sprucei* (Euphorbiaceae) ; *Hevea rigidifolia* (Euphorbiaceae), mêlées à des légumineuses telles que : *Eperua purpurea* ; *Aldina discolor*. Cette formation végétale est appelée localement « caatinga del rio Negro » ou encore « caatinga amazonica » (HUBER, 1982).

Dans certains endroits qui ne se repèrent ni par la topographie ni par les sols, cette forêt donne lieu à une formation arbustive dense appelée localement « bana » ou « savanette ». Elle se compose uniquement d'espèces ligneuses sclérophylles de 10 à 15 m de haut, parmi lesquelles on distingue : *Ramatouella* sp. (Combretaceae) ; *Rhodognaphalopsis coriacea* (Combretaceae) ; *Retiniphyllum* sp. (Rubiaceae). Les « savanettes » comportent généralement des zones déprimées où stagnent des mares permanentes d'eau couleur café chargées de matières organiques. Ces mares forment des têtes d'axes de drainage très superficiels courant sur les sables blancs après les averses. Il y pousse une végétation d'arbres à échasses appelés localement « palos de boya » parmi lesquels on distingue : *Malouetia glandulifera* (Apocynaceae) ; *Ambelania laxa* (Apocynaceae).

Le modèle est formé par une succession d'interfluves tabulaires d'altitude variant de 90 m à Maroa à 80 m vers Yavita. Ces unités planes ont 2 à 3 km de largeur et sont séparées par des entailles. Deux types de plateaux peuvent être distingués en fonction du degré d'érosion de leur relief (voir fig. 8) : un type modal parfaitement

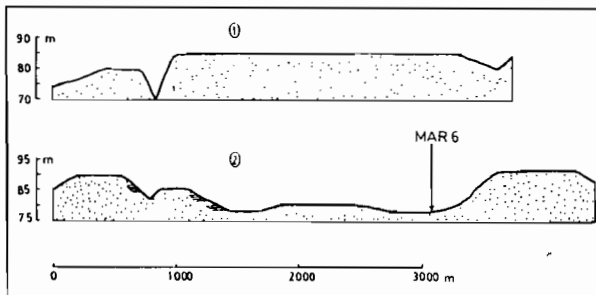


Figure 8 : On observe deux formes d'interfluves tabulaires. Chaque forme est liée à un degré d'érosion de la couverture sableuse : (1) couverture sableuse non érodée, totalité de l'interfluve occupée par des podzols. (2) couverture sableuse érodée, présence de sols hydromorphes dans les cuvettes et de podzols sur les bordures.

Two different forms of tabular interfluves are observed. Each one is related to the erosion of the sandy mantle : (1) non eroded sandy mantle, whole interfluve surface occupied by podzols. (2) eroded sandy mantle, hydromorphic soils in the depressed central areas and podzols in the outer areas.

plat (près de Maroa sur le transect), et un type avec reprise d'érosion dont le relief est recreusé dans sa partie centrale (près de Yavita sur le transect). Ces interfluves tabulaires présentent tous une couverture continue de sables blancs, et nulle part affleure la roche-mère.

On observe deux types de sols dans le paysage de plaine à interfluves tabulaires : un podzol à alios, (profil MAR 4) et un sol hydromorphe minéral (profil MAR 6). Le podzol à alios occupe la presque totalité de la surface des interfluves, avec toutefois des variations importantes dans l'épaisseur et la répartition de l'alios : épais sur les bordures, mince ou manquant vers le centre de l'interfluve. Les sols hydromorphes n'occupent que les cuvettes des interfluves recreusés par l'érosion.

**Podzol à alios : Ultic Tropaquod**

L'exemple présenté est le profil MAR 4 (fig. 9). De haut en bas, on distingue les principaux horizons suivants :

- 002/000 cm (Litière) — Feuilles décomposées.
- 000/020 cm (Noir humique) — 10 YR 3/4 — A matière organique décelable, grasse, juxtaposée aux minéraux — Nombreuses racines — Sables blancs visibles.
- 020/110 cm (Albique) — 10 YR 6/2 — Frais — Sableux — Meuble — Nombreuses taches de matière organique illuviée, liées aux racines.
- 110/130 cm (Spodique) — 5 YR 5/2 — Humide — Matière organique décelable, couvrant les minéraux — Massif — Compact — Sablo-limoneux — Nombreuses racines horizontales.
- 130/150 cm (Placique) — 7.5 YR 3/2 — Très humide — Matière organique décelable, couvrant les minéraux — Indurations d'oxydes, compactes, disposées en lits horizontaux — Sableux, faiblement argileux — Massif — Dur.
- 150/200 cm (Argilique) — 2.5 Y 7/4 — Humide — Fréquentes taches de matière organique liées aux racines — Massif — Non poreux — Rares racines.

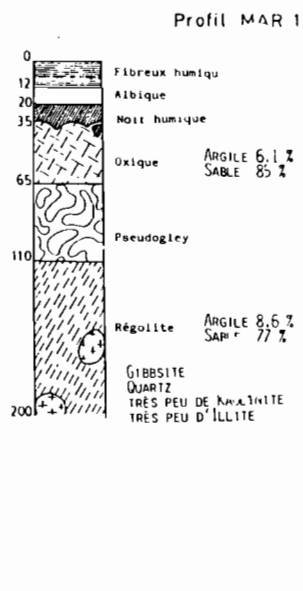
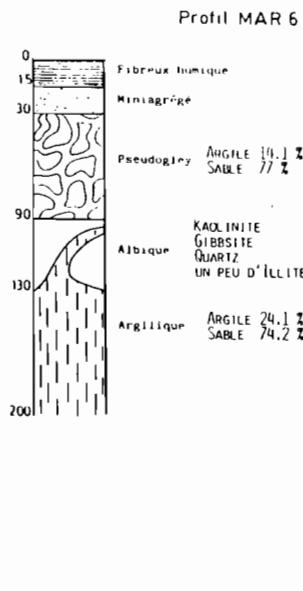
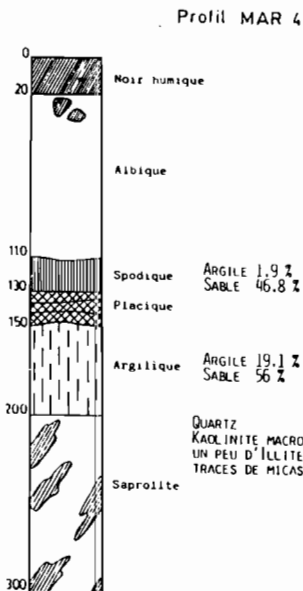


Figure 9 : Podzol à « alios » Ultic tropaquod.

Figure 10 : Sol hydromorphe minéral Albic paleaquilt.

Figure 11 : Sol lessivé Aeric albaquilt.

200/300 cm (*Saprolite*) — 2,5 Y 8/4 — Humide — Argilo-sableux à sables grossiers — Massif — Nombreux revêtements argileux épais entre les agrégats — Plages de kaolinite blanche — Quelques muscovites altérées.

C'est un sol profond avec un « albique » blanc et poudreux jusqu'à 120 cm et un horizon « spodique » noir de 10 cm d'épaisseur superposé à un horizon « placique » lamellaire de 15 à 20 cm d'épaisseur. Immédiatement en-dessous, vers 150 cm, apparaît un « argilique » très massif avec des argilanes épais et des marques d'hydromorphie permanente. La texture est sableuse jusque 150 cm y compris dans les horizons « spodique » et « placique », avec prépondérance des sables moyens. Dans l'horizon « argilique », on note une augmentation de la teneur en limons, mais le total argile + limon ne dépasse pas 43 %. Dans cet horizon, la minéralogie de la fraction inférieure à 40  $\mu\text{m}$  se résume à la présence presque exclusive de quartz et d'une kaolinite particulièrement bien cristallisée avec des pics de diffraction de RX très aigus et symétriques. Y sont associés un peu d'illite et des traces de micas (muscovite probable, petit pic à 4.95 Å) ; absence de vermiculites et d'interstratifiés illite-vermiculite. Les images de microscopie électronique du même échantillon permettent d'observer le bon développement cristallin de la kaolinite : des feuilletts polygonaux de taille 0,5 à 1  $\mu\text{m}$  dont quelques-uns ont des bords arrondis (pseudo-hexagonaux) et d'autres des formes hexagonales.

### Sol hydromorphe minéral : Albic Paleaquult

L'exemple choisi est le profil MAR 6 (fig. 10). Il est situé dans une ample dépression peu profonde dans un interfluve tabulaire. Non loin de là existe une mare permanente. De haut en bas, on distingue les horizons suivants :

005/000 cm (*Litière*)

000/015 cm (*Fibreux humique*) — 10 YR 4/2 — A matière organique décelable en agrégats grumeleux grossiers, incorporés à un chevelu dense de fines racines — Sableux.

015/030 cm (*Miniagrégé*) — 2.5 Y 5/2 — A matière organique non décelable, très liée aux minéraux et aux argiles — Sablo-argileux — Très friable en agrégats grenus très fins.

030/090 cm (*Pseudogley*) — 5 Y 7/2 — Humide — Fréquentes taches d'oxydo-réduction jaunes, irrégulières, peu nettes — Sableux faiblement argileux.

090/130 cm (*Albique*) — Grandes poches d'appauvrissement à sables grossiers lavés, formant un Albique discontinu — Boulant.

130/200 cm (*Argilique*) — 2.5 Y 8/2 — Rares taches d'oxydo-réduction, 10 YR 6/8 — Argilo-sableux à sables grossiers — Massif.

Ce profil présente un « albique » discontinu sous forme de larges poches irrégulières à sables grossiers. Ces poches sont en fait des chenaux de drainage des eaux sub-superficielles. Ce fait a été observé lors du remplissage de la fosse par l'eau de la nappe qui s'infiltrait latéralement. Vers 130 cm de profondeur, il se développe un horizon « argilique » gleyifié. La nappe permanente apparaît dès 100 cm, elle peut fluctuer jusque vers 30 cm sous la surface. Dans l'ensemble, la texture est sablo-argileuse. Dans « l'albique », elle est entièrement sableuse ; dans « l'argilique », elle augmente à 24 % d'argile avec prédominance des sables grossiers.

Les diffractogrammes de rayons X de la fraction inférieure à 40  $\mu\text{m}$  de la partie supérieure de l'horizon « argilique » indiquent la prédominance de la kaolinite, bien cristallisée, accompagnée de gibbsite, de quartz et d'un peu d'illite. Pas de vermiculite ni d'inter-stratifiés illite-vermiculite.

Pour les deux types de sol, les analyses indiquent une composition minéralogique semblable des matériaux d'altération, avec prédominance du quartz dans la fraction totale, et présence quasi-exclusive de kaolinite dans la fraction inférieure à 40  $\mu\text{m}$ ,

accompagnée ou non d'un peu de gibbsite et d'illite, sans vermiculite ni d'interstratifiés illite-vermiculite. Le manteau d'altération des interfluves tabulaires est donc essentiellement kaolinique et quartzeux. Il est certainement épais car on n'observe pas d'affleurement rocheux sur les interfluves.

## Les entailles

Hors des zones inondées, il pousse une forêt haute dont la strate supérieure atteint 30 m. Ce sont des arbres à tronc large parmi lesquels on ne note pas d'espèces sclérophylles. Les légumineuses y sont fréquentes : *Eperua purpurea*, accompagné de : *Caraipa grandifolia* ; *Mabea taquari*. Les palmiers abondent en sous-bois : *Jessenia bataua* ; *Leopoldinia piasabe*.

Le fond des entailles est plat avec des variations maxima de 3 m dues à des affleurements rocheux et des axes secondaires de drainage. En général, elles offrent l'aspect d'entailles jeunes à base plane et à versants de pente accentués : 15 à 20 %. Les entailles les plus larges sont les plus profondes (cote 70 m), les entailles étroites sont moins profondes (cote 80 m).

Un type de sol est représentatif des zones exondées à forêt haute dans les entailles. C'est un sol lessivé (profil MAR 1) dans lequel apparaît à faible profondeur une altération sablo-argileuse à blocs de roche saine et à minéraux incomplètement altérés.

## Sol lessivé : Aeric Albaquilt

L'exemple choisi est celui du profil MAR 1 (fig. 11). On y distingue de haut en bas les principaux horizons suivants :

005/000 cm (Litière) — Couche de feuilles en décomposition.

000/012 cm (Fibreux humique) — 5 YR 3/2 — A matière organique décelable, non liée à la fraction minérale, en agrégats grumeleux incorporés à un feutrage dense de fines et moyennes racines.

012/020 cm (Albique) — 10 YR 5/4 — Sableux — Boulant.

020/035 cm (Noir humique) — 10 YR 3/4 — A matière organique décelable, couvrant les minéraux — Sableux — Meuble — Limite inférieure ondulée.

035/065 cm (Oxique) — 10 YR 5/6 — Jaune — Sablo-argileux — Friable — Polyédrique moyen à fin.

065/110 cm (Pseudogley) — 2.5 Y 6/4 — Humide — Nombreuses taches d'oxydo-réduction, 10 YR 5/6, irrégulières — Sablo-argileux — Masssif.

110/200 cm (Régolite) — 5 Y 6/4 — Humide — Sablo-argileux — Quartz grossiers et nombreux minéraux visibles (feldspaths cassants et micas altérés) — Sphéroïdes de granite en voie d'altération.

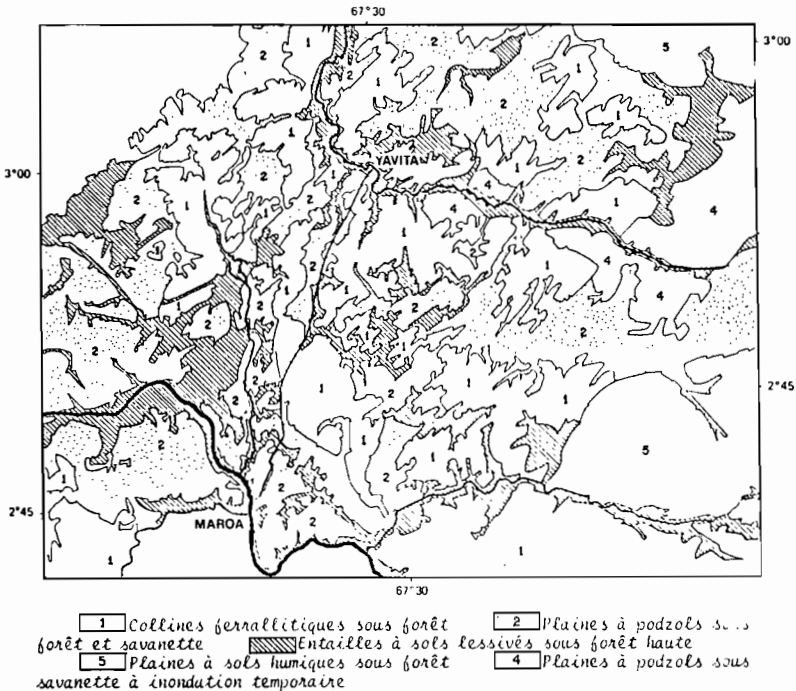
C'est un sol peu profond. Il montre en surface un horizon « albique » mince recouvrant un horizon à matière organique noire d'aspect illuvial (recouvrements sur les quartz, langues de pénétration dans l'horizon sous-jacent). On observe ensuite un « oxique » jaune peu développé, puis on passe, par l'intermédiaire d'un horizon tacheté hydromorphe, à un horizon de « régolite » qui est une altération sablo-argileuse de la roche-mère, montrant de nombreux minéraux en voie d'altération (micas, feldspaths partiellement kaolinisés) et des boules de roche saine (granito-gneiss). La texture de ce profil est sableuse : 90 % dans « l'albique » et 77 % dans la « régolite ». « L'oxique » ne présente que 15 % d'éléments fins, argile et limon.

Les diffractogrammes de rayons X d'un échantillon du matériau d'altération montrent pour la fraction inférieure à 40  $\mu$ m, essentiellement de la gibbsite, accompagnée d'un peu de kaolinite et d'illite, avec du quartz et des traces d'interstratifiés illite-vermiculite. Les images de microscopie électronique du même échantillon montrent presque exclusivement des cristaux prismatiques fins et des feuilletts pseudo-hexagonaux que l'on attribue à la gibbsite.

L'observation d'une coupe et la présence de nombreux affleurements rocheux confirment que ce type d'altération est peu épais, entre 2 et 6 m, et qu'il présente un aspect d'altérite isovolume sans argilification notable, dans laquelle « flottent » d'énormes spéroïdes de roche de type embrèchite en voie d'altération. Sa caractéristique géochimique essentielle est le développement de la gibbsite, accompagnée de très peu de kaolinite et d'illite dans la fraction fine. Il subsiste un squelette abondant (77 % du sol total) composé principalement de quartz avec des minéraux primaires en voie d'altération (muscovites, biotites, feldspaths). Ce type d'altération, à la fois peu épaisse et intense, caractérise probablement une reprise d'altération essentiellement gibbsitique, sous le climat perhumide actuel.

## ORGANISATION SPATIALE DES PAYSAGES

Les trois types de paysage reconnus le long du transect correspondent à trois tonalités différentes sur l'image Landsat canal 7. Une vérification facile consiste à reporter sur l'image les limites des trois unités paysagiques repérées sur le terrain. L'extrapolation de ces limites n'est possible que sur une partie seulement de l'image (se reporter à la figure 12). On obtient trois unités :



**Figure 12 :** Interprétation de l'image Landsat INPE 133900 canal 7 : la répartition spatiale des collines ferrallitiques et des plaines à podzols montre des orientations selon les linéaments 50° E qui sont ceux du socle granito-gneissique antécambrien. Par contre, les entailles recoupent ces directions géologiques.

*Interpretation of the Landsat INPE 133900/7 imagery : Space distribution of ferrallitic hills and podzolic plains shows lineaments parallel, to the 50° E trends of the granito-gneissic basement. On the contrary, the scarps show a crosswise direction with the lineaments.*



1) Collines ferrallitiques sous forêt ; 2) Plaines à podzols sous forêt et « sava-nette » ; 3) Entailles à sols inondés et forêt haute.

Les unités 4 et 5 constituent la limite de la zone extrapolable, elles ne correspondent pas à des paysages existant sur le transect. Cette interprétation montre une répartition des unités 1 et 2 selon des orientations 50° E parallèles aux directions géologiques du socle antécambrien, ce qui suggère une origine lithologique à la différenciation des paysages des unités 1 et 2. En revanche, les entailles recoupent transversalement les linéaments du socle et ne semblent pas déterminés principalement par les structures géologiques.

## INTERPRETATIONS ET CONCLUSIONS

A partir de l'étude que nous venons de présenter, les interprétations que nous pouvons avancer ne restent que des hypothèses de travail. En se reportant à la minéralogie des différents matériaux d'altération des sols étudiés, on observe que chaque unité paysagique présente sa propre géochimie : essentiellement quartzreuse et kaolinique sur les plateaux ; gibbsitique et kaolinique sur les collines ; gibbsitique et quartzreuse dans les entailles. Il existe donc des entités géomorphologiques relativement bien individualisées par leur modelé d'une part, par la géochimie de leurs altérations d'autre part, et par leurs sols également. On constate en effet que chacune porte des sols génétiquement semblables. Les sols des collines sont des oxisols à gibbsite et kaolinite, qui présentent des variations au niveau du sous-groupe de la taxonomie en fonction de la teneur en quartz de la roche-mère et en fonction du degré d'érosion des modelés. Les sols des plateaux sont des podzols et, après érosion de la couverture sableuse, des sols hydromorphes. Les sols des entailles sont peu différenciés, à tendance oxisol et podzol, marqués par une altération à la fois peu épaisse et intense, essentiellement gibbsitique. Ces derniers caractérisent probablement une pédogenèse récente, sous le climat perhumide actuel. Ces unités paysagiques ainsi définies se rapportent à des surfaces morphologiques d'âge et d'origine différents. Les plateaux seraient concordants avec le « Pediplano rio Branco - rio Negro » au Brésil (RADAMBRASIL vol. 11, 1976), corrélé avec la « Superficie disectada en los sedimentos cenozoicos, Nivel superior » en Colombie (FAIVRE *et al.*, 1980)

Dans cette région du haut rio Negro, et sous le climat perhumide actuel, les podzols n'apparaissent pas sur les modelés convexes. On les observe sur les substrats lithologiques riches en quartz et présentant un modelé très aplani. Le socle antécambrien ancien se compose de bandes alternées tantôt de gneiss quartzo-micacés, tantôt d'embranchites principalement feldspathiques. Cette répartition est illustrée par l'interprétation de l'image satellite Landsat qui montre la lithodépendance des plaines à podzols avec les gneiss, selon des linéaments parallèles à ceux du socle granito-gneissique, alors que les entailles recoupent ces directions géologiques. Les podzols se sont développés sur la surface présentant le relief le moins accentué et les roches-mères les plus favorables (gneiss, schistes, métasédiments arénacés). Ce développement est achevé puisque la couverture pédologique de cette unité est entièrement podzolisée. Cette couverture sableuse évolue actuellement vers l'hydromorphie permanente et s'érode par ablation superficielle selon un mode centrifuge. Une nouvelle phase de podzolisation apparaît dans les sols des entailles (sols lessivés à horizon blanchi), lorsque la topographie et le matériau originel sont favorables.

RESUME

Un levé pédologique détaillé le long d'une piste de 31 km reliant Maroa à Yavita, complété par des mesures topographiques et des observations sur les formations végétales, met en évidence trois principaux types de paysage :

1) Un ensemble de collines convexes ferrallitiques qui offrent des variations importantes de taille et d'ampleur. Ces variations sont étroitement liées à des types différents de couverture pédologique, eux-mêmes dépendants de matériaux d'altération plus ou moins argileux et plus ou moins érodés.

2) Des surfaces à interfluves tabulaires et à couverture sableuse podzolique continue formant des plateaux de 20 à 30 m d'altitude. Elles présentent deux variantes morphologiques : un type modal parfaitement plat, et un type érodé recréusé en cuvette dans sa partie centrale.

3) Des entailles à fond plat qui recoupent les deux unités précédentes.

On ne rencontre pas les podzols sur les modelés convexes. On les observe sur les paysages à substrat riche en quartz et présentant un modelé plan. Cette répartition est illustrée par l'interprétation d'une image Landsat de cette région entièrement sur socle antécambrien granito-gneissique, qui montre la lithodépendance des podzols avec les gneiss. En outre, les analyses minéralogiques montrent que chaque unité paysagique présente sa propre géochimie. Ces unités se rapportent donc à des surfaces d'âge et d'origine différents. La plus récente correspond aux entailles. Les podzols se sont développés sur la surface présentant le relief le moins accentué et les roches-mères les plus favorables.

Mots clé : Podzols - Amazonie - Vénézuéla - Environnement - Relations lithologiques.

BIBLIOGRAPHIE

- BARRIOS F., CORDANI V., KAWASHITA K., 1985. — Caracterización geocronológica del Territorio Federal Amazonas, Venezuela, VI<sup>o</sup> Congreso Geológico Venezolano. Memoria, tomo 3 : 1333-1480, Caracas, 1985, Sociedad Venezolana de Geólogos.
- BLANCANEAU Ph., 1985. — *Organisation et comportement hydrologique de deux couvertures pédologiques sur granito-gneiss, région de Grégoire, Guyane Fr.* Thèse Université d'Orléans.
- BOULET R., 1981. — *Etude pédologique des bassins versants Ecerex. Bilan de la cartographie.* Bulletin de liaison ECEREX, n° 4, ORSTOM, Cayenne, 4-22.
- BOULET R., CHAUVEL A., LUCAS Y., 1984. — *Les systèmes de transformation en pédologie.* Livre jubilaire du cinquantenaire AFES : 167-79.
- BRABANT P., MULLER D., 1981. — *Reconnaissance survey in Central Kalimantan. Soil survey and land suitability, phase 1.* ORSTOM Transmigration Project. PTA 44, Jakarta.
- BRZESOWSKY W.J., 1962. — Podzolic and hydromorphic soils on a coastal plain in the Cameroon Republic. *Neth. J. Agric. Soc.*, 10,2.
- C.P.C.S., 1967. — *Classification des sols.* ENSA Grignon, multigr., 87 p.
- DUBROEUQ D., SANCHEZ V., 1981. — *Características edáficas y ambientales del área muestra San Carlos de Rio Negro - Solano.* Serie Informe Técnico, DGSIIA/IC/12, MARNR, Caracas, Venezuela.
- DUBROEUQ D., BLANCANEAU Ph., 1983. — *Características edáficas y ambientales del área muestra Maroa - Yavita, T.F. Amazonas.* Serie Informe Técnico, DGSIIA/IT/128, MARNR, Caracas, Venezuela.
- FAIVRE P., ANDREUX F., ANNIBAL BURGOS G., 1975. — Podzoles y suelos podzolicos de la región de Sabana de Torres (Santander). *Suelos Ecuatorales*, VII (1-2), 41-58.
- FAIVRE P., KHOBZI J., KROONENBERG S., WEEDA A., 1980. — Aspectos geomorfológicos de la Amazonia y Orinoquia Colombianas. *Revista CIAF*, vol. 5 (1) : 97-126.
- GUEHL J.M., 1984. — Dynamique de l'eau dans le sol en forêt tropicale humide guyanaise, influence de la couverture pédologique. *Ann. Sci. Forest.*, 41 (2) : 195-230.

- HUBER O., 1982. — Significance of savanna vegetation in Amazon Territory of Venezuela. G.T. Prance Editor : *Biological diversification in the Tropics*, pp. 221-244, Columbia University Press, N.Y.
- JORDAN C.F., 1979. — The environmental consequences of intensive forestry and the removal of whole trees from forests : the situation in Latin America. *Acta symp. Rational Use of Forest Resources, Michigan State University*, may 6, 11, pp. 141-148.
- JORDAN C.F., HERRERA R., 1981. — Tropical rain forests : are nutrients really critical ? *The American Naturalist*, 117 (2) : 167-180.
- KLINGE H., 1965. — Podzol soils in the Amazon Basin. *J. Soil Sci.*, 16, pp. 96-103.
- KLINGE H., MEDINA E., HERRERA R., 1977. — Studies on the ecology of Amazon caatinga forest in southern Venezuela. *Acta Cient. Venez.*, 28 : 270-276.
- LUCAS Y., CHAUVEL A., BOULET R., RANZANI G., SCATOLINI F., 1984. — Transicao Latossolos — Podzols sobre formacao Barreiras na regio de Manaus, Amazonia. *R. Bras. Ci. Solo*, V (8,3) : 325-335.
- MALAGON D., OCHOA G., BLANCANEUX Ph., 1981. — *Atlas de microscopia electronica en suelos de Venezuela. Regiones del Estado Apure y penillanura del Caciquiare.* ULA-CIDIAT, Merida, Venezuela.
- PEDRO G., 1979. — Caractérisation générale des processus de l'altération hydrolytique. *Science du sol*, 2-3 : 93-105.
- M.A.R.N.R., 1986. — *Inventario Geomorfo-Pedologico del Territorio Federal Amazonas.* Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables, Caracas, à paraître.
- MENDOZA V., 1980. — Petrotectonic Provinces of the Amazon Territory, Guiana Shield, Venezuela. 26 Cong. Intern., vol. 1, p. 99, Abstracts, Paris.
- RADAMBRASIL, 1976. — *Levantamento de recursos naturais*, vol. 11, Folha NA-19 Pico da Neblina. Ministerio das Minas e Energia, DNPM, Rio de Janeiro, 366 p.
- SCHWARTZ D., 1985. — *Histoire d'un paysage : le Lousséké. Paléoenvironnements quaternaires et podzolisation sur sables Batéké.* Thèse Université de Nancy I, 211 p.
- SOIL SURVEY STAFF, 1975. — *Soil Taxonomy.* Soil conservation Service, U.S. Department of Agriculture, Washington, 754 p.
- TURENNE J.F., 1975. — *Modes d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises.* Mém. ORSTOM n° 84, 173 p.
- VOLKOFF B., MATSUI E., CERRI C., 1982. — *Discriminacao isotopica do carbono nos humus de latossolo e podzol da regio Amazonica do Brasil.* Coloquio regional sobre materia organica do solo. Oct. 18,22. Piracicaba, Brasil.

# SYSTEMES SOLS FERRALLITIQUES - PODZOLS EN REGION AMAZONIENNE

Y. LUCAS <sup>(1)</sup>, R. BOULET <sup>(2)</sup>, A. CHAUVEL <sup>(1)</sup> et L. VEILLON <sup>(2)</sup>

## ABSTRACT

### FERRALSOLS-PODZOLS SOIL SYSTEMS IN AMAZONIA

Three soil systems are described : the first one on Barreiras sediment, in Brazilian Amazonia, the second one on crystalline basement rock in French Guyana, the third one on Cosvine sediment in French Guyana. These systems are transformation systems, where an initial lateritic cover is destabilized and progressively replaced by a podzolic cover. The destabilization is linked to the dynamic of the water flow through the soils. Podzolic features appear only after the diminution of the soil clay content due to this destabilization.

## INTRODUCTION

Différentes couvertures pédologiques comportant des podzols ont été identifiées en Amérique équatoriale (KLINGE, 1965 ; TURENNE, 1965 ; SOMBROECK, 1966 ; LUCAS *et al.*, 1984 ; GAVAUD *et al.*, 1986). Certaines d'entre elles ont fait l'objet d'une étude détaillée caractérisant leur organisation tridimensionnelle, selon les méthodes exposées par BOULET *et al.* (1982). Ces couvertures constituent des systèmes de transformation, c'est-à-dire des systèmes dans lesquels une couverture pédologique initiale se trouve déstabilisée et est remplacée dans le paysage par une couverture pédologique à organisation et dynamique différentes (BOULET *et al.*, 1984).

Trois exemples sont présentés ici, l'un sur formations sédimentaires sablo-argileuses dans la région de Manaus, en Amazonie Brésilienne, les deux autres en Guyane Française, l'un sur altération du socle et l'autre sur sédiments côtiers récents (cf. fig. 1). Dans chaque cas, la couverture initiale est une couverture ferrallitique dont la déstabilisation aboutit au développement d'une couverture podzolique. Les

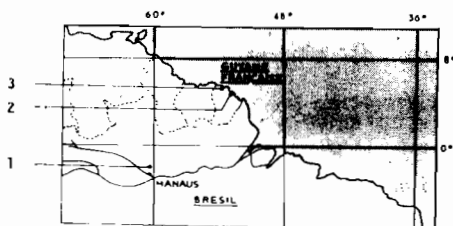


Figure 1 : Situation des zones étudiées :

- 1) Systèmes sur formation Barreiras en Amazonie Brésilienne.
- 2) Systèmes sur socle en Guyane Française.
- 3) Systèmes sur barres pré littorales en Guyane Française.

Location of the study areas.

- 1) Soil system on Barreiras sediments, North-Manaus, Brazil.
- 2) Soil system on crystalline shield, French Guyana.
- 3) Soil system on coastal sediments, French Guyana.

(1) ORSTOM - Laboratoire de pédologie, Faculté des Sciences, U.A. 721 du CNRS, 40, avenue du Recteur Pineau, 86022 Poitiers Cédex.

(2) ORSTOM - Centre ORSTOM, B.P. 165, 97323 Cayenne Cédex, Guyane Française.

sont classés en référence aux classifications françaises (CPCS, 1965), brésilienne (BRASIL, 1981), américaine (USDA, 1975) ou FAO (FAO-UNESCO, 1975).

## SYSTEMES SUR FORMATIONS BARREIRAS EN AMAZONIE BRESILIENNE

### Description

Ces systèmes ont été étudiés vers 2° 33' N et 60° 02' W ; leur extension déborde cependant largement les limites de la zone d'étude. Ils sont développés sur des sédiments meubles formés d'une alternance de strates sub-horizontales de matériaux argilo-sableux à sableux constitués de quartz, de kaolinite et d'une petite quantité d'oxydes de fer. Ces sédiments font partie de la formation Barreiras (BRASIL, 1978),

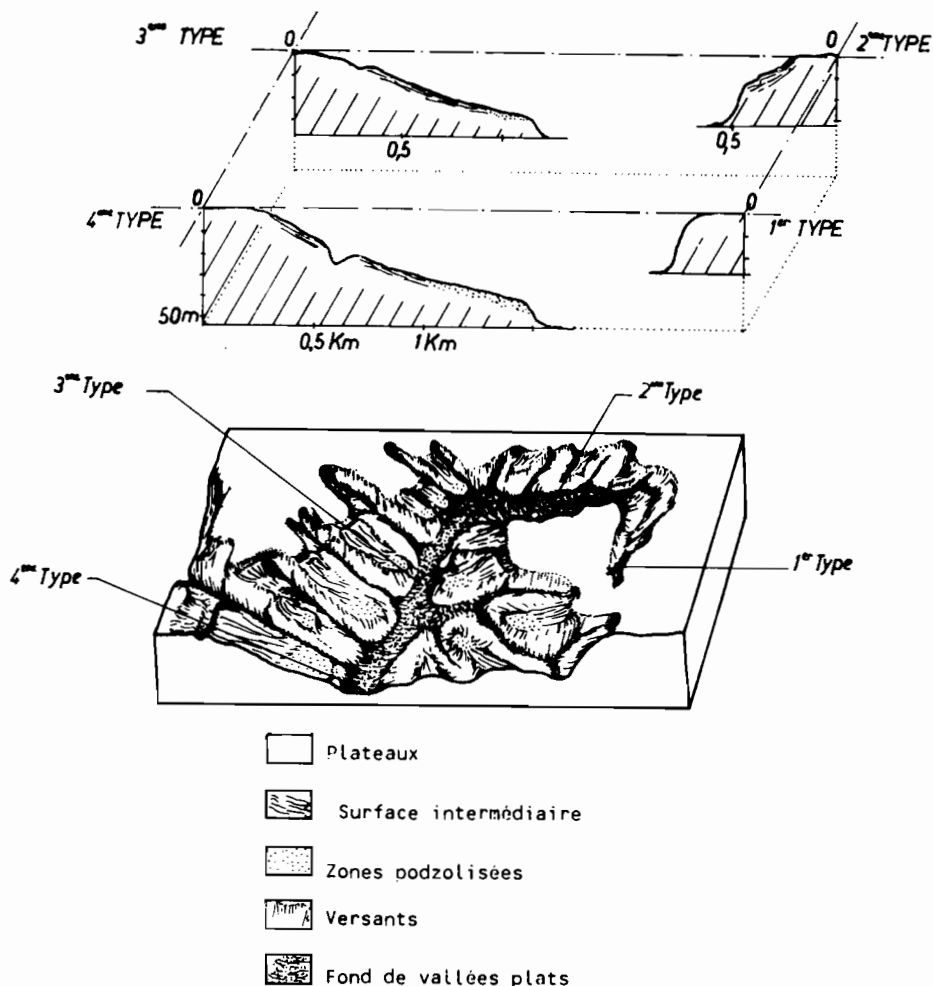


Figure 2 : Morphologie des plateaux sur sédiments Barreiras, région nord-Manaus. Le profil des versants dépend de leur distance à la tête de vallée.

*Topography of the North-Manaus area, type of plateau slope depends on the distance to the valley head.*

d'âge Crétacé d'après PUTZER (1984). Le climat actuel est du type Amazonien avec une pluviosité annuelle de l'ordre de 2 100 mm et une saison sèche peu marquée.

La région est caractérisée par des bas plateaux sub-horizontaux, supportant des sols ferrallitiques argileux, et entaillés par des vallées (fig. 2). Le profil des versants dépend de la distance à la tête de vallée. Un versant situé à proximité de la tête de vallée est court, avec une pente assez forte. Quand on s'éloigne de la tête de vallée, le versant devient progressivement plus long, à pente moins forte, jusqu'à former une surface intermédiaire faiblement inclinée située entre le plateau et le fond de vallée. Ces versants supportent des sols ferrallitiques sablo-argileux, ainsi que des podzols qui apparaissent à la partie inférieure ensellée des surfaces intermédiaires, et sont d'autant plus étendus que ces surfaces intermédiaires sont développées, c'est-à-dire que l'éloignement à la tête de vallée augmente. Le développement des zones podzolisées est donc concomitant de la différenciation morphologique des versants.

Plusieurs toposéquences ont été étudiées le long d'une vallée.

Les sols des plateaux sont des sols ferrallitiques fortement désaturés en B (Latossolos amarelos alicos, Aplic Acrorthox ou Xanthic Ferralsols). Ils sont spatialement peu variables, avec un horizon micro-agrégé très argileux (plus de 80 % de kaolinite) d'une épaisseur de 5 à 7 m qui surmonte des horizons à concentration de nodules ferrugineux et gibbsitiques.

Sur les versants, les sols sont organisés en toposéquences. La plupart des caractères pédologiques (couleur, taux d'argile, abondance et nature des nodules, type de squelette quartzueux, teneur en matière organique, etc.) varient latéralement et progressivement :

- sur chaque toposéquence, depuis les sols ferrallitiques de plateaux jusqu'aux sols de bas de versant ;
- mais aussi d'une toposéquence à l'autre quand on descend la vallée.

A titre d'exemple, la figure 3 présente la répartition de la fraction inférieure à 2  $\mu$ m sur plusieurs versants. Sur les versants proches de la tête, on observe une décroissance progressive de la fraction fine du haut en bas du versant. Quand on s'éloigne de la tête de vallée, la diminution de la fraction fine devient plus intense et remonte plus haut sur le versant. On observe également des indentations des courbes isovaleur. Des études hydrodynamiques dans des systèmes comparables en Guyane Française ont relié des indentations de ce type à une circulation latérale importante des flux hydriques à la partie inférieure des versants (LUCAS *et al.*, 1986 a). La progression de la diminution de la fraction fine va jusqu'à l'apparition d'un front de blanchiment à partir d'un taux d'argile granulométrique inférieur à 2-3 %. On passe ainsi à des sols ferrallitiques de plus en plus sableux (Sols ferrallitiques lessivés ; Podzolic vermelo amarelo alico latossolico ; Paleudult ou Ultic Acrorthox ; Dystic Nitosol) puis à des podzols (Podzol alico ; Arenic Tropaquod ; Gleyic Podzol).

La séquence de la figure 4 va des sols ferrallitiques argileux aux podzols. Les caractères habituellement liés à la podzolisation (mor, Bh, Bfe, horizon A2, etc.) apparaissent successivement. On note la variation progressive du profil organique dans la transition. L'apparition d'un décrochement vers 40-60 cm de profondeur dans le profil vertical de teneur en matière organique apparaît dès le tiers supérieur du versant. Ce décrochement augmente progressivement vers l'aval, où il correspond à la présence d'un horizon Bh subsuperficiel macroscopiquement observable. Le passage des matériaux ferrallitiques jaune-rougeâtre aux sables blancs se fait par l'intermédiaire d'un front digité (fig. 5) avec îlots de matériau coloré dans le sable blanc. L'enveloppe générale du front est en forme de langue délimitée par un horizon Bh noir, le sable blanc apparaissant en coin au sommet et à la base des horizons jaune-rougeâtre. Il est à noter l'absence de nappe hydrostatique et de caractères d'hydromorphie dans l'ensemble des horizons colorés. Dans les podzols, on observe une nappe hydrostatique au niveau variable suivant la saison. A proximité de la transition sable blanc —

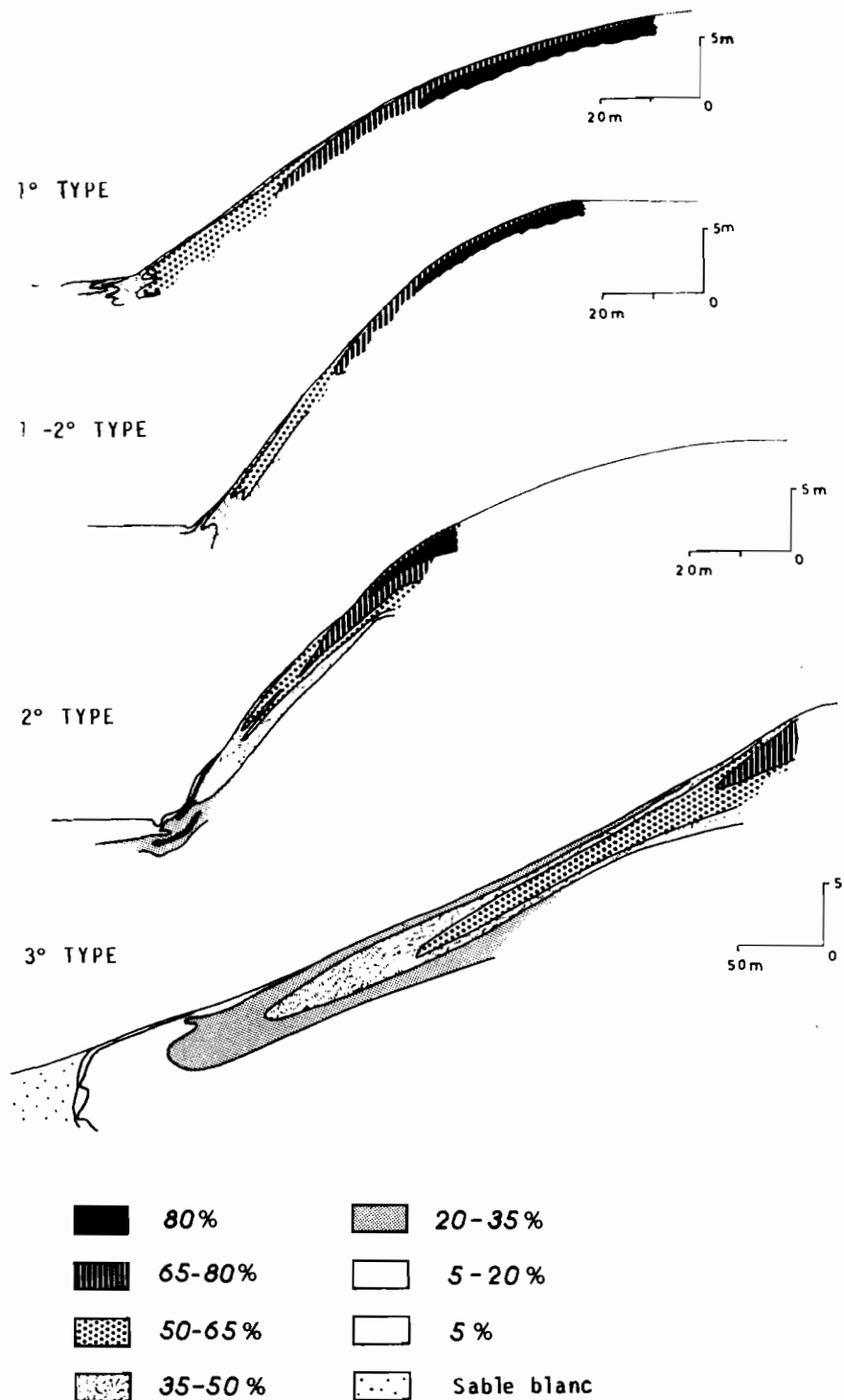


Figure 3 : Répartition de la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  sur les versants, région nord-Manaus.

*Distribution of the fine fraction (< 2  $\mu\text{m}$ ) on the slopes, North-Manaus area.*

# SOLS FERRALLITIQUES ET PODZOLS EN AMAZONIE

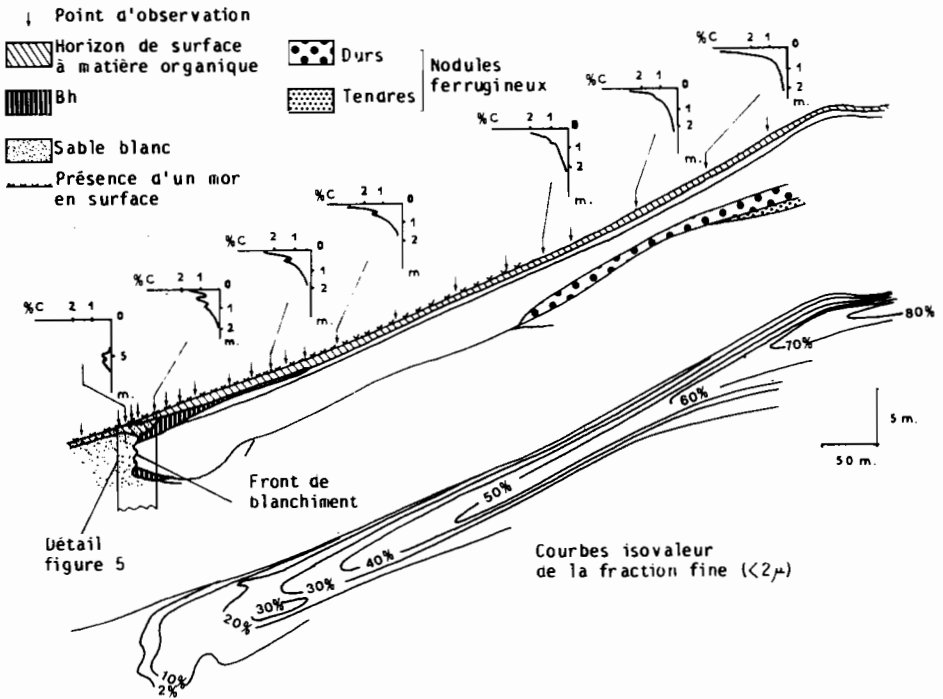


Figure 4 : Une toposéquence montrant la transition sols ferrallitiques-podzols, région nord-Manaus.

*Catena going from plateau latosols to downslope podzols, North-Manaus area.*

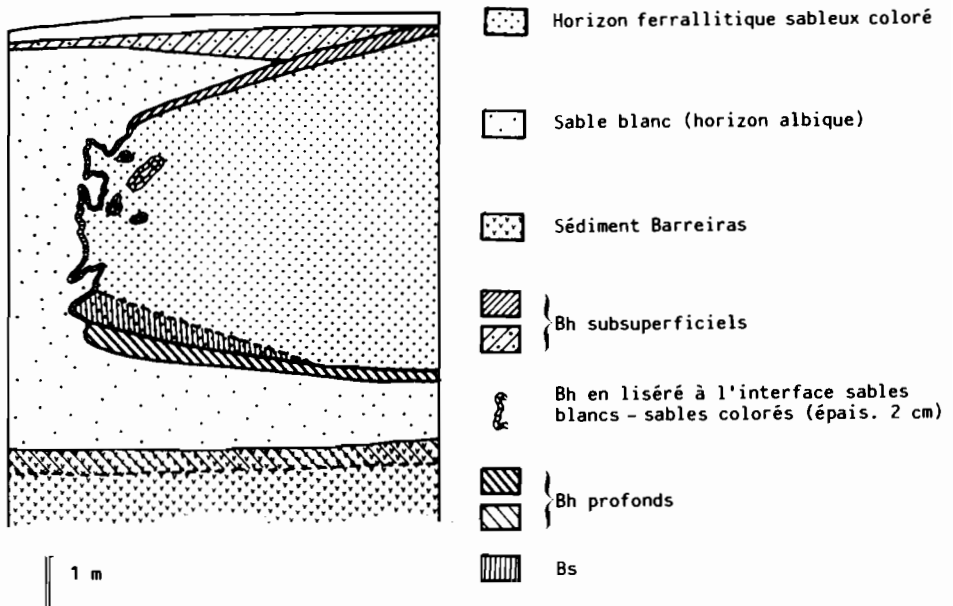


Figure 5 : Détail de la transition aux sables blancs, région nord-Manaus.

*Detail of fig. 4 : Transition between coloured sandy material and white sand.*



matériaux ferrallitiques, cette nappe n'atteint pas les horizons colorés. A la partie aval des zones podzolisées, elle peut en saison des pluies atteindre la partie supérieure du profil.

## Discussion et interprétation

La différenciation pédologique dans ces régions a été liée par certains auteurs (SOMBROECK, 1966, 1984 ; TRICART, 1978 ; PUTZER, 1984) à des dépôts sédimentaires différents, argile lacustre sur les plateaux, sédiments et colluvions plus ou moins sableux sur les versants. Des études récentes (LUCAS *et al.*, 1986 b) ont montré que les sols de plateaux se développent *in situ* aux dépens du sédiment sablo-argileux Barreiras, par désilicification, accumulation relative d'aluminium sous forme de kaolinite et de gibbsite, et dans une moindre mesure accumulation de fer sous forme d'hématite. Cette accumulation se réalise au cours de la descente dans le sédiment du profil ferrallitique qui s'approfondit à sa base et se détruit à sa partie supérieure, l'ensemble du profil étant un équilibre dynamique.

Dans les toposéquences étudiées, on note l'absence de toute discontinuité pouvant être d'origine sédimentaire entre ces sols et les sols de bas de versants. Les variations progressives intra- et inter-toposéquence des caractères pédologiques et géomorphologiques indiquent que sols argileux ferrallitiques, sols sablo-argileux intermédiaires et podzols sont le résultat d'une différenciation en place liée à la morphogénèse des vallées. La géométrie de la transition « matériaux colorés - sables blancs » montre que les podzols se développent latéralement aux dépens des sols ferrallitiques.

Les sols des plateaux sont en équilibre dynamique dans leur descente dans le sédiment, par maintien dans le profil vertical de l'aluminium sous forme de kaolinite et de gibbsite, et exportation de la silice hors du profil : on a donc un système géochimique vertical à accumulation relative de kaolinite. En bas de versant, des flux hydriques circulant latéralement (flux hydriques de moyenne profondeur, et éventuellement écoulement latéral du toit de la nappe profonde, situé plus près de la surface) permettent l'exportation hors du système d'une partie des solutions alumineuses et ferrugineuses. Il en résulte, par rapport aux plateaux, un déficit en aluminium dans le système géochimique vertical. Les sols formés deviennent ainsi moins kaolinitiques, avec un squelette quartzueux résiduel de plus en plus abondant au fur et à mesure de la descente de la couverture pédologique dans le sédiment : le système géochimique vertical aboutit alors à une accumulation relative de quartz. Il est à noter que la dégradation des minéraux argileux et la libération d'aluminium ont été constatées et étudiées expérimentalement dans les horizons de surface des sols des plateaux et versants (SCATOLINI *et al.*, 1985 ; CHAUVEL *et al.*, 1987). Les solutions de percolation expérimentale des horizons de surface montrent une importante libération d'aluminium [20 à 30 ppm pendant les 10 premiers jours pour une percolation de 10 mm/jour] qui migre sous forme monomère (identification dans la solution d'extraction par RMN réalisée par A. CHAUVEL et J.Y. BOTTERO au Centre de Recherche sur la Valorisation des Minerais, Nancy).

L'évolution de ce système est liée à la morphogénèse, l'appauvrissement en kaolinite étant d'autant plus important que le versant est plus ancien, donc plus éloigné de la tête de vallée. Inversement, la morphogénèse des vallées et des versants apparaît ici essentiellement liée aux exportations par transferts internes. En particulier, l'exportation de matière plus intense dans les zones podzolisées donne une forme en selle aux versants (fig. 2). Cette hypothèse d'une évolution du relief fortement interdépendante avec les processus géochimiques est cohérente avec les données estimant d'une part la vitesse d'ablation par érosion mécanique de surface, d'autre part la vitesse de progression vers le bas du front d'altération en milieu ferrallitique. Les mesures d'érosion mécanique de surface dont on dispose pour des pentes

de l'ordre de 15 % sous couvert végétal et climat comparable (FRITSCH, 1981), correspondent à une ablation de l'ordre de 30 cm en 100 000 ans, alors que les estimations de la progression du front d'altération varient de 50 cm à 290 cm en 100 000 ans selon les auteurs (CORBEL, 1957 ; LENEUF, 1959 ; HERVIEU, 1968 ; TRESCASES, 1973 ; GAC and PINTA, 1978 ; BOULANGE, 1984).

La dynamique de ce système est donc une mise en déséquilibre des sols ferrallitiques sous l'effet de circulation latérales des flux hydriques, génératrice de sols plus sableux vers la partie inférieure des versants, qui progressent latéralement aux dépens des plateaux. Les traits morphologiques caractéristiques de la podzolisation apparaissent secondairement sur ces sols plus sableux. L'ensemble constitue un système de transformation « sols ferrallitiques - podzols ».

## SYSTEMES SUR SOCLE EN GUYANE FRANÇAISE

### Description

Ces systèmes ont été étudiés dans la partie nord-est de la Guyane Française, 5° 30' N et 53° 30' W (BOULET *et al.*, 1982 ; VEILLON, 1984). Leur extension déborde cependant largement les limites de la zone d'étude, au Surinam en particulier. Ils sont développés sur altérations de roches cristallines du socle précambrien (migmatites et granites). Le climat actuel est équatorial avec une pluviosité annuelle de l'ordre de 2 700 mm et une saison sèche moyennement marquée.

Ces systèmes sont, comme dans l'exemple précédent, des systèmes « sols ferrallitiques - podzols » développés sur des plateaux.

La figure 6 présente une coupe schématique à travers un plateau partiellement podzolisé. On observe, sur les versants, des sols ferrallitiques argileux (fraction infé-

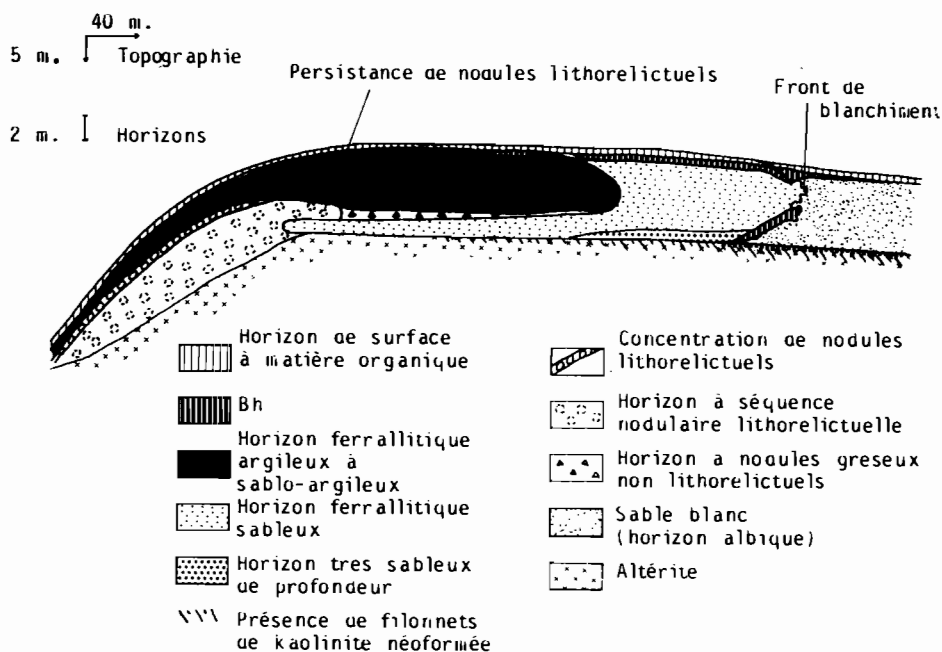


Figure 6 : Coupe schématique de la transition sols ferrallitiques-podzols dans les systèmes sur socle en Guyane Française .

Sketch-section of the transition latosols-podzols, system on crystalline shield, French Guyana.

rieure à 2  $\mu\text{m}$  : 40 à 50 %), microstructurés, dont les nodules ferrugineux lithorelictuels attestent de leur différenciation *in situ* à partir de l'altérite à structure conservée. Quand on va de la périphérie vers le centre du plateau, on effectue les observations suivantes :

- Dans l'altérite apparaissent progressivement des filonnets de kaolinite néoformée qui recourent les structures lithorelictuelles et colmatent la porosité, augmentant la discontinuité de texture et de conductivité hydrique avec les horizons plus sableux sus-jacents. La topographie de cette discontinuité correspond, à l'échelle de l'unité de relief, au plancher d'un réseau de drainage interne dans lequel s'écoulent latéralement les nappes profondes.

- Un horizon sableux, sans nodules, apparaît en coin entre les horizons microstructurés et l'altérite. La persistance de nodules à caractères lithorelictuels au-dessus de ces horizons montre que ces derniers ont progressé latéralement aux dépens des horizons ferrallitiques microstructurés ou de l'altérite. Ces horizons plus sableux deviennent très sableux vers le centre du plateau, leur limite inférieure vers l'altérite devenant nette et soulignée par une concentration de graviers quartzeux. Leur limite supérieure vers les horizons microagrégés est progressive, et on y observe des îlots de plasma kaolinitique blanc non pédoturbés, indicateurs d'une néoformation de kaolinite *in situ* modérée.

- Les horizons microagrégés sus-jacents deviennent progressivement plus sableux, jusqu'à l'apparition d'un front de blanchiment en forme de langue. Cette partie de la transition présente des caractères (répartition de la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$ , apparition de Bh à faible profondeur, géométrie du contact horizons colorés - sable blanc montrant la progression latérale du front de blanchiment, Bh profonds, etc.) très voisins de ceux observés dans le système sur Barreiras décrit précédemment.

Dans ces systèmes, le podzol apparaît au centre des plateaux. Il existe dans le paysage tous les intermédiaires entre des plateaux non podzolisés, des plateaux à zone podzolisée centrale plus ou moins étendue et des plateaux entièrement podzolisés (BOULET *et al.*, 1984).

## Discussion et interprétation

La progression latérale des podzols aux dépens des sols ferrallitiques se manifeste par les mêmes caractères que dans les systèmes sur Barreiras. La différence essentielle avec ces derniers réside dans la dynamique générale de la transformation, schématisée figure 7.

Le colmatage de l'altérite est à l'origine de la déstabilisation de la couverture ferrallitique, car l'apparition consécutive d'un réseau de drainage interne permet l'évacuation latérale de l'eau de percolation, avec deux conséquences :

- d'une part, des flux hydriques localement importants en profondeur qui favorisent la destruction du plasma argilo-ferrugineux (LUCAS *et al.*, 1986 a).
- d'autre part, l'évacuation hors du système des composés alumineux et ferrugineux, aboutissant comme dans l'exemple de Manaus à un déficit relatif en aluminium dans le système géochimique vertical.

La descente de la couverture pédologique dans l'altérite est montrée par la concentration de quartz grossiers (issus de filons de quartz de la roche-mère) dans les horizons sableux profonds. Les îlots de plasma kaolinitique néoformé à la partie supérieure de ces horizons correspond à la formation des horizons ferrallitiques plus argileux sus-jacents. Le déficit en aluminium lié aux circulations latérales rend cependant cette néoformation insuffisante pour maintenir le taux d'argile de cette couverture au cours de sa descente dans les horizons d'altération, et le sol formé devient progressivement plus sableux.

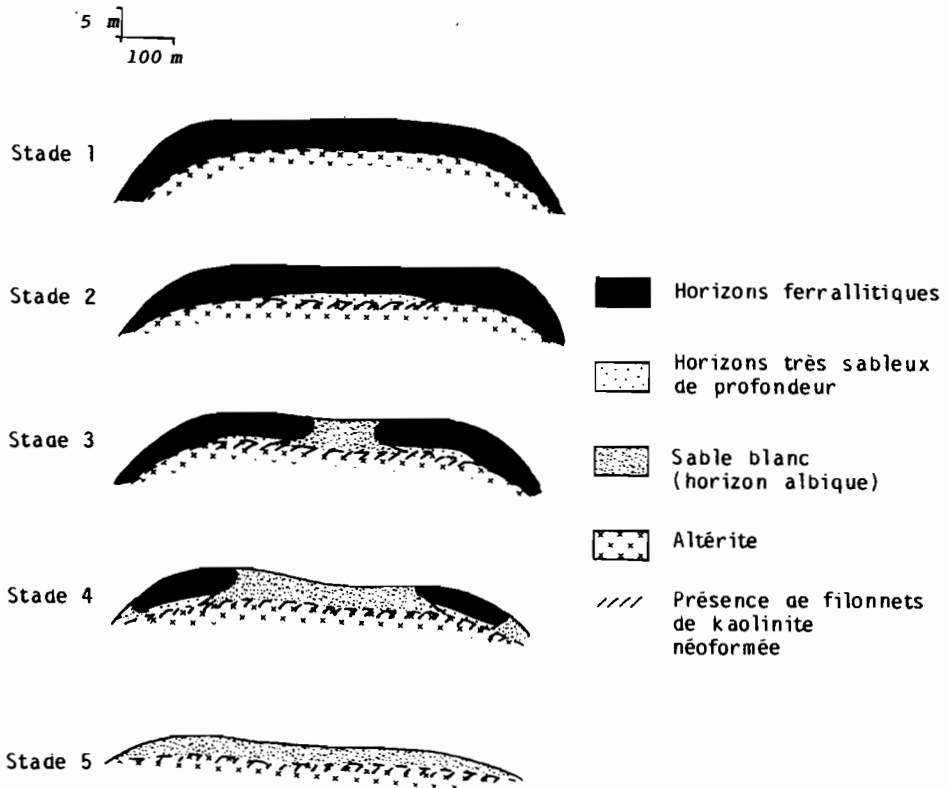


Figure 7 : Stades évolutifs des unités de modelé dans les systèmes sur socle ancien en Guyane Française.

*Evolution stages of landscape units, system on crystalline shield, French Guyana.*

Que le colmatage de l'altérite commence au centre des plateaux est un fait observé. Son déterminisme peut être lié à une profondeur moindre et à un écoulement plus faible du toit de la nappe hydrostatique au centre des plateaux, donnant un milieu plus confiné en silice favorable à la néoformation de kaolinite dans la porosité de l'altérite.

L'évolution de ces systèmes apparaît ici également interdépendante de la morphogénèse (BOULET *et al.*, 1984). La perte de matière consécutive à la transformation entraîne un abaissement du modelé, les zones podzolisées apparaissant généralement déprimées par rapport aux zones ferrallitiques. Cet abaissement va jusqu'à provoquer l'affleurement de la nappe hydrostatique au centre des plateaux podzolisés.

## SYSTEMES SUR BARRES PRELITTORALES EN GUYANE FRANÇAISE

### Description

Ces systèmes sont développés sur des sédiments quaternaires de la plaine côtière ancienne des Guyanes (sédiment Cosvine en Guyane Française, Lelydorp sablo-argileux au Surinam et au Guyana), déposés en bancs parallèles à la côte, d'épaisseur inférieure

à 10 m, de 100 à 300 m de large et 500 à 1000 m de long, à sommet arrondi ou aplati, et reposant sur des formations argileuses affleurant dans les axes de drainages. Le climat actuel est équatorial avec une pluviosité annuelle de l'ordre de 2 500 à 3 000 mm et une saison sèche moyennement marquée.

Ces barres pré littorales supportent des systèmes « sols ferrallitiques - podzols » étudiés en détail par TURENNE (1975) et par BOULET *et al.* (1978, 1982). Ces auteurs ont montré qu'il s'agit également ici d'un système de transformation où les podzols (Podzols à gley ; Tropaquods) apparaissent au centre des unités de relief et se développent latéralement de manière centrifuge aux dépens de sols ferrallitiques sablo-argileux à argilo-sableux (fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  : 25 à 30 %) (Sols ferrallitiques fortement désaturés, lessivés, à hydromorphie de profondeur ; Distropeptic Haplorthox). Tous les stades de transformation des barres existent dans le paysage. La figure 8 présente de manière schématique les différents stades évolutifs d'une barre pré littorale. Le début de la transformation (stade 2) montre l'apparition d'une discontinuité texturale vers 70-120 cm de profondeur, les horizons sus-jacents étant

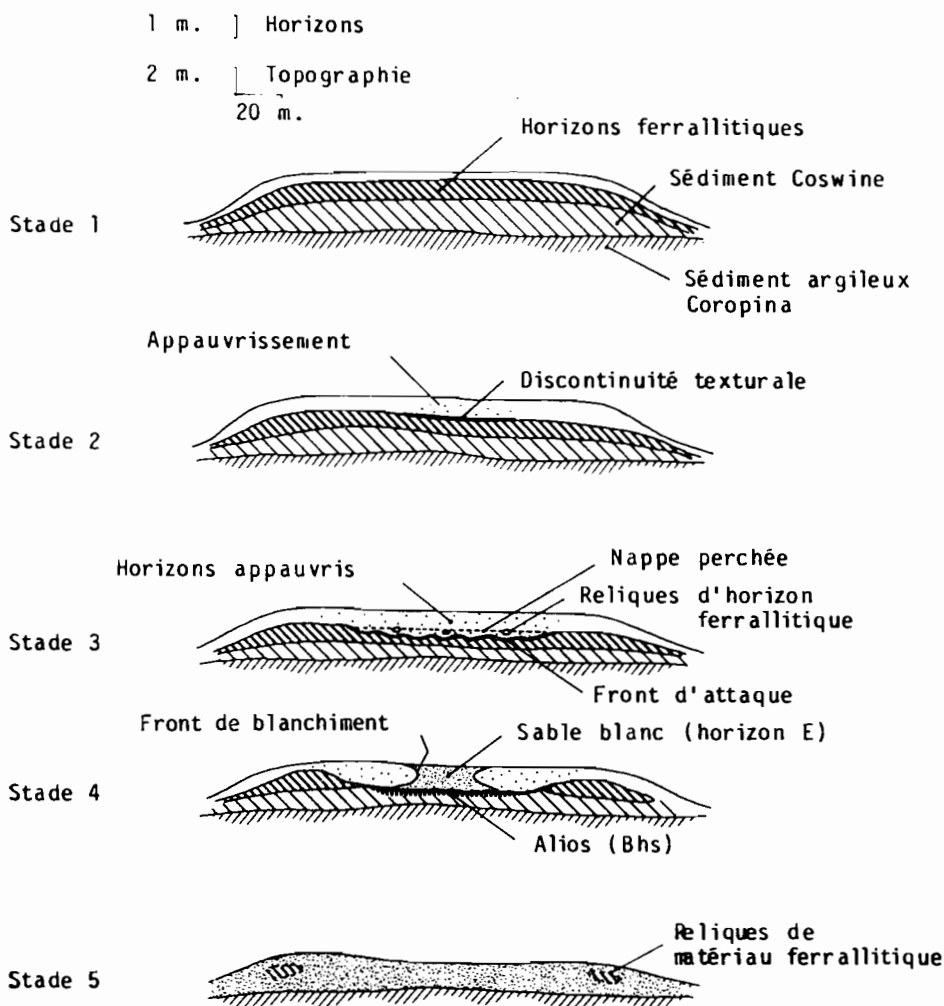


Figure 8 : Stades évolutifs des barres pré littorales en Guyane Française.

*Evolution stages of landscape units, system on coastal sediments, French Guyana.*

appauvris en argile, jusqu'à moins de 10 % de fraction inférieure à 1  $\mu\text{m}$ ). Cette discontinuité texturale est plus accentuée au stade 3 et sert de plancher à des nappes perchées fugaces en saison des pluies. La présence de reliques de l'horizon ferrallitique argileux au-dessus de la discontinuité montre que celle-ci constitue alors un front progressant vers le bas. C'est juste au-dessus de ce front qu'apparaît (stade 4) du sable blanc, correspondant à un horizon A2, alors que les horizons plus argileux sous-jacents se différencient en un Bh de 10-20 cm d'épaisseur surmontant un Bs diffus de 30-50 cm d'épaisseur. A ce stade, les nappes perchées perdurent plus longtemps sur le front de transformation qui sert de plancher à une circulation latérale de l'eau vers le centre de la barre. En saison des pluies, la nappe hydrostatique profonde rejoint les nappes perchées pour former une nappe générale affleurant vers le centre des zones podzolisées. L'eau de ces nappes est évacué hors du système par l'évapotranspiration, les infiltrations profondes, et des débordements vers les versants par des exutoires d'autant plus incisés que le système est podzolisé. Enfin, la progression latérale et vers le bas de l'appauvrissement et d'un front de blanchiment en forme de langue aboutit à la transformation presque complète de la barre, sur les bords de laquelle subsistent éventuellement des reliques de matériaux ferrallitiques jaune-rougeâtre (stade 5).

### Discussion et interprétation

Par rapport au système sur socle exposé précédemment, il y a une convergence dans la géométrie et l'évolution dynamique des systèmes : dans les deux cas, la podzolisation apparaît au centre des unités de relief et se développe latéralement de manière centrifuge. La perte de matière consécutive à la transformation entraîne également un abaissement du modelé. Il y a cependant une différence d'échelle : dans les systèmes sur socle, les transitions se font sur des distances de plusieurs centaines de mètres et sur des épaisseurs de matériau de plus de 10 m, alors que dans les systèmes sur barres pré littorales ces distances sont de l'ordre de quelques dizaines de mètres et les épaisseurs de 1 à 4 m.

Il y a également une différence fondamentale dans la dynamique des systèmes. Les reliques d'horizons ferrallitiques peu transformés dans les horizons éluviés montrent que le matériau ferrallitique initial est directement transformé par départ du plasma argilo-ferrugineux, et maintient sur place du squelette quartzueux résiduel. Il s'agit donc de la progression latérale directe d'un front de transformation sans enfoncement significatif dans le matériau originel, il n'y a pas renouvellement du squelette quartzueux. Dans les deux exemples précédents, la progression latérale du front d'appauvrissement est la résultante d'une modification dans la dynamique verticale des profils : ceux-ci deviennent progressivement plus sableux *au fur et à mesure de leur enfoncement* dans le matériau originel. Il y a alors renouvellement du squelette quartzueux dans la transformation du sol ferrallitique en podzol.

### CONCLUSIONS

Les trois systèmes présentés sont des systèmes de transformations, dans lesquels une couverture ferrallitique initiale est destabilisée et remplacée par une couverture podzolique. Ils présentent néanmoins des dynamiques très différentes.

Dans le système sur barres pré littorales, le matériau ferrallitique est directement transformé par départ du plasma argilo-ferrugineux et maintient du squelette quartzueux résiduel.

Dans les systèmes sur Barreiras et sur socle, la transformation correspond à une modification des sols ferrallitiques qui deviennent plus sableux au cours de leur des-

cente dans le matériau originel. Cette modification dépend des caractères hydrodynamiques des matériaux de profondeur, qui déterminent les possibilités d'exportation latérale des éléments en solution hors des systèmes. Ainsi, la progression des zones podzolisées est centripète dans les systèmes sur sédiments Barreiras, où les flux hydrique à circulation latérale de profondeur apparaissent au bas des versants. Dans les systèmes sur socle de Guyane Française, la progression des zones podzolisées est centrifuge, les flux hydriques latéraux de profondeur apparaissant au centre des plateaux. L'origine de l'évolution des caractères hydrodynamiques des matériaux de profondeur reste hypothétique. Elle peut être liée à une variation des facteurs externes, climat ou niveau de base, entraînant un changement dans la dynamique des nappes profonde. Elle peut également être liée à l'évolution du système ferrallitique lui-même, qui créerait les conditions de sa destabilisation.

Dans tous les exemples étudiés, ces transformations et la morphogénèse des paysages sont étroitement liés, les transferts internes de matière contribuant pour une grande part à l'évolution du modelé.

Les traits morphologiques caractéristiques de la podzolisation n'apparaissent dans les systèmes étudiés que sur des matériaux sableux ou sablo-argileux, c'est-à-dire ayant subi un appauvrissement préalable par rapport à la couverture ferrallitique initiale. L'étude en cours du fonctionnement actuel de ces systèmes permettra de préciser à quel moment les processus de podzolisation interviennent dans ces transformations.

## RESUME

Trois systèmes sols ferrallitiques-podzols présentés : l'un sur formations sédimentaires Barreiras en Amazonie Brésilienne, un autre sur altérations de socle en Guyane Française, le dernier sur formation sédimentaires Cosvine en Guyane Française. Ces systèmes sont des systèmes de transformation, dans lesquels une couverture ferrallitique plus ou moins argileuse est destabilisée et progressivement remplacée par une couverture podzolique. Cette destabilisation, liée à la dynamique des solutions, correspond soit à une modification de l'équilibre dynamique du profil ferrallitique par exportation latérale d'aluminium hors du système géochimique vertical (systèmes sur Barreiras et sur socle), soit à une transformation directe du matériau ferrallitique (système sur barres pré littorales). Ces phénomènes conduisent à un appauvrissement en argile des sols ferrallitiques. Les traits morphologiques de la podzolisation apparaissent consécutivement à cet appauvrissement.

## BIBLIOGRAPHIE

- BOULANGE B., 1984. — *Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé.* Trav. et Docum., n° 175, ORSTOM, Paris, 363 p.
- BOULET R., FRITSCH D., HUMBEL F.X., 1978. — *Les sols des terres hautes et de la plaine côtière ancienne en Guyane Française. Organisation en système et dynamique actuelle de l'eau.* P. 182, ORSTOM, Cayenne, 170 P.
- BOULET R., HUMBEL F.X., LUCAS Y., 1982. — *Analyse structurale et cartographie en pédologie. II : Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques.* Cah. ORSTOM, sér. Pédol. XIX, 4 : 323-339.
- BOULET R., CHAUVEL A., LUCAS Y., 1984. — *Les systèmes de transformation en pédologie.* AFES, Livre Jubilaire du Cinquantenaire : 167-179.
- BRASIL, 1978. — *Ministerio das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção*

- Mineral. Projeto Radam Brasil. Levantamento de recursos naturais. Folha SA-20 Manaus, 623 p.
- BRASIL, 1981. — Projeto RADAM. *Sistema de classificação dos solos (2ª aproximação)*. EMBRAPA/EBPA, SNLCS, Rio de Janeiro, 107 p.
- CHAUVEL A., BOULET R., LUCAS Y., 1987. — On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, Central Amazonia. *Experientia*, « *Dynamic of the terra firme forest* », in press.
- CORBEL J., 1957. — L'érosion chimique des granites et silicates sous climats chauds. *Rev. Géomorph. Dyn.*, Paris, 1, 2 : 4-8.
- C.P.C.S., 1967. — *Classification des sols*. Lab. Pédol. Géol., E.N.S.A., Grignon, 85 p.
- FAO-UNESCO, 1974. — *Soil map of the world 1/5 000 000*. Vol. I, Legend. UNESCO, Paris.
- FRITSCH J.M., 1981. — *Écoulement et érosion sur les bassins versants ECEREX en 1979*. Bull. ECEREX, n° 4, ORSTOM, Cayenne : 23-44.
- GAC J.Y. et PINTA M., 1973. — Bilan de l'érosion et de l'altération en milieu tropical humide. Estimation de la vitesse d'approfondissement des profils. Etude du bassin versant de l'Ouham (R.C.A.). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, V. 1 : 83-96.
- GAVAUD M., BLANCANAU Ph., DUBROEUCQ D., POUYLLAU M., 1986. — Les paysages pédologiques de l'Amazonie Vénézuélienne. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, sous presse.
- HERVIEU J., 1968. — *Contribution à l'étude de l'alluvionnement tropical*. Mém. n° 24, ORSTOM, Paris, 464 p.
- KLINGE H., 1965. — Podzols soils in the Amazon Basin. *J. Soil Sci.* 16 : 95-103.
- LENEUF N., 1959. — *L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites de Côte-d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés*. Thèses, Paris, 210 p.
- LUCAS Y., CHAUVEL A., BOULET R., RANZANI G., SCATOLINI F., 1984. — Transição Latossolos-Podzols sobre a formação Barreras na região de Manaus, Amazônia. *R. Bras. Ci. Solo*, 8 : 325-335.
- LUCAS Y., BOULET R., ANDRIEU P., 1986 a. — Un système pédologique aval en Guyane Française. Organisation et fonctionnement hydrodynamique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, sous presse.
- LUCAS Y., CHAUVEL A., AMBROSI J.P., 1986 b. — Processes of aluminium and iron accumulation in Latosols developed on quartz rich sediments from Central Amazonia (Manaus, Brazil). Comm. I<sup>o</sup> Int. Symp. on Geoch. of the Earth Surface, Granada (Spain), 16-22 march 1986.
- PUTZER H., 1984. — The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources. In *The Amazon. Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. W. Junk Publ., Dordrecht : 15-46.
- SCATOLINI F., SOUBIES F., CHAUVEL A., 1985. — Destruição superficial da caulinita nos solos da uma toposequencia sobre a formação Alter do Chaô na região de Manaus (A.M.). XX<sup>o</sup> Cong. Bras. Ci. Solo, Belem, n° 181.
- SOMBROEK W.G., 1966. — *Amazon soils, A reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region*. PUDOC, Wageningen, Netherlands : 300 p.
- SOMBROEK W.G., 1984. — Soils of the Amazon region. In *The Amazon. Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. W. Junk Publ., Dordrecht : 522-535.
- TRESCASES J.J., 1973. — *L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiqes en zone tropicale. Formation des gisements nickelifères (Nouvelle-Calédonie)*. Mém. n° 78, ORSTOM, Paris, 259 p.
- TRICART L.F., 1978. — Ecologie et développement : l'exemple amazonien. *Ann. Géogr.* 481 : 257-291.
- TURENNE J.F., 1975. — *Modes d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises*. Thèse doct. Sci., Nancy, et Mém., ORSTOM, n° 84, Paris, 1977, 173 p.
- U.S.D.A., 1975. — *Soil taxonomy. Basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. Agric. Handbook n° 436, 754 p.
- VEILLON L., 1984. — *Etude tridimensionnelle d'un système de transformation de la couverture ferrallitique sur Série Détritque de Base en podzol dans la région d'Organabo*. ORSTOM, Cayenne, 123 p.





**PODZOLS DES ZONES TEMPEREES  
ET DE HAUTE MONTAGNE :**  
**Organisation et fonctionnement**



---

# REPARTITION, MORPHOLOGIE ET FONCTIONNEMENT DES PODZOLS DE HAUTE MONTAGNE CRISTALLINE SOUS CLIMAT TEMPERE

E. DAMBRINE <sup>(1)</sup>

---

## ABSTRACT

*DISTRIBUTION, MORPHOLOGY, CHEMICAL CHARACTERISTICS AND BIOGEOCHEMICAL PROCESSES OF HIGH MOUNTAIN PODZOLS DEVELOPED ON GRANITE UNDER TEMPERATE CLIMATE.*

*Principal characteristics of high mountain podzols can be selected from analysis of landscape, morphoanalytical characteristics and biogeochemical processes of podzols studied in Mont Blanc area (French northern Alps).*

*— These soils are recent (a few thousand years). Eluvial horizons exhibit a weak chemical and mineralogical impoverishment and a relative richness in fine textural particles.*

*— Although their morphology is comparable to that of boreal podzols, they show a greater variability, due mainly to variation in fragmentation of parent material and microclimate.*

*— Distribution of podzols in the subalpine zone is mainly dependant upon slope stability ; stable sites are always occupied by podzols, whatever the local climate. Under slightly unstable conditions, they only exist on north facing slopes. They disappear on highly unstable slopes.*

*— There is a strong contrast between the winter and summer biochemical function in the podzols : chelation is maximum during winter when soil is submitted to low biological activity and intense percolation caused by snow melt. In the summer, low levels of chelation appear to be related to increased biological activity and low water flow through the profile.*

## INTRODUCTION

Dans les massifs de hautes montagnes tempérées, l'élévation en altitude se traduit par une décroissance de la température moyenne annuelle généralement associée à une augmentation des précipitations et de la durée d'enneigement. Cette variation altitudinale du macroclimat détermine un étagement général de la végétation (tableau I). De la vallée vers les sommets, 3 étages de végétation successifs, montagnard, subalpin et alpin sont classiquement distingués. A cet étagement bioclimatique correspond un étagement des processus pédogénétiques dominants, globalement parallèle à la zonation latitudinale que l'on constate sous des formations végétales analogues lorsque l'on remonte des latitudes tempérées vers le pôle (DUCHAUFOR, 1983).

A cette échelle, la podzolisation apparaît comme un processus zonal caractéristique de l'étage subalpin et de la zone boréale. Ces deux milieux diffèrent cependant en ce qui concerne les facteurs de la pédogenèse. Les milieux de haute montagne

---

(1) Station « Sols, Microbiologie et Nutrition des Arbres Forestiers », CRF de Nancy. Champenoux - B.P. 35, 54280 Seichamps, France.

	$P_m$	$T_m$	Enneigement	Sols
Etage alpin	2 000 mm à 3 000	2°C	7-11 mois	Rankers
Etage Subalpin	1 500 mm à 2 000	2-4°C	6-7 mois	Podzols et sols ocres podzoliques
Montagnard	1 200 mm à 1 500	5-7°C	4-5 mois	Sols ocres podzoliques bruns ocres et bruns cryptopodzoliques

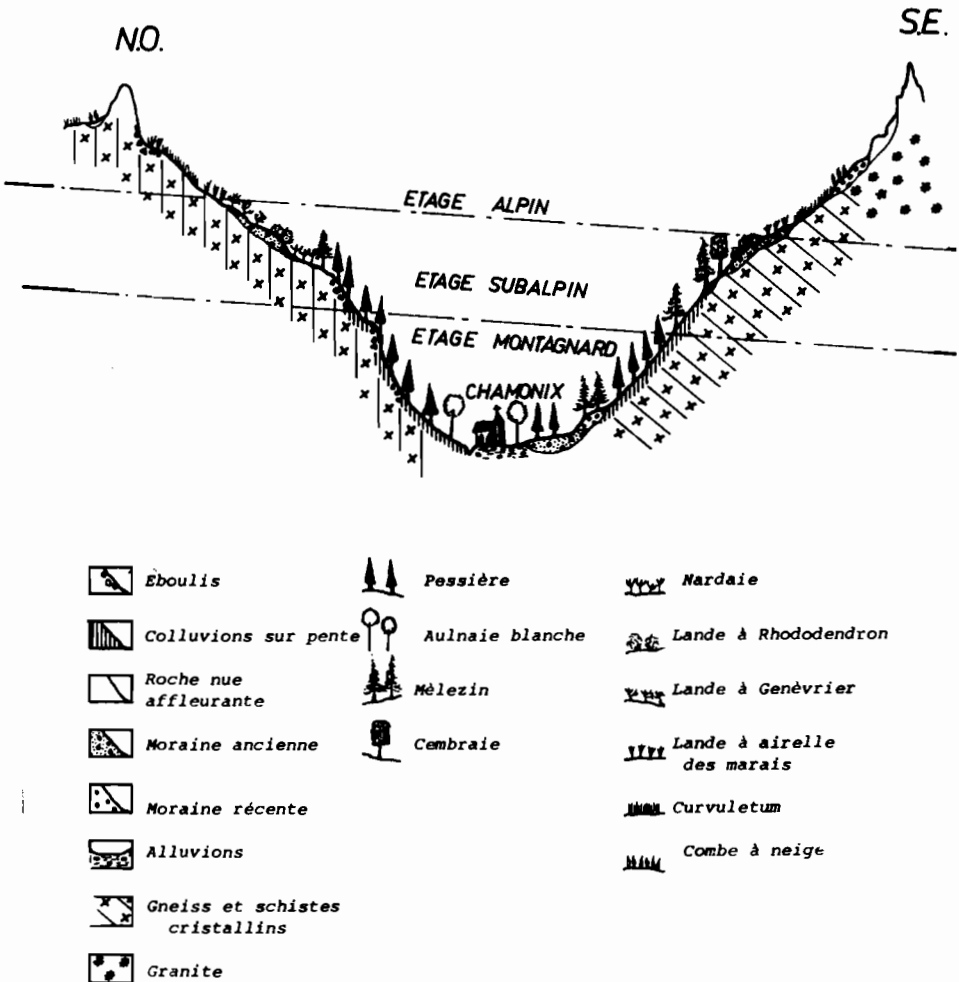


Figure 1 : Etagement du climat, de la végétation, des formations superficielles et des sols le long d'un transect NO-SE perpendiculaire à la vallée de ChamoniX. Climate, vegetation and soils zonation in the ChamoniX valley.

subissent en effet l'influence de facteurs spécifiques, de nature climatique comme l'association de basses températures avec de très fortes pluviométries, ou l'intensité de l'insolation, mais aussi et surtout morphologiques, en l'occurrence, l'importance du relief.

Cette étude a pour but de mettre en évidence certains aspects caractéristiques de ces podzols des massifs de haute montagne, en ce qui concerne leur répartition, leurs caractères morfo-analytiques et leur fonctionnement biogéochimique.

## REPARTITION GENERALE DES PODZOLS

La vallée de Chamonix, qui constitue le cadre de cette étude est située dans les Alpes du Nord françaises, à la charnière entre les Alpes externes humides sous influence océanique, et les Alpes internes, plus sèches, à tendance continentale (RICHARD, 1965). Elle sépare deux grands massifs granito-gneissiques d'altitude élevée : les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges.

Observée en coupe transversale (fig. 1), cette vallée présente une découpe particulièrement symétrique par rapport à son axe, que l'on peut aisément subdiviser en 4 grands ensembles morphologiques : le fond de vallée alluvial, les fortes pentes colluvionnées montagnardes, les cirques glaciaires et les abrupts rocheux.

**Tableau I : Zonation altitudinale et latitudinale du bioclimat et processus pédogénétiques dominants.**

Etage bioclimatique et végétation correspondante	Zone climatique et végétation correspondante à basse altitude	Processus pédogénétique dominant
MONTAGNARD Forêt mélangée feuillus et résineux	Zone tempérée Forêt mélangée	Brunification
SUBALPIN Lande à Ericacées	Zone boréale Taïga	Podzolisation
ALPIN Pelouse herbacée	Zone arctique Toundra	Cryptopodzolisation

Ces versants présentent un étagement altitudinal des sols correspondant à l'étagement bioclimatique (LEGROS, 1978) : rankers variés sous pelouse alpine, podzols et sols ocre podzolique sous les landes subalpines à ericacées, sols bruns ocreux à bruns acides sous pessière montagnarde (fig. 1).

On observe donc un développement maximal de la podzolisation à l'étage subalpin. Cependant, la variété des conditions stationnelles contribue fortement à étendre la gamme des sols à l'intérieur de chaque étage bioclimatique. Ainsi, les podzols couvrent moins de 20 % de la superficie de l'étage subalpin. D'autre part on peut observer des podzols dans des conditions particulières aux étages alpin et montagnard.

Stabilité du milieu	Milieu très stable				Milieu faiblement instable			Milieu très instable (érosion ou colluvionnement)
Position dans le paysage	Crêtes et pentes faibles rocheuses ou morainiques				Pentes des formations morainiques ou ébouleuses		Pentes fortes	Couloirs d'éboullis ou d'avalanches Cônes de déjection
Degré de fragmentation du matériau	fragmenté			peu fragmenté	fragmenté		très fragmenté	fragmenté
Exposition	indifférente		gel hivernal	indifférente	chaude (sud)	froide (nord)	froide (nord)	indifférente
Végétation	Lande	pelouse paturée	crête ventée	lande	lande à Genevrier	Lande à Rhododendron	Mégaphorbiaie	variable
Sols	Podzol humoferrugineux	Podzol brunifié	Podzol humifère		Sol ocre podzologique + humifère	Podzol humoferrugineux	Sol ocre Colluvial à Podzol ferrugineux	Sol ocre podzologique à brun acide

Tableau II : Relation sols-facteurs du milieu sur substrat fragmenté à l'étage subalpin.

L'analyse détaillée de la répartition des sols dans le paysage nous a permis de dégager, suivant une typologie proche de celle utilisée par CABIDOUCHE (1979) dans les Pyrénées, 3 grands facteurs du milieu, ainsi que différents degrés dans l'expression de ces facteurs, aisément observables sur le terrain, et dont les combinaisons permettent de rendre compte de la diversité des sols sur substrats fragmenté à l'étage subalpin (Tableau II).

Les facteurs sont la stabilité du milieu, le degré de fragmentation du matériau dans lequel se développe le sol et le couple exposition-végétation. Nous avons de plus indiqué la position des sols concernés dans le paysage.

— La stabilité du milieu est le facteur prépondérant :

En effet, en milieu stable, on observe des podzols quelle que soit l'exposition ou la végétation. Par contre, en milieu faiblement instable, ceux-ci ne subsistent qu'en exposition Nord sous des Landes à Rhododendron. On observe fréquemment dans ces situations, des superpositions de podzols (jusqu'à 3) dans des matériaux colluvionnés successivement. Les podzols disparaissent dans les milieux très instables.

— La morphologie des podzols varie en fonction de degré de fragmentation du matériau et du microclimat. Les podzols sont humifères sur les crêtes ventées et dans des matériaux peu fragmentés, ils sont ferrugineux dans des matériaux très fragmentés sous une végétation dense à larges feuilles, la *Mégaphorbiaie*.

Les facteurs fourniture hydrique et drainage n'ont pas été pris en compte à cet étage contrairement à ce qui a été observé dans cette même vallée à l'étage alpin ou dans les Pyrénées (CABIDOUCHE, 1979). En effet, l'extension des formations superficielles grossièrement et profondément fragmentées ainsi que l'instabilité du milieu réduisent ou masquent l'influence de ces facteurs dans les sols de cet étage.

La présence, uniquement dans certaines positions particulièrement stables, de podzols aux étages alpin et montagnard confirme l'importance de la stabilité du milieu. Celle-ci jouerait à la fois en allongeant la durée de la pédogenèse mais aussi en conservant des pédogenèses anciennes correspondant à des climats différents de l'actuel (NEUWINGER, 1967).

Cette dernière hypothèse a pu être vérifiée par la mise en évidence de podzols dont la partie supérieure est brunifiée, sur les crêtes des moraines tardiglaciaires situées en fond de vallée donc à une altitude où l'on n'observe que des sols de type brun ocreux.

En conséquence, il semble qu'on ne puisse assimiler, même dans le cas de sols alpins très jeunes, les sols placés dans les positions les plus stables à des sols en équilibre avec les conditions bioclimatiques actuelles du milieu.

## CARACTERES MORPHOANALYTIQUES GENERAUX DES PODZOLS SUBALPINS

**Profondeur** : La différenciation des horizons podzoliques dépasse rarement 80 cm de profondeur. Notons que ce caractère n'est pas en relation avec le gel profond du sol comme dans le cas des podzols boreaux.

**Porosité** : Les teneurs en éléments grossiers, généralement très élevées dans les horizons profonds, diminuent fortement dans les horizons de surface. Ceci est dû à la fragmentation pédologique et climatique mais aussi au lavage superficiel des éléments fins le long des pentes, qui est à l'origine lors de leur dépôt, d'accumulation de particules fines en surface. Le phénomène est particulièrement net à la périphérie des moraines où l'on observe fréquemment des accumulations de particules fines produites par l'abrasion glaciaire (« la farine glaciaire ») de plus d'un mètre d'épaisseur. C'est leur teneur en éléments grossiers bien plus que leur texture qui confère à ces sols des morphologies particulières.



**Evolution de la fraction minérale :** L'analyse granulométrique de ces sols indique des textures sablo-limoneuses en profondeur et limono-sableuses en surface (ROBERT *et al.*, 1980). L'importance de cette fraction limon, qui les différencie nettement des podzols de plaine ou de moyennes montagnes (Vosges, Massif-Central), peut être partiellement attribuée à la fragmentation de roches microcristallines par l'abrasion glaciaire.

Le taux d'argile est généralement inférieur à 10 %, mais peut augmenter localement en fonction du caractère de la roche mère. L'examen par diffraction de RX de la fraction argileuse montre qu'elle est constituée de quartz, feldspath et de minéraux phylliteux dont les proportions varient en fonction de la profondeur : on note, très clairement, la dominance dans les horizons éluviaux de vermiculites et d'interstratifiés mica-vermiculite et de minéraux à comportement intergrade parfois associés à des chlorites dans les horizons spodiques. Nous n'avons jamais mis en évidence de smectites de transformation contrairement à ce qu'avaient observé de nombreux auteurs (GJEMS, 1963 ; ESPIAU, 1979). Cette évolution n'est pas spécifique des podzols subalpins. Elle est identique dans une grande partie des rankers cryptopodzoliques de l'étage alpin et se retrouve sous une forme toutefois moins tranchée dans les sols bruns ocreux de l'étage montagnard (ROBERT *et al.*, 1980).

**Matière organique :** Les teneurs ainsi que le rapport C/N des différents types de podzols sont présentés sur le tableau III et la figure 2. Si l'allure des courbes en fonction de la profondeur est tout à fait caractéristique des podzols, par contre, on observe une forte variabilité des teneurs et des rapports C/N. Les podzols ferrugineux développés sous mégaphorbiaie se distinguent nettement par une teneur et un C/N bas en surface, symptomatique d'un cycle biologique actif (BARTOLI, 1966). Inversement, l'accumulation de matière organique est maximale sur les crêtes ventées en raison du pédoclimat très défavorable, sans cependant correspondre à des C/N très élevés. Ce rapport est maximal sous les landes à Rhododendron. On note cependant qu'il n'atteint jamais les valeurs mesurées dans des podzols de plaine, ce qui suggère que ces humus sont le siège d'une certaine activité biologique, éventuellement associée à un phénomène de blocage de l'azote (BOUDOT, 1982).

Tableau III : Evolution du rapport C/N en fonction de la profondeur dans trois podzols.

	Modal lande à Rhododendron	Humifère crête ventée	Ferrugineux matériau très fragmenté
Ao	27	22	13
A <sub>2</sub>	28	30	15
Bh	25	24	
Bs	26	30	21

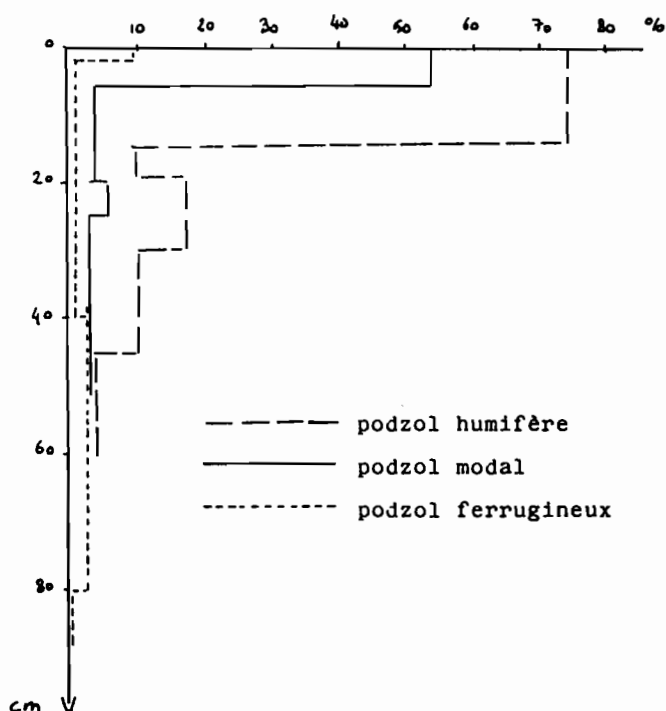


Figure 2 : Evolution des teneurs en matière organique en fonction de la profondeur dans 3 podzols.

*Organic matter ratio (p. cent total soil) in three podzols.*

Tableau IV : Principales structures des horizons de podzols en fonction du degré de fragmentation du matériau.

horizon	Degré de fragmentation (texture)	
	peu fragmenté (texture + grossière)	fragmenté (texture + fine)
A <sub>2</sub>	particulaire	lamellaire
Bh	microagrégée	
Bs	massive indurée	lamellaire à microagrégée
BC	"coiffée"	

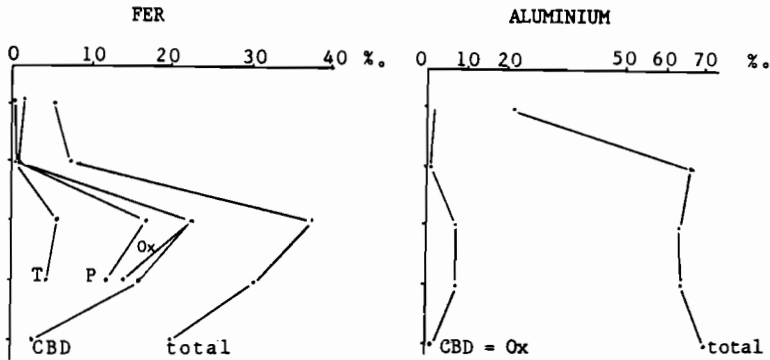
**Structures :** Le tableau IV présente les principales structures des horizons en fonction du degré de fragmentation du matériau.

On note que les structures sont généralement lamellaires et parallèles à la pente. Deux mécanismes non exclusifs peuvent être invoqués pour expliquer ce type de structures.

— L'action du gel (VAN VLIET LANOE, 1982) : s'agirait alors d'un gel ancien, le front de gel ne dépassant que très localement 10 cm de profondeur actuellement.

— L'effet d'une fourniture hydrique très forte et brutale à la fonte des neiges (FEDOROFF *et al.*, 1981).

**Redistribution du fer et de l'aluminium :** L'extraction par différents réactifs des formes du fer et de l'aluminium sur les différents horizons d'un podzol modal indique (fig. 3) :



**Figure 3 :** Teneurs pondérales (pour mille) de fer et d'aluminium extraits par différents types de réactifs :

T : tétraborate Na

P : pyrophosphate Na

Ox : méthode Tamm

CBD : méthode Mehra Jackson

*Fe and Al extracted by different reagents (p. mille total soil).*

*P : Na pyrophosphate ; Ox : Na oxalate (TAMM) ; CDB : citrate, bicarbonate, ditionite (MEHRA-JACKSON).*

- une augmentation considérable du fer amorphe complexé (extrait Tétraborate ou pyrophosphate) et de l'aluminium amorphe (extrait oxalate) en Bh et Bs
- des teneurs en Al identiques extraites par les réactifs de Tamm et Mehra-Jackson ce qui suggère une absence d'allophane
- un appauvrissement réel en fer total de l'horizon A<sub>2</sub> par rapport à l'horizon BC. A contrario, les teneurs en Al total de ces deux horizons sont très semblables : cette dissymétrie, qui est très générale dans tous les podzols étudiés, traduit une altération différentielle privilégiant le fer. Ce fait peut être mis en relation avec l'engorgement temporaire que subissent la majorité de ces sols lors de la fonte des neiges. Cependant, l'expression morphologique des phénomènes d'hydromorphie dans ces sols est rare et très fugace.

Les caractères morphoanalytiques de ces podzols sont donc proches de ceux des podzols boréaux avec cependant une forte variabilité stationnelle.

## FONCTIONNEMENT BIOGEOCHIMIQUE DE PODZOLS SUR MORAINES

Les podzols dont le fonctionnement biogéochimique a été étudié sont situés en haut d'une pente morainique, en exposition Nord-Ouest sous une lande dense à

Rhododendron et myrtille. Sur le haut de la pente et la crête de la moraine se trouvent essentiellement des podzols humoferrugineux à horizon spodique induré. La pente aval est occupée par un ensemble complexe de podzols humoferrugineux morphologiquement identiques à ceux situés en crête, et de podzols tronqués, colluvionnés ou superposés. Cette variabilité d'échelle métrique traduit bien l'instabilité des pentes morainiques par rapport aux crêtes. La pluviométrie moyenne annuelle mesurée à quelques centaines de mètres de cette station est de 1700 mm dont 1000 mm sous forme de neige.

Les résultats présentés ont été obtenus pendant une année à travers 3 techniques :

- **Lysimétrie** : récolte des solutions gravitaires par des lysimètres à plaque sans tension, enfoncés parallèlement à la surface dans les différents horizons des sols.
- **Respirométrie** : mesure du dégagement de CO<sub>2</sub> sur le sol en place dans une cloche de LUNDEGARDH (1927).
- **Minéraux test** : mesure des évolutions minéralogiques et chimiques de vermiculites à forte capacité d'échange (116 meq/100 g) saturées en baryum et introduites à différents niveaux dans les sols.

### Dynamique saisonnière et flux d'éléments en solution - Relations avec la distribution des sols

La figure 4 présente l'évolution saisonnière des volumes drainés, du pH et des concentrations en carbone et en éléments minéraux dans les eaux gravitaires des horizons A<sub>0</sub>, A<sub>2</sub>, B<sub>s</sub> d'un podzol de haut de pente.

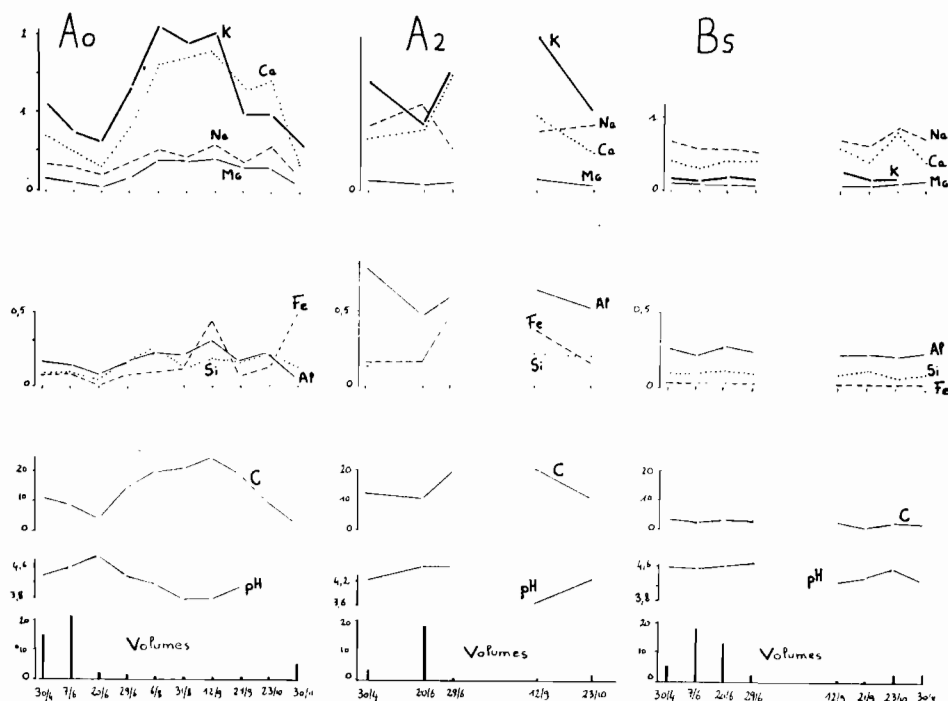


Figure 4 : Fluctuations saisonnières des volumes drainés, du pH et des concentrations (ppm) en éléments des eaux gravitaires d'un podzol

*Volume, pH, carbon and mineral elements (ppm) in drainage water from a podzol at different levels throughout the seasons.*

L'évolution des volumes drainés au cours du temps (en fonction des dates de prélèvement), représentée par les traits noirs verticaux à la base des figures traduit le régime hydrique de ces sols : la fourniture hydrique est, pour l'essentiel, hivernale (30/4, 7/6, 20/6). La faiblesse des volumes drainés l'été est en relation avec l'intensité de l'évapotranspiration à cette altitude ainsi qu'avec la très forte capacité de rétention en eau des humus bruts.

Les concentrations en éléments sont minimales lors de la fonte rapide des neiges et maximales en été. L'augmentation estivale marquée des concentrations en calcium et potassium dans l'horizon A<sub>0</sub> traduit l'intensité de la minéralisation estivale.

Les teneurs en carbone sont élevées (10 à 20 ppm) dans les solutions des A<sub>0</sub> et A<sub>2</sub> et inversement corrélées avec le pH. Les teneurs en fer et aluminium, faibles en A<sub>0</sub>, augmentent en A<sub>2</sub> pour décroître fortement en B<sub>s</sub> ainsi que les teneurs en carbone. Cette évolution est caractéristique de la podzolisation (BONNE, 1982).

	Ca	Mg	K	Na <sup>+</sup>	Al	Fe
Flux calculés à partir des données lysimétriques						
A <sub>1</sub>	223,6	43,6	562	202,5	172,3	109,4
A <sub>2</sub>	330	41,5	409	460,1	221,4	73,6
Flux restitué par la litière de rhododendron et myrtille	1170	290	414	3	75,5	33,5

Tableau V : Comparaison entre les flux drainés, calculés à partir des données lysimétriques d'un podzol de haut de pente morainique, et les flux restitués au sol par la litière (mg/m<sup>2</sup>/an).

Il nous a été possible de calculer, à partir des données lysimétriques de sols situés en haut de pente, les flux de matière drainés pendant une année sous les horizons éluviaux (Tableau V). On peut considérer ces flux comme des valeurs approchées de l'altération car ils sont définitivement perdus pour les horizons supérieurs de ces sols. En effet, l'absence de faune fouisseuse ainsi que l'enracinement très superficiel de la végétation permettent de négliger les remontées biologiques à partir de l'horizon B<sub>s</sub>. Le calcul du temps nécessaire pour fournir au rythme actuel une quantité d'aluminium égale à celle qui se trouve sous forme amorphe dans les horizons B<sub>h</sub> et B<sub>s</sub> de ces sols, et que l'on peut estimer entre 1 et 2 kg/m<sup>2</sup>, indique des valeurs de 5 000 à 10 000 ans, ce qui correspond avec l'âge, généralement attribué à ces moraines. Notons que ces flux ont été calculés pour une fourniture hydrique hivernale de 300 mm.

Cette valeur, très faible par rapport à la moyenne (~ 1 000 mm) résulte de la redistribution de la neige par le vent au voisinage de la crête. Le drainage hivernal est encore bien inférieur sur les crêtes ventées en raison du gel du sol fréquemment observé pendant cette période dans ces positions. Dans ce cas, il faut faire intervenir pour expliquer la différenciation des podzols, soit une variabilité climatique telle que certaines années ces sols ne gèlent pas et subissent un enneigement notable, soit des fluctuations climatiques anciennes.

A l'inverse, les pentes aval reçoivent un enneigement climatique ou même cumulatif. La présence de podzols superposés dans ces positions traduit l'intensité de la pédogenèse qui s'y manifeste.

La comparaison entre les flux d'aluminium et de fer drainés dans les eaux gravitaires des podzols de haut de pente et ceux restitués à la surface du sol par la litière de rhododendron et myrtille (Tableau V) met en évidence l'importance du cycle biologique de ces éléments (JUSTE, 1966 ; DRISCOLL, 1985). En effet, les litières restituent annuellement des quantités égales approximativement au tiers de l'aluminium et du fer drainé à la base des horizons éluviaux ; les données concernant le calcium et le magnésium suggèrent par ailleurs l'existence d'un puissant cycle interne à horizon humifère de ces éléments.

La présence de sols de type pédologique identique et de morphologie très proche sur les crêtes et les pentes amont et aval de moraine, c'est-à-dire dans des conditions bioclimatiques très dissemblables, peut donc être interprétée comme résultant d'une compensation de facteurs. Les sols de crête, dont la fourniture hydrique réelle est très faible, sont les plus anciens et subissent des remontées biologiques négligeables à partir de l'horizon Bs. Inversement, les podzols, situés sur la pente, s'ils subissent une fourniture hydrique considérable à travers un enneigement climatique ou cumulé et une circulation latérale des solutions, sont fréquemment remaniés.

### Dynamique saisonnière de l'activité biologique et du fonctionnement géochimique

L'évolution saisonnière du dégagement de gaz carbonique à la surface du sol met en évidence l'intensité relative de la minéralisation estivale par rapport à l'hivernale (figure 5). On note que le dégagement maximal mesuré ne correspond pas à la période la plus chaude mais à une période moins chaude mais plus humide ce qui suggère un effet défavorable de la sécheresse sur la minéralisation.

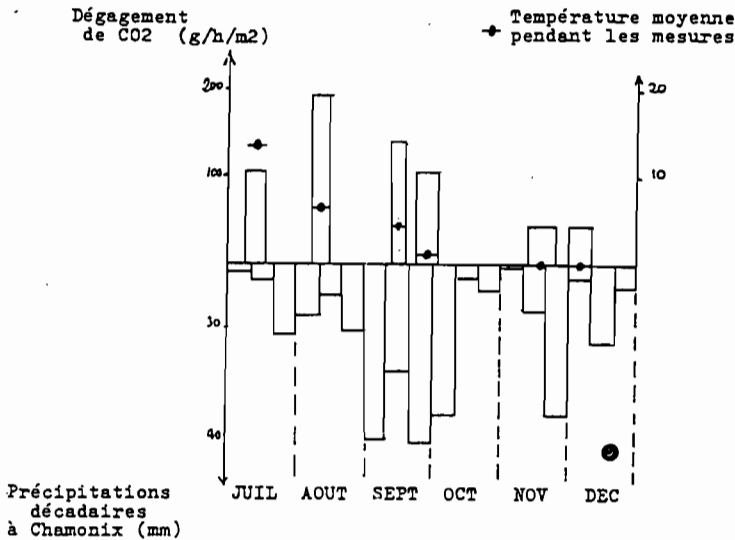


Figure 5 : Dégagement de CO<sub>2</sub> mesuré à certaines périodes de l'année à la surface du sol.

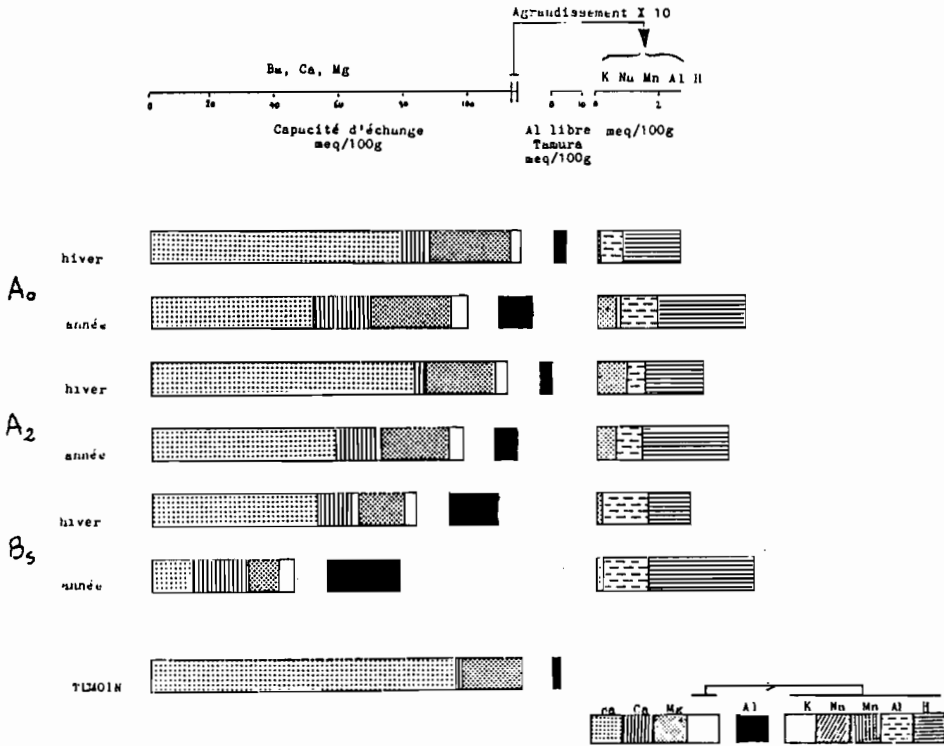
CO<sub>2</sub> released by the soil at different seasons, in relation with soil temperature and precipitations.

Cette dynamique saisonnière, très contrastée de l'activité biologique a des conséquences sur le plan géochimique : c'est ce que nous avons pu montrer en utilisant la technique des minéraux test (ROBERT et al., 1979, RANGER et ROBERT, 1985).

Deux sachets de vermiculite saturée baryum ont été implantés dans chacun des horizons A<sub>0</sub>, A<sub>2</sub>, et B<sub>s</sub> d'un sol de pente en octobre 1983. Un sachet sur deux a été relevé en juillet 1984 après la fonte des neiges, et le restant en octobre 1984.

Les caractères principaux de l'évolution sont les suivants (fig. 6) :

A l'issue de la période hivernale, les minéraux implantés dans les horizons A<sub>0</sub> et A<sub>2</sub> montrent une stabilité de leur capacité d'échange et de l'aluminium libre, extrait par le réactif de Tamura, par rapport au témoin, ce que l'on peut interpréter comme résultant d'un milieu complexant.



**Figure 6 : Evolution de la CEC, de l'aluminium libre, et des cations échangeables en fonction de la durée de séjour des vermiculites dans les horizons du sol. Changes in the CEC, exchangeable cations and « free » aluminium for vermiculites after six month or one year in contact within the soil.**

Par contre, l'évolution annuelle (9 mois d'hiver + 3 mois d'été) se traduit pour ces horizons par une réduction notable de la CEC liée à une fixation d'aluminium « libre ». Il semble donc que, contrairement à l'évolution hivernale, ces horizons se comportent durant la période estivale comme des milieux peu ou moins complexants.

Inversement, les minéraux implantés en B<sub>s</sub> présentent quelle que soit la saison une évolution caractéristique d'un milieu non complexant : forte réduction de la capacité d'échange associée à une fixation intense d'aluminium libre.

L'étude de ces minéraux par diffraction de rayons X (fig. 7) confirme parfaitement cette évolution (DAMBRINE, 1985).

Les fonctionnements biologiques mais aussi géochimiques de ces sols apparaissent donc particulièrement contrastés en fonction de la saison : pendant l'hiver, les horizons supérieurs du podzol constituent des milieux ouverts, complexants et biologiquement peu actifs. Inversement, durant l'été, ces horizons constituent des milieux biologiquement actifs, plus confinés et faiblement complexants.

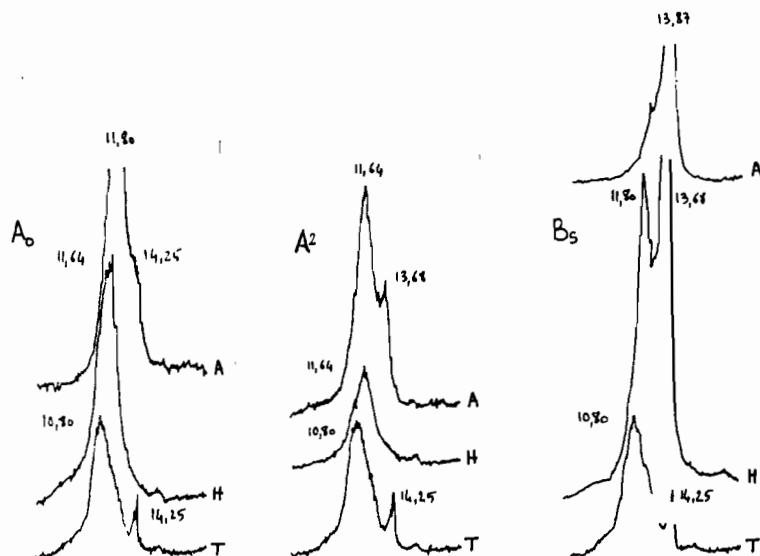


Figure 7 : Evolution minéralogique (après traitement KCl) des vermiculites introduites dans les différents horizons d'un podzol en fonction de leur durée de séjour dans le sol.

(T : témoin ; H : hiver ; A : année)

Mineralogical changes for vermiculites after six month or one year in contact within the soil. (T : untreated ; H : winter ; A : year).

## CONCLUSION

Les principaux caractères des podzols présentés sont les suivants :

- Ce sont des sols jeunes : la durée de la pédogenèse est de quelques milliers d'années, au maximum 10 000 ans. Cependant, leur morphologie peut résulter d'une histoire climatique relativement complexe.
- Ce sont des sols peu appauvris sur le plan chimique et minéralogique et relativement riches en éléments fins.
- Leur morphologie est proche de celle des podzols boreaux avec cependant une forte variabilité stationnelle.
- Si leur répartition générale obéit à une logique climatique, comme le confirme l'extension des podzols aux étapes subalpines et alpines des hautes montagnes tropicales (LORPHELIN, 1985), c'est le degré de stabilité du milieu qui détermine localement la différenciation morphologique de ces sols.
- Leur fonctionnement biogéochimique saisonnier est très contrasté ; l'activité complexante du milieu est maximale pendant l'hiver, c'est-à-dire la majeure partie de l'année, lorsque le sol est biologiquement peu actif et soumis à un fort drainage. A l'inverse, le milieu est peu complexant durant l'été, ce que l'on peut mettre en relation avec une forte intensification de l'activité biologique et un certain confinement du milieu.



**RESUME**

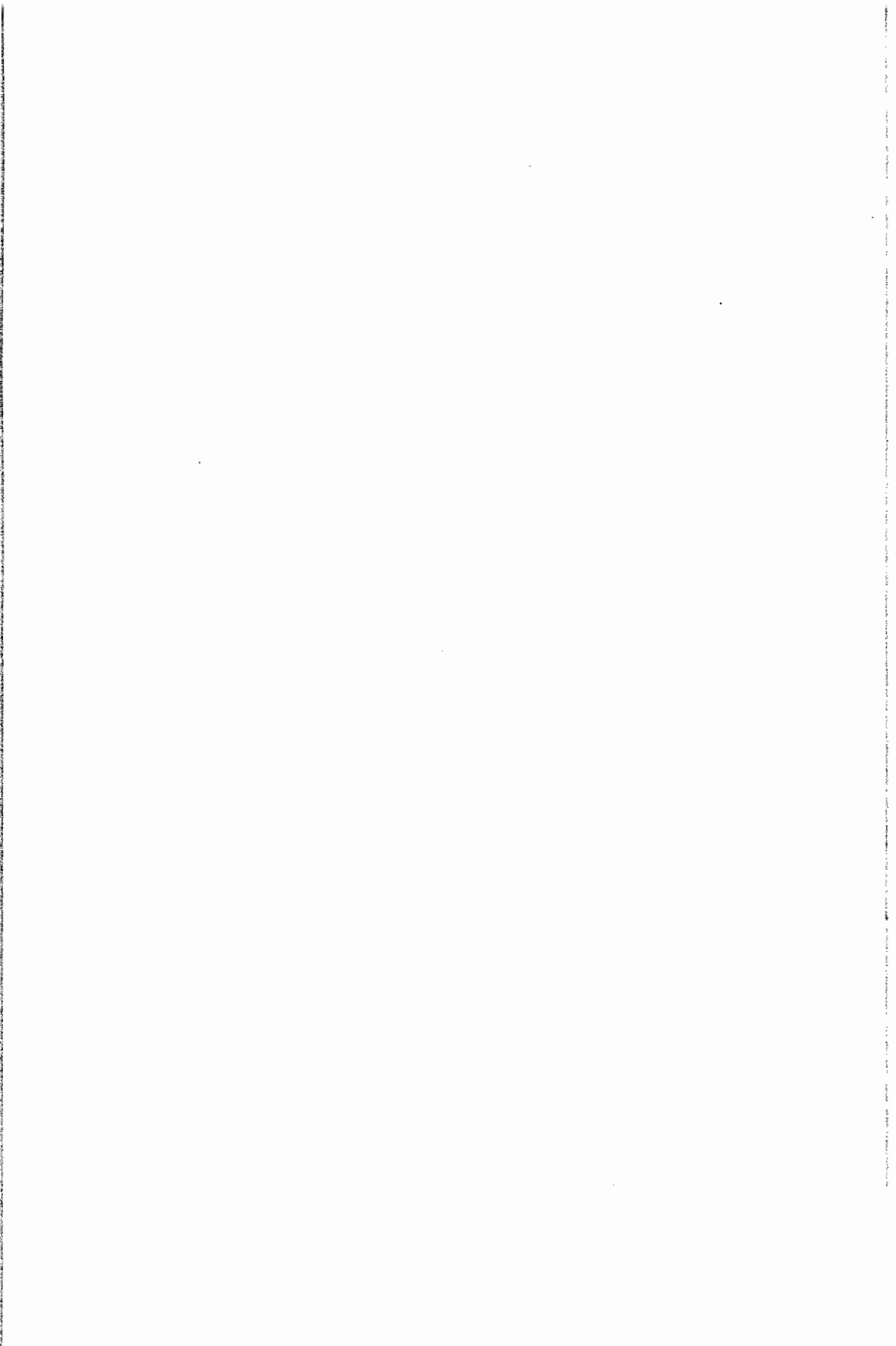
*L'étude de la répartition, des caractères morphoanalytiques et du fonctionnement biogéochimique des podzols subalpins du massif du Mont-Blanc (Alpes du Nord françaises) permet de préciser les principaux caractères des podzols de haute montagne cristalline sous climat tempéré.*

- *ce sont des sols jeunes (quelques milliers d'années). Les horizons A<sub>2</sub> sont peu appauvris sur les plans chimiques et minéralogiques, et relativement riches en éléments fins.*
- *Leur morphologie est proche de celle des podzols boréaux avec cependant une forte variabilité stationnelle en fonction des caractères du milieu (degré de fragmentation du matériau parental, microclimat).*
- *Leur distribution à l'étage subalpin est déterminé en premier lieu par le degré de stabilité du milieu : les positions stables sont occupées par des podzols, quel que soit le microclimat. En position faiblement instable, ils ne subsistent plus qu'en exposition Nord. Ils disparaissent dans les milieux très instables.*
- *Leur fonctionnement biogéochimique saisonnier est très contrasté : l'activité complexante des horizons supérieurs est maximale pendant l'hiver, lorsque le sol est biologiquement peu actif et soumis à un fort drainage. A l'inverse, le milieu est peu complexant durant l'été, ce que l'on peut mettre en relation avec une forte activité biologique et un certain confinement du milieu.*

**BIBLIOGRAPHIE**

- BARTOLI C., 1966. — *Etudes écologiques sur les associations forestières de la Haute-Maurienne*, 320 p. + cartes. Faculté des Sciences de Montpellier.
- BONNE M., ANDREUX F., VEDY J.-C., SOUCHIER B., 1982. — *Etude hydrochimique saisonnière dans trois sols acides : composition des eaux gravitaires et des solutions extraites à pF 4,4. Science du Sol*, n° 4, pp. 275-292.
- BOUDOT J.P., 1982. — *Relation entre altération minérale et le cycle de l'azote sur le matériel chloriteux du massif schisto-grauwacheux vosgien*. Thèse Université de Nancy I, 168 p.
- CABIDOCHÉ Y.M., 1979. — *Contribution à l'étude des sols de haute montagne*. Thèse de spécialité, Université de Montpellier, 152 p.
- DAMBRINE E., 1985. — *Contribution à l'étude de la répartition et du fonctionnement biogéochimique des sols de haute montagne, massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc*. Thèse spécialité Université Paris VII, 265 p.
- DUCHAUFFOUR Ph., 1977. — *Pédogenèse et classification*, Masson Ed.
- DRISCOLL C.T., VAN BREEMEN N., MULDER J., 1985. — *Aluminium chemistry in a forested spodosol. Soil Sci. Soc. Am. Proc.* n° 2, pp. 437-442.
- ESPIAU P., 1979. — *Etude d'une série de sols de l'étage montagnard de Corse. Contribution de la minéralogie des argiles et de l'acidité d'échange à l'interprétation de la pédogenèse. Science du Sol*, n° 3, pp. 167-183.
- FEDOROFF N., DE KIMPE C.R., PAGE F., BOURBEAU G., 1981. — *Essai d'interprétation des transferts sous forme figurée dans les podzols du Québec méridional à partir de l'étude micromorphologique des profils. Géoderma*, 26, pp. 25-45.
- GJEMS O., 1963. — *A swelling dioctahedral clay mineral of vermiculite-smectite type in the weathering horizons of podzols. Clay Min. Bull.* 5, pp. 183-193.
- JUSTE C., 1966. — *Contribution à l'étude de la dynamique de l'aluminium dans les sols acides du Sud-Ouest atlantique. Application à leur mise en valeur. Annales agronomiques*, 17 (3), pp. 251-341.
- LEGROS J.-P., CABIDOCHÉ Y.M., 1977. — *Les types de sols et leur répartition dans les Alpes et les Pyrénées cristallines*. Doc. de carte écologique, Vol. XIX, pp. 1-19.
- LORPHELIN L., 1985. — *Etude d'une séquence altitudinale de sols le long d'un versant type de l'Himalaya Népalais*. Thèse de spécialité Université de Poitiers, 127 p.

- LUNDEGARDH H., 1927. — Carbon dioxide evolution of soil and crop growth. *Soil Sci.*, p. 417-453.
- NEUWINGER I., 1967. — Böden der subalpinen stufe in den Tirolen. *Alpen Mitt. Ostalp din Ges. F. Vergetkde* II, 135-150.
- RANGER J., ROBERT M., 1985. — Caractérisation du fonctionnement physico-chimique des sols forestiers par une approche expérimentale utilisant l'évolution des minéraux primaires. *Agronomie* 5 (2), pp. 157-168.
- RICHARD L., 1975. — *Etude écologique des massifs des Aiguilles Rouges, du Haut Giffre et des Aravis (Haute Savoie). Le milieu et la végétation.* Ann. du Centre Universitaire de Savoie, tome spécial 1-100.
- ROBERT M., RAZZAGHE-KARIMI M.H., VICENTE M.A., VENEAU G., 1979. — Rôle du facteur biochimique dans l'altération des minéraux silicatés. *Science du Sol*, 2, 3, pp. 153-174.
- ROBERT M., CABIDOUCHE Y.M., BERRIER J., 1980. — Pédologie et minéralogie des sols de haute montagne cristalline. *Science du Sol*, 4, pp. 313-336.
- VAN VLIET-LANOE B., 1982. — *Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation : leurs conséquences.* Compte rendu de la Quatrième Conférence Canadienne sur le Pergelisol. Calgary Alberta, pp. 116-122.



---

# ORGANISATION, MINÉRALOGIE ET DYNAMIQUE DE L'ALUMINIUM DANS LES SOLS ACIDES ET PODZOLIQUES EN CLIMAT TEMPÉRÉ ET OcéANIQUE

(Exemples du Massif Armoricaïn, France)

P. AUROUSSEAU <sup>(1)</sup>, G. BOURRIE <sup>(1)</sup> et P. CURMI <sup>(1)</sup>

---

## ABSTRACT

### ORGANIZATION, MINERALOGY AND ALUMINIUM DYNAMICS IN ACID AND PODZOLIC SOILS IN THE ARMORICAN MASSIF

*Morphological, micromorphological and mineralogical study of well drained acid and podzolic soils in the Armorican Massif allow the different horizons to be subdivided into two groups : upper horizons with a massive structure, that are aluminium depleted and where swelling vermiculites are found, lower horizons with a microgranular structure, that are aluminium enriched and where hydroxy aluminous vermiculites are found. The limit between those two groups is inside the B<sub>h</sub> horizon. Soil chemical analysis and microprobe analyses of clay minerals show Al to be dominant in the interlayers and the composition of hydroxy aluminous vermiculites to be close to an Al beidellite. Geochemical study of minerals-water equilibria was performed on free waters gathered in the second group of horizons. Polymeric forms of Aluminium must be accounted for, especially at pH higher than 5. Waters appear clearly undersaturated with respect to allophane and oversaturated with respect to kaolinite. But they are close to equilibrium with Al-beidellite, imogolite and gibbsite, by order of decreasing proximity. Al-beidellite and kaolinite are then most likely to maintain or to form in these environments, which is in agreement with natural data. In acid brown soils where waters are less acidic, imogolite saturation is often exceeded and eventually gibbsite saturation reached, that seems an efficient barrier.*

## INTRODUCTION

Le Massif Armoricaïn est constitué essentiellement par un ensemble de schistes, grès, quartzites, granites et limons. Les sols qui en résultent sont, en conditions naturelles, un ensemble de sols acides dont le pH est compris entre 4,5 et 5,0. Les sols podzoliques constituent une part relativement importante de ces sols acides.

Dans l'Est du Massif Armoricaïn où les conditions pluviométriques sont les moins humides (précipitations moyennes annuelles de l'ordre de 700-800 mm) la plupart des sols podzoliques sont bien drainés, par contre, plus à l'ouest les précipitations moyennes annuelles dépassent 1000 mm et peuvent atteindre localement 1500 mm ; dans ces conditions, la proportion des sols podzoliques mal drainés augmente dans les séquences et les paysages.

L'ensemble de ces sols acides et podzoliques a fait l'objet d'études morphologiques, minéralogiques et géochimiques dont nous présentons ici quelques résultats, en nous limitant aux formes bien drainées de ces différents types de sols.

---

(1) Laboratoire de Science du Sol, 65, rue de Saint-Brieuc, 35042 Rennes Cédex.

## ORGANISATION DES SOLS ACIDES ET PODZOLIQUES

Dans les sols podzoliques bien drainés, on rencontre sous une litière assez épaisse (de 5 à 15 cm) de type dysmoder ou mor et sous un horizon A<sub>1</sub> très mince (environ 2 cm) un ensemble d'horizons que nous notons EP, BH<sub>1</sub>, BH<sub>2</sub>, BS, ALE.

### Caractères morphologiques, micromorphologiques et analytiques des horizons

Nous présenterons les caractères modaux des horizons EP, BH<sub>1</sub>, BH<sub>2</sub>, BS, ALE et nous donnerons quelques informations sur la variabilité observée pour chacun de ces horizons.

#### Horizon EP

Couleur 10 YR ou 7,5 YR 5/2 ou 6/2 ; parfois présence de taches de matière organique 7,5 YR 4/2 sous forme de raies en traînées horizontales ou sous forme d'enduits à la face supérieure ou inférieure des éléments grossiers. Texture limon moyen sableux. Structure massive à éclats anguleux. Éléments grossiers.

En microscopie, l'horizon EP apparaît comme un assemblage massif de grains de quartz limoneux et sableux. On distingue quelques composants organiques noirs de la taille des limons et un plasma noirâtre sans doute organique, peu dense. Ce plasma constitue parfois des raies plus denses (photo 1) ou des coiffes à la partie supérieure des éléments grossiers du squelette (photo 2).

Sur le plan physico-chimique, on peut remarquer les pH très acides (compris entre 3,4 et 4,5), les taux de saturation très faibles (de l'ordre de 5 %), les taux d'aluminium échangeables relativement faibles par rapport aux autres horizons des sols podzoliques armoricains (de l'ordre de 0,5 à 3,0 meq/100 g). Ce type d'horizon correspond à un A<sub>2</sub> de podzol dans la CPCS (1967) et la Soil Taxonomy (1975).

#### Horizon BH1

Couleur 10 YR 3/2. Structure massive à éclats anguleux. Texture à limons dominants.

En microscopie, cet horizon a une organisation semblable à celle de l'horizon EP. Mais le plasma organique noirâtre est plus dense et les coiffes à la partie supérieure des grains de squelette grossiers sont plus épaisses. A la base de l'horizon, on peut observer, dans de petites cavités, de minces revêtements organiques noirâtres (photo 3). A moyen et fort grossissement, le plasma organique qui constitue ces revêtements apparaît associé à un plasma argileux orange-rougeâtre mal orienté.

Au plan analytique, les pH et le taux de saturation du complexe adsorbant sont comparables à ceux des horizons EP ; le taux d'aluminium échangeable peut atteindre 4 à 5 meq/100 g. Le taux de matière organique est de l'ordre de 5 à 6 %.

#### Horizon BH2

Couleur 5 YR 3/3. Structure microgrumeleuse nette à sur-structure polyédrique subanguleuse.

En microscopie, cet horizon est constitué de microagrégats arrondis de 50 μm de diamètre et de couleur brune (photo 4). Cette couleur est due à un plasma organique assez dense. Les agrégats sont le plus souvent librement entassés, localement, ils sont entassés avec un arrangement plus serré et tendent à constituer une surstructure polyédrique subanguleuse de taille millimétrique.

Sur le plan analytique, les horizons BH<sub>2</sub> se distinguent des précédents par un taux d'aluminium échangeable élevé (parfois supérieur à 6 meq/100 g), par un pH tamponné par l'aluminium (compris entre 4,5 et 4,9). Par ailleurs ils ont des taux encore assez élevés de matière organique (de 5 à 6 %).

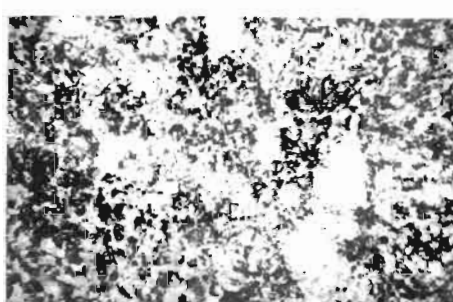
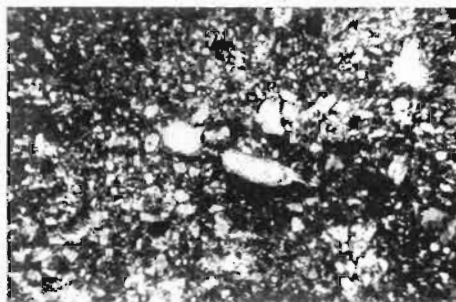
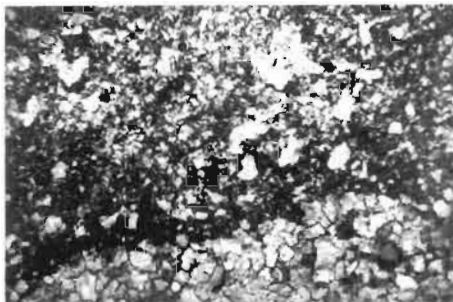
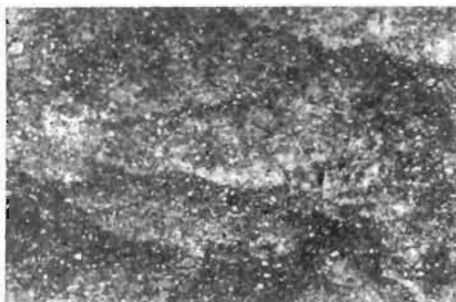
## Horizon BS

Couleur 7,5 YR ou 10 YR 5 ou 6/7 ou 8. Structure microgrumeleuse à surstructure polyédrique subanguleuse de 1 à 3 cm. L'horizon est très poreux et de densité très faible.

En microscopie, l'horizon BS apparaît constitué de microagrégats arrondis de 30 à 50  $\mu\text{m}$  et assez colorés en ocre. Ces microagrégats peuvent parfois atteindre 100  $\mu\text{m}$  de diamètre. Ces agrégats constituent deux assemblages principaux :

— un premier assemblage où les agrégats sont librement entassés et assurent à l'horizon une forte porosité et une très faible densité ;

— un deuxième assemblage où les agrégats sont moins librement entassés : ils deviennent jointifs et constituent alors des polyèdres subanguleux millimétriques où l'on peut distinguer des vides d'entassement polyconcaves.



**Photo 1 :** Raies de plasma organique dans l'horizon EP.  
*Beds of organic plasma in EP horizon.*  
(photo 6 mm  $\times$  9 mm)

**Photo 2 :** Coiffe de plasma organique à la partie supérieure d'un gravier quartzitique dans l'horizon EP.  
*Cap of organic plasma at the top of a quartzitic gravel in EP horizon.*  
(photo 0,64 mm  $\times$  0,96 mm)

**Photo 3 :** Revêtement de plasma organique dans des pores de l'horizon BH1.  
*Coatings of organic plasma in pores of BH1 horizon.*  
(photo 0,64 mm  $\times$  0,96 mm)

**Photo 4 :** Structure microgrumeleuse de l'horizon BH2.  
*Microgranular structure in BH2 horizon.*  
(photo 1,85 mm  $\times$  2,80 mm)

**Photo 5 :** Transition entre l'horizon BH1 à structure massive (en haut) et l'horizon BH2 à structure microgrumeleuse (en bas).  
*Transition between BH1 horizon with massive structure (on top) and BH2 horizon with microgranular structure at the bottom).*  
(photo 1,85 mm  $\times$  2,80 mm)

Sur le plan analytique, les horizons BS ont des pH tamponnés par l'aluminium (compris entre 4,5 et 4,9), des pH dans le fluorure de sodium très élevés (supérieurs à 11), des taux de matière organique de 1 à 2 %, des taux de saturation du complexe adsorbant très faibles (moins de 5 %) et des taux d'aluminium échangeable variables compris entre 2 et 6 meq/100 g.

### Horizon ALE

Couleur 7,5 ou 10 YR 4, 5, 6/4, 6. Structure microgrumeleuse à surstructure polyédrique subanguleuse.

En microscopie, les horizons ALE sont très semblables aux horizons BS, les microagrégats qui les constituent sont le plus souvent légèrement plus gros (de 50 à 100  $\mu\text{m}$ ) et moins colorés : ils apparaissent en brun clair ou jaunâtre à des épaisseur standard de la lame mince de 30  $\mu\text{m}$ .

Sur le plan analytique, les horizons ALE sont très semblables aux horizons BS, ils sont moins riches en composés amorphes détectables par un pH élevé dans le fluorure de sodium.

Selon les types de sols, cet horizon serait dans une notation classique appelé BS/C, (B) ou B, ou A<sub>2</sub> en fonction de l'interprétation donnée au sol et de la position de l'horizon dans le profil.

### Relations verticales et latérales entre les horizons

Les couvertures pédologiques qui présentent les horizons que nous venons de décrire sont très fortement structurées. Si l'on regroupe les horizons BH<sub>1</sub> et BH<sub>2</sub> sous la notation BH, on peut établir un tableau des relations verticales entre horizons (Tableau I). Ce tableau présente d'une façon très synthétique les différents arrangements verticaux des horizons présentés. Ces arrangements verticaux sont au nombre de six. Quatre se trouvent présentés dans la séquence de la figure 1. Les deux derniers sont du type A/EP/BH/ALE et A/BH/ALE.

**Tableau I : Superpositions observées des horizons de podzols pris deux à deux (I/II).**  
*Occurrence of superpositions of podzolic horizons (I/II).*

I \ II	EP	BH	BS	ALE
EP		●		
BH			●	●
BS				●
ALE				

Par ailleurs, dans les paysages, ces horizons constituent des suites de sols ordonnées soit en fonction de la topographie (toposéquences) (fig. 1), soit en fonction de l'altitude (séquence altitudinales). Ceci a été décrit dans le Massif Central par LEGROS (1975), AUROUSSEAU (1976) et dans les Vosges par BONNEAU et al. (1978). La toposéquence de la figure 1 montre de l'aval à l'amont une succession latérale de sols qui s'apparente à une succession du type : podzol, sol ocre podzolique, sol brun ocreux, sol brun acide.

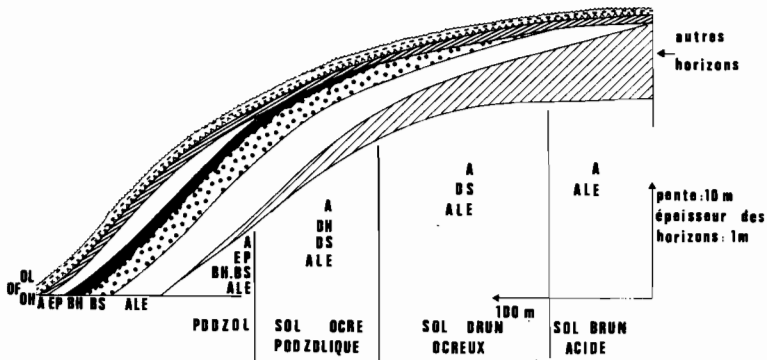


Figure 1 : Toposéquence de sols podzoliques sur grès armoricain.  
Podzolic soil catena on « Gres Armoricain » formation.

## Analyse des interfaces entre horizons et assemblages

Les cinq horizons présentés (EP, BH1, BH2, BS, ALE) se regroupent sur le plan de la structure en deux familles : les horizons à assemblage massif plus ou moins imprégnés par un plasma organique noirâtre (EP ou BH1) et les horizons microagrégés (BH2, BS et ALE).

En fait, dans un podzol bien développé présentant les cinq types d'horizons, on peut décrire d'une façon continue les variations d'organisation. En allant de haut en bas :

— Dans l'horizon EP, un plasma organique noirâtre peu dense emballe un squelette quartzueux de la taille des limons et des sables fins. On observe des accumulations de ce plasma sous forme de coiffes peu épaisses (100-200  $\mu\text{m}$ ),

— Dans l'horizon BH1, le plasma organique devient plus abondant, plus dense et plus opaque. Les coiffes deviennent plus épaisses et il peut apparaître des raies de 500  $\mu\text{m}$  d'épaisseur constituées par le squelette empâté par un plasma noirâtre assez dense. On peut observer sporadiquement des revêtements de 50 à 100  $\mu\text{m}$  d'épaisseur sur les bords de petites cavités de 500  $\mu\text{m}$  à 1 mm d'épaisseur. Ces revêtements sont essentiellement organiques, noirâtres : en lumière polarisée, ils apparaissent de couleur rougeâtre foncé, parfois on peut distinguer des argiles rougeâtres mal orientées associées au plasma organique.

La transition entre l'horizon BH1 et l'horizon BH2 s'effectue très rapidement sur moins de 100  $\mu\text{m}$  (photo 5). Elle consiste le plus souvent en l'apparition à la base du BH1 de fines fissures de retrait dans le plasma organique, qui différencient imparfaitement des micropolyèdres de quelques dizaines de microns, passant ensuite aux microagrégats de l'horizon BH2.

Les horizons suivants (BH2, BS, ALE) sont tous microagrégés, mais la taille des microagrégats et la nature des ciments varient ; ces variations sont progressives : dans l'horizon BH2, les microagrégats de 50  $\mu\text{m}$  en moyenne sont brun foncé très fortement organiques. Dans l'horizon BS, les microagrégats sont fortement colorés en ocre vif par un plasma principalement argileux et peu dense. Dans l'horizon ALE, les microagrégats, un peu plus gros (de 50 à 100  $\mu\text{m}$ ) sont faiblement colorés en brun par un plasma argileux peu dense.

## MINÉRALOGIE

Sur le plan de l'organisation, la transition fondamentale est celle entre les horizons massifs (EP, BH1) et les horizons microagrégés (BH2, BS, ALE) ; en fait, cette limite est aussi la limite principale sur le plan minéralogique. Elle sépare les horizons désa-



luminisés (EP, BH1) où l'on observe des vermiculites à comportement gonflant, des horizons aluminisés (BH2, BS, ALE) où l'on détermine des vermiculites hydroxy-alumineuses. Les autres constituants de la fraction argile ne sont pas discriminants. Il s'agit dans tous les cas d'un mélange d'argiles micacées, de kaolinite et de quartz.

## Les vermiculites à comportement gonflant

Les vermiculites à comportement gonflant sont déterminées à l'aide d'un traitement à l'éthylène glycol.

Ce traitement sur des échantillons saturés par le magnésium entraîne un déplacement du pic à 14 Å des vermiculites vers 16-17 Å, et l'échange du magnésium par le potassium entraîne une fermeture complète à 10 Å (fig. 2).

Ce comportement gonflant des minéraux à 14 Å a été mis en évidence dans les horizons A2 ou E de podzols par GJEMS (1963). Ces minéraux ont été appelés vermi-

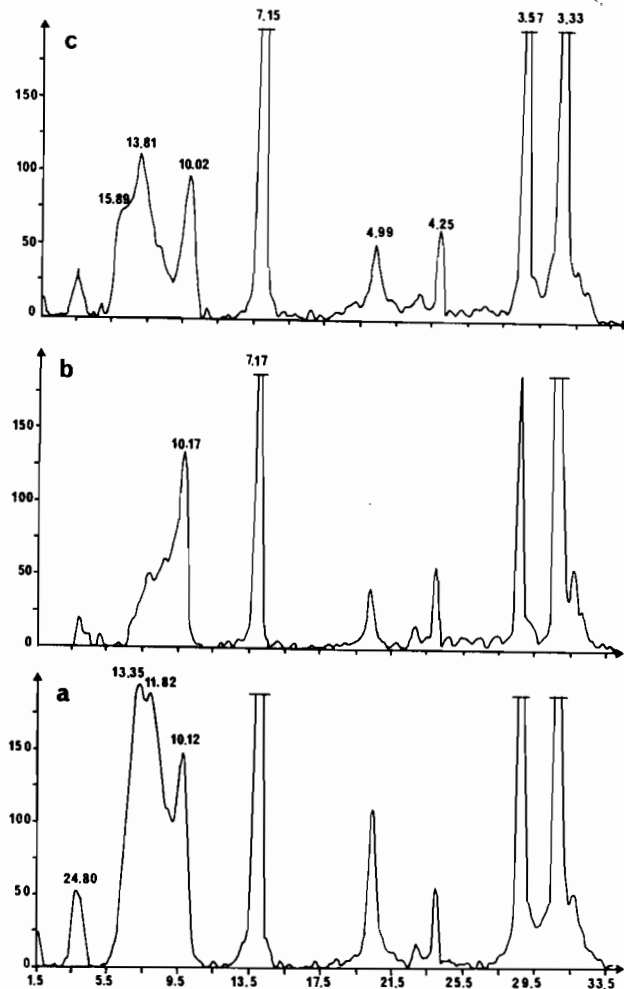


Figure 2 : Diagrammes de diffraction d'un échantillon d'argile d'horizon EP de podzol : a - échantillon saturé par Mg ; b - échantillon saturé par K ; c - échantillon saturé par Mg après traitement à l'éthylène glycol.

X-ray diffraction patterns of clay minerals in EP podzolic horizon. a. Mg-saturated ; b. K-saturated ; c. Mg-saturated after ethylene-glycol pretreatment.

culites gonflantes ou montmorillonites de dégradation par DUCHAUFOR [1972] et ROBERT (1975). Ce comportement gonflant peut être interprété comme le résultat d'une diminution du taux de substitution tétraédrique induite par la désaluminisation des tétraèdres.

Ce type de minéral est rencontré dans les horizons EP et BH1 qui sont le siège de processus de désaluminisation.

### Les vermiculites hydroxy-alumineuses

La mise en évidence de minéraux à caractère intergrade dans les sols acides est déjà ancienne. Ces minéraux ont un comportement intermédiaire entre celui des

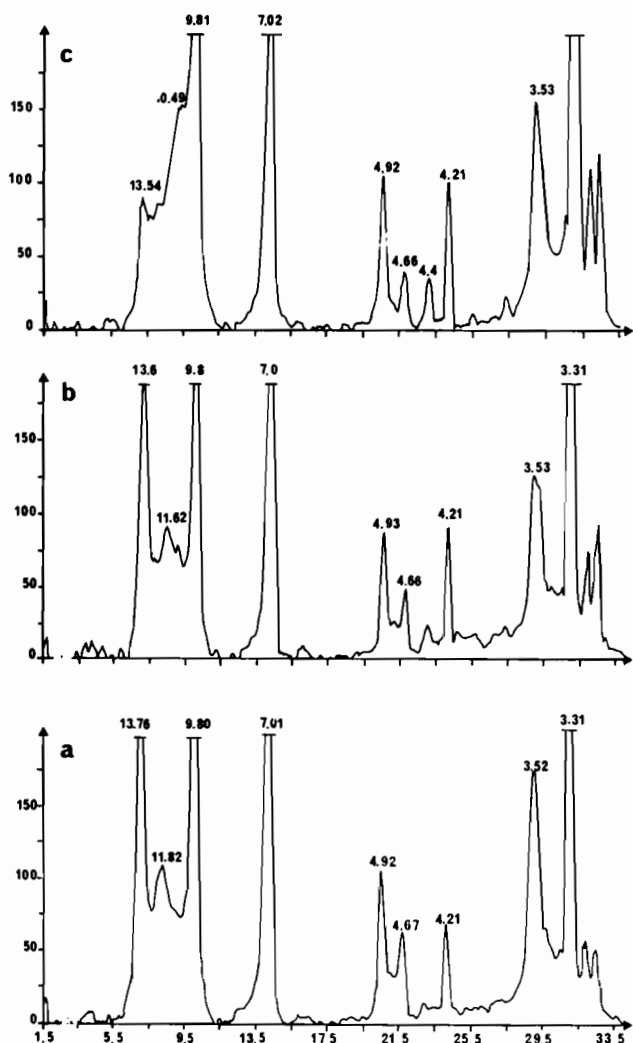


Figure 3 : Diagrammes de diffraction d'un échantillon d'argile d'horizon BS/ALE de podzol : a - échantillon saturé par Mg ; b - échantillon saturé par K ; c - échantillon saturé par K après chauffage à 350° C.

X-ray diffraction patterns of clay minerals in BS/ALE podzolic horizon. a. Mg-saturated ; b. K-saturated ; c. K-saturated after 350°C heated pre-treatment.

vermiculites *sensu stricto* et des chlorites s.s. (SEDDOH et al., 1969 ; ROBERT, 1970). Ces distinctions sont fondées sur les différences entre les diagrammes de diffraction des rayons X sur les argiles orientées saturées par le magnésium, par le potassium brut et après traitement par chauffage (fig. 3).

Ce comportement intergrade a été interprété comme le résultat de la constitution d'une couche d'ions aluminium partiellement hydroxylés dans les espaces interfoliaires de minéraux de transformation de type vermiculite (BARSHAD, 1948 ; JACKSON et al., 1952 ; JACKSON, 1963 ; ROBERT, 1968 ; VICENTE et al., 1977). Ce type de minéral est apparu comme le témoin d'une évolution pédologique en milieux suffisamment acides pour que l'aluminium soit mobile.

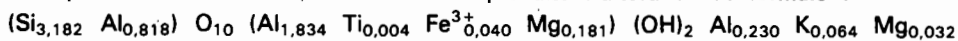
En fait, l'étude aux rayons X ne permet pas d'assurer que l'aluminium est l'élément constitutif des « cales » à l'origine du comportement intergrade (DE CONINCK et al., 1983).

La constitution chimique des cales responsables de ce comportement intergrade a été abordée par trois types d'approches :

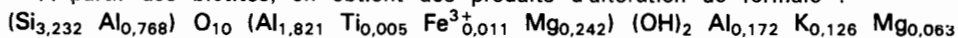
**Approche physico-chimique** : En combinant des traitements chimiques à l'oxalate d'ammonium et au citrate de sodium et des contrôles par diffraction aux rayons X avant et après traitement chimique (AUROUSSEAU et al., 1983), on a pu montrer que le traitement au citrate de sodium éliminait de l'ordre de 12 mg d'aluminium (exprimé en élément Al) par gramme de vermiculite et qu'après traitement, le comportement intergrade a disparu et a été substitué par un comportement vermiculite s.s. Le taux d'aluminium extrait correspond à environ 0,3 ou 0,4 ion aluminium en situation interfoliaire par demi-maille de vermiculite.

**Approche microanalytique** : Des produits d'altération des micas, muscovites et biotites ont été étudiés par analyse à la microsonde par P. CURMI (1979). Les résultats de ces analyses ont permis d'établir des formules chimiques :

A partir des muscovites, on obtient des produits d'altération de formule :



A partir des biotites, on obtient des produits d'altération de formule :



Dans les deux cas, on obtient des formules de vermiculites alumineuses, potassiques et magnésiennes avec aluminium dominant en position interfoliaire :

**Approche de thermodynamique d'équilibre** : Des outils de calculs d'équilibres chimiques adaptés à la prise en compte de minéraux de formule complexe (c'est-à-dire comprenant par exemple les espèces chimiques suivantes : Al, K, Na, Ca, Mg, Si, O, H) ont été développés par AUROUSSEAU et PAGES (1985).

Ces outils de calcul ont été utilisés sur un jeu de données provenant d'eaux de percolation à travers des colonnes de sol de type micropodzol seul et micropodzol avec horizon ALE (GRIMALDI, 1981).

Deux types de résultats ont été obtenus :

— De nombreuses eaux sont proches de l'hyperplan d'équilibre de vermiculites alumineuses de composition chimique connue déterminée à partir d'études à la microsonde par P. CURMI (1979) (AUROUSSEAU et al., 1983).

A partir d'une population homogène d'eaux, on a pu, par calcul, estimer la composition chimique du minéral en équilibre (AUROUSSEAU et PAGES, 1985). La formule suivante a pu être estimée par calcul :



## Comparaison minéralogique des deux principaux assemblages de l'horizon ALE

Les différences de structure entre les différents assemblages qui composent l'horizon ALE permettent un prélèvement sélectif de l'assemblage en entassement libre

et de l'assemblage non libre des microagrégats. Dans ces deux assemblages, la fraction argileuse a une minéralogie rigoureusement identique quantitativement et qualitativement. Par contre, on peut discriminer ces deux assemblages en utilisant le rapport :

$$r = \frac{\text{longueur du pic}}{\text{largeur à demi-hauteur}}$$

les valeurs de r apparaissent significativement plus faibles pour l'assemblage non libre que pour l'assemblage libre. Pour les raies des minéraux argileux, cet indice r diminue dans un rapport de 1,34 pour le pic à 4,48 Å à 2,85 pour le pic à 14 Å (tableau II). Ce rapport r peut être interprété comme un indice de cristallinité ou un indice du degré d'orientation des cristallites d'argile sur les lames orientées utilisées pour les études par diffraction des RX.

**Tableau II : Variation du rapport r des pics caractéristiques de différents minéraux argileux dans l'assemblage libre et l'assemblage non libre des podzols.**  
*Characteristic ratio r of X-ray diffraction intensities for different clay minerals. Comparison between free packing and close packing fabric in podzols.*

PIC	RAIE	Indice r		Rapport entre l'indice r des deux assemblages
		Assemblage libre	Assemblage non libre	
3,57 Å	Kaolinite (002)	36	14	2.40
4,48 Å	Intergrade (020) + argiles micacées (020) + kaolinite (020)	6.7	5.0	1.34
5,00 Å	Argiles micacées (002)	4.1	2.4	1.71
7.15	Kaolinite (001)	50	22	2.27
10,01	Argiles micacées (001)	7.6	2.8	2.71
14.34	Intergrade (001)	6.0	2.1	2.85

## DYNAMIQUE DE L'ALUMINIUM

Les données physicochimiques et minéralogiques présentées auparavant montrent que l'aluminium joue un rôle clef dans la dynamique des sols acides et podzoliques. Une approche géochimique de cette dynamique nécessite par conséquent : 1. Le dosage de l'aluminium en solution ; 2. La discussion des formes de l'aluminium en solution. 3. La discussion des données thermodynamiques disponibles sur les minéraux alumineux — gibbsite, imogolite, kaolinite, vermiculite ou beidellites alumineuses, allophane — susceptibles de contrôler l'aluminium.

Des eaux libres issues de podzols ont été prélevées à Paimpont et peuvent être comparées avec des eaux issues de sols bruns acides à Fougères. Les situations de Paimpont et de Fougères sont comparables par la pluviosité, de l'ordre de 900 mm/an et par l'existence d'un couvert végétal forestier ancien, essentiellement taillis de

chênes et résineux à Paimpont, hêtre à Fougères. Les caractéristiques stationnelles sont regroupées dans le tableau III.

**Tableau III : Caractéristiques stationnelles des sites étudiés.**  
*General characteristics of site studied.*

PAIMPONT	— Pluviosité 800 à 1 000 mm/an	
	— Végétation : taillis sous futaie.	
	40 % Strate arborescente : Quercus hybrida, Quercus sessiliflora, Quercus pedunculata, Fagus sylvatica.	
	90 % Strate arbustive : Quercus hybrida, Quercus sessiliflora, Quercus pedunculata, Fagus sylvatica, Betula pubescens.	
	40 % Strate arborescente : Quercus hybride, Quercus sessiliflora, helix, Pteris aquilinum.	
	5 % Strate muscinale : Polytricum formosum.	
	— Substrat : grès armoricain.	
	— Podzols sains et podzols à hydromorphie de profondeur.	
FOUGERES	— Pluviosité 900 mm/an.	(1)
	— Végétation : Fagus sylvatica dominant ( 76 %).	
	Quercus pedunculata (16 %).	(1)
	Sous bois de Ilex aquifolium, Hedera helix et Pteris aquilina, strate muscinale de Hypnum triquetrum.	
	— Substrat : couverture limoneuse sur granodiorite à biotite et cordiérite se rattachant à l'ensemble des granites de type Vire.	(2)
	— Sols bruns acides à micropodzolisation de surface, sains à l'amont, passant à l'aval, au niveau des zones humides, à des sols dégradés, par une transition rapide.	(3)
	— Emergence des eaux recueillies :	
	• Station F11 : source profonde sortant de l'arène granitique.	
	• Station F14 : source superficielle sortant d'une zone hydromorphe.	

(1) TOUTAIN (1966) ; (2) Carte géologique de Fougères 1/50 000\* - BRGM ; (3) BACHELARD D. et ROBAIN H. (1985) ; (4) AUROUSSEAU P. (1985).

## Prélèvement et dosage de l'aluminium en solution

Les eaux recueillies sont des eaux libres collectées en enfonçant une gouttière en PVC à la base des horizons BS des podzols ou à la base du profil, au contact du substrat à Paimpont ; à Fougères, il existe deux types d'émergences d'eaux libres : les unes au niveau de zones hydromorphes, les autres plus profondes au niveau de l'arène granitique. Il s'agit donc dans tous les cas d'eaux très superficielles, ayant passé quelques mois dans le sol, mais provenant d'horizons profonds du sol ou à la limite du substrat. Sur chaque échantillon, le pH et la température ont été mesurés *in situ* sur l'échantillon non filtré et une aliquote filtrée à 0,025  $\mu\text{m}$  sous pression d'azote pour le dosage de Al dissous.

Les analyses d'éléments majeurs ont été effectués après filtration à 0,45  $\mu\text{m}$  suivant des méthodes classiques (REGÉARD, 1979). Les calculs d'équilibres chimiques tenant compte de l'existence de complexes en solution (paires d'ions) et des calculs de coefficients d'activité selon la loi de DEBYE-HUCKEL font appel à une version du programme EQUIL (T) de FRITZ (1981), modifiée par BOURRIE (1981) pour tenir compte de la formation possible d'un complexe polymère de l'aluminium dissous (cf. infra).

**Caractères généraux des eaux** : Les eaux recueillies sont toutes limpides et incolores. Les ~~conductivités~~ titrées sont très faibles, surtout dans les eaux issues des horizons profonds de podzols : 2 à 28  $\mu\text{eq/l}$ , et s'expliquent simplement par les

équilibres de CO<sub>2</sub>. On peut donc exclure la présence d'anions organiques complexants ou non complexants en quantité appréciable. Les pressions partielles de CO<sub>2</sub> équilibrantes varient entre 10<sup>-1,1</sup> et 10<sup>-3,6</sup> atm. Le tableau IV présente les résultats d'analyse de quatre eaux issues de podzols de Paimpont ainsi que pour comparaison deux eaux issues de Fougères.

**Tableau IV : Composition chimique d'eaux issues de podzols et de sols bruns acides dans le Massif Armoricain.**

*Chemical comparison of waters from podzols and acid brown soils in the Armorican Massif (concentration in  $\mu$  mol/l).*

	PAIMPONT (Avril 1983)				FOUGERES (Mai 1983)	
	1	2	3	4	11	14
pH	5,05	5,06	4,83	4,62	5,70	6,50
T (°C)	8,8	9,2	7,8	8,0	9,5	10,3
Na	638	614	458	511	609	614
K	28	32	12	9	31	16
Mg	89	84	56	61	159	53
Ca	13	12	6	5	225	78
Al	1,03	2,26	6,76	10,5	0,70	0,64
$\Sigma$ cations	848	815	613	645	1410	894
Alcalinité	28	4	4	1,6	336	232
Cl <sup>-</sup>	605	605	352	397	547	446
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	97	107	111	114	216	44
$\Sigma$ anions	827	823	578	641	1315	766
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	108	107	110	119	311	327
Type de sol	Podzols				sols bruns acides	

## Formes de l'aluminium en solution

Au-dessus de pH = 5, Al<sup>3+</sup> s'hydrolyse pour donner une série d'ions monomères, Al OH<sup>2+</sup>, Al (OH)<sub>2</sub><sup>+</sup>, Al (OH)<sub>3</sub>, puis l'ion aluminate Al (OH)<sub>4</sub><sup>-</sup>. Seule l'existence d'Al OH<sup>2+</sup> et d'Al (OH)<sub>4</sub><sup>-</sup> est généralement admise. L'existence des autres espèces est controversée et semble dépendre des conditions d'obtention de la solution (SARAZIN, 1979). Les données actuelles sont en fait fondées le plus souvent sur l'ajustement global de la courbe de solubilité de la gibbsite en fonction du pH (KITTRICK, 1966 ; MAY et al., 1979), qui peuvent être ajustées également en considérant ou non Al (OH)<sub>3</sub> : le choix de la simplicité conduit les auteurs à ne pas le considérer, mais la concep-

tion d'une hydrolyse pas à pas conduit à le considérer. Le choix fait se répercute évidemment sur la valeur des constantes de stabilité obtenues pour l'ensemble des espèces. Nous considérerons ici l'ensemble des formes monomères  $Al^{3+}$ ,  $Al(OH)^{2+}$ ,  $Al(OH)_2^+$ ,  $Al(OH)_3^0$  et  $Al(OH)_4^-$ . Etant donné que la température des eaux naturelles est nettement inférieure à 25°C, on utilisera pour les formes monomères les polynômes ajustés par FRITZ (1981), qui permettent de calculer les constantes de stabilité à toute température. Ces polynômes sont ajustés sur les valeurs de NAUMOV *et al.* (1977) et de SOKOLOVA et KHODAKOVSKI (1977).

Outre ces formes monomères, il existe des formes plus ou moins polymérisées. Les seules données expérimentales obtenues par neutralisation de solution de  $AlCl_3$  par NaOH sont impuissantes à fournir des données non ambiguës. La spectroscopie RMN de  $^{27}Al$  a cependant permis de montrer l'existence d'au moins un dimère et d'un polymère contenant un tétraèdre  $Al_4O_4$  au centre d'un double hexagone d'ions  $Al^{3+}$  en coordination octaédrique, ayant pour formule  $Al_{13}O_4(OH)_{24}^{7+}$  (AKITT *et al.*, 1972), ou  $Al_{13}O_4(OH)_{26}^{3+}$  (BOTTERO *et al.*, 1980. BACHE ET SHARP (1976) ont montré qu'au-dessus de pH = 4,8, les ions hydroxopolymères étaient dominants, représentant plus de 80 % de Al total, dans des extraits de sols bruns acides ou de podzols, et que ces ions sont facilement échangeables. OHMAN et FORSLING (1981) ont aussi mis en évidence par titration potentiométrique l'existence du polymère  $Al_{13}O_4(OH)_{24}^{7+}$ . Les données thermodynamiques sur cette espèce sont encore incertaines et seront discutées par ailleurs (BOURRIE *et al.*, 1987). On utilisera ici la formule et la stabilité proposées par BOTTERO *et al.* (1980), déjà utilisée dans l'interprétation des eaux de sources de Fougères (BOURRIE, 1981). Les valeurs des constantes utilisées sont reportées dans le tableau V. Faute de données en dehors de 25° C, la valeur de la constante de stabilité du polymère est supposée constante entre 0° et 25° C.

**Tableau V : Constantes de stabilité des ions hydroxoalumineux en solution aqueuse.**  
*Stability constants of hydroxoaluminous complexes in aqueous solutions.*

Espèces monomères :  $Al(OH)_n^{3-n} \rightleftharpoons Al^{3+} + n OH^-$  référence

$$\log \kappa = a + bt + ct^2 + dt^3 + et^4 \quad (a)$$

n	a	b x 10 <sup>2</sup>	c x 10 <sup>5</sup>	d x 10 <sup>8</sup>	e x 10 <sup>11</sup>	(1)
1	- 9,2443	1,29162	- 15,6941	46,8186	- 59,7395	
2	- 18,251	0,564704	- 23,1159	69,9697	- 90,9642	
3	- 25,9820	0,992584	- 17,2207	32,5499	- 22,355	
4	- 33,571	4,14242	- 34,3246	90,7963	- 99,6139	

Espèce polymère :  $Al_{13}O_4(OH)_{28}^{3+} + 36 H^+ \rightleftharpoons 13 Al^{3+} + 32 H_2O$  (2)  
 $\log K = 105$

(a) t = température °C

(1) FRITZ (1981) et comm. pers. ; (2) BOTTERO *et al.*, (1980)

## Solubilité des minéraux alumineux : gibbsite, kaolinite, imogolite, beidellite Al et allophane (gel aluminosilicique) à basse température (10° C)

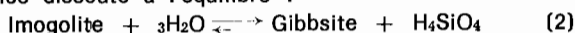
On peut tester le contrôle de l'Aluminium dans l'eau par différents minéraux à rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  variable, dans le diagramme d'équilibre ( $\log a_{\text{Al}^{3+}} + 3 \text{ pH}$ ,  $\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}$ ). On a montré (BOURRIE, 1983) que ce diagramme permet de comparer des minéraux à rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  constant, tel que la gibbsite, l'imogolite ou la kaolinite, ou à rapport variable (solution solide) de type gel aluminosilicique. Il faut pour cela disposer des solubilités à chaque température. Les valeurs de solubilité à basse température (10° C) utilisées ici reposent sur des mesures de solubilité à 25° C et des mesures de chaleur spécifique permettant d'intégrer exactement l'équation de Van't Hoff.

**Solubilité de la gibbsite** : Les valeurs de solubilité dépendent en général de la taille des particules et de leur cristallinité. Selon HEMINGWAY *et al.* (1978), cependant, les propriétés thermodynamiques de plusieurs échantillons de gibbsite de taille variant de 0,05 à 50  $\mu\text{m}$  sont identiques. La valeur retenue est celle déjà utilisée par BOURRIE (1981, 1983).

**Solubilité de la kaolinite** : Pour la kaolinite, la solubilité varie largement selon le gisement. Cette variation est prise en compte en considérant deux valeurs pour la kaolinite,  $\log K = 5,71$  et  $\log K = 7,41$  à 25° C, soit respectivement 7,1 et 8,8 à 10° C (BOURRIE, 1981).

**Solubilité de l'imogolite à 10° C** : La solubilité de l'imogolite à 10° C n'a pas été mesurée, mais peut être estimée à partir de la solubilité à 25° C et de l'enthalpie de formation. Les valeurs de  $\Delta G_f^\circ$  (298,15 K) pour l'imogolite proposée par FARMER *et al.* (1979) sont fondées sur la mesure de  $\Delta G_r^\circ$  et  $\Delta H_r^\circ$  de la réaction : Imogolite +  $\text{H}_2\text{O}$   $\rightleftharpoons$  2 Boehmite +  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  (1) entre 100 et 155° C, à la pression de vapeur saturante.  $\Delta H_{\text{R}}^\circ$  (298,15 K) =  $38,6 \pm 4,1$  kJ. mole<sup>-1</sup> et  $\Delta G_{\text{R}}^\circ$  (298,15 K) =  $26,8 \pm 1,1$  kJ. mole<sup>-1</sup>. FARMER *et al.* (1979) en ont déduit des valeurs de  $\Delta G_f^\circ$  (298,15 K) =  $-2926,7$  kJ. mole<sup>-1</sup> et  $\Delta H_f^\circ$  (298,15 K) =  $-3189,6$  kJ. mole<sup>-1</sup>, fondées sur les valeurs respectives  $-914,2$  et  $-988,9$  kJ. mole<sup>-1</sup> de  $\Delta G_f^\circ$  et  $\Delta H_f^\circ$  de la boehmite, qui sont les valeurs les moins bien connues, choisies comme intermédiaires entre la valeur proposée par PARKS (1972) ( $-915,0$ ) et la valeur compilée par WAGMAN *et al.* (1968) ( $-912,7$ ) pour  $\Delta G_f^\circ$ , boehmite.

Récemment, FARMER et FRASER (1982) ont corrigé ces valeurs sur la base de la mesure de la silice dissoute à l'équilibre :



à « température ambiante », soit 6 mg/1  $\text{SiO}_2$  aq. à l'équilibre, soit  $10^{-4}$  mole/l. Ceci les conduit à  $\Delta G_f^\circ$  (298,15 K) =  $-2929,7$  kJ. mole<sup>-1</sup> pour l'imogolite. La réévaluation de la première valeur montre qu'il y a cohérence entre les deux jeux de valeurs expérimentales si on prend  $\Delta G_f^\circ$  (298,15) =  $-915,6$  kJ. mole<sup>-1</sup> pour la boehmite.

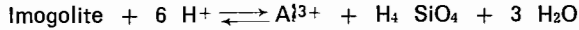
Les valeurs récemment proposées pour la boehmite sont  $-915,95$  kJ. mole<sup>-1</sup> (HEMLEY *et al.*, 1980) et  $-915,817$  kJ. mole<sup>-1</sup> (HAAS *et al.*, 1981). Cette dernière valeur tient compte des résultats de HEMLEY *et al.* (1980) et la compilation de HAAS *et al.*, (1981) sera utilisée ici. Sur la base de ces dernières valeurs, on obtient pour la réaction (2) :

$\Delta G_f^\circ$  (298,15 K) imogolite =  $-2929,75$  kJ. mole<sup>-1</sup> et pour la réaction (1), on obtient :  $\Delta G_f^\circ$  (298,15 K) imogolite =  $-2929,27$  kJ. mole<sup>-1</sup>, soit un très bon accord entre les deux jeux de mesures expérimentales de FARMER *et al.* (1979), FARMER et FRASER (1982) et l'ensemble des données compilées et critiquées par HAAS *et al.*, (1981), compte tenu de ce que l'incertitude sur  $\Delta G_f^\circ$  pour la gibbsite est de



$\pm 0,637$  kJ. mole<sup>-1</sup> et pour la boehmite de  $\pm 0,682$  kJ. mole<sup>-1</sup>, ce qui contribue donc pour environ 1,3 kJ. mole<sup>-1</sup> à l'incertitude sur  $\Delta G_f^\circ$  imogolite.

A partir de  $\Delta H_R^\circ = 38,6$  pour la réaction (1) (FARMER *et al.*, 1979) et des valeurs de HAAS *et al.* (1981), on obtient  $\Delta H_f^\circ$  (298,15 K) imogolite = - 3 193,64 kJ. mole<sup>-1</sup>. Ceci permet de calculer la solubilité de l'imogolite à 10° C, pour la réaction :



Avec les valeurs du tableau VI, il vient :  $\Delta H_R^\circ = -186,662$  et  $\Delta G_R^\circ = -69,01$  kJ. mole<sup>-1</sup> à 25°C, soit  $\log K = 12,09$  à 25°C, et  $\Delta S_R^\circ = -0,395$  kJ. mole<sup>-1</sup>. K<sup>-1</sup> et :  $2 \log a_{\text{Al}^{3+}} + 6 \text{pH} + \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 3 \log a_{\text{W}} = 12,09$  à 25°C.

**Tableau VI : Données thermodynamiques à 25°C, 1 bar, utilisées pour calculer la solubilité de l'imogolite entre 0 et 25° C.**

*Standard thermodynamic properties at 298.15°C, 1 bar used to compute imogolite stability at 10°C.*

	$\Delta H_f^\circ$ (a)	$\Delta G_f^\circ$ (a)	Référence
H <sub>2</sub> O 1	- 285,808	- 237,160	4
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> aq.	- 1460,0	- 1308,0	1
Al <sup>3+</sup> aq.	- 531,439	- 489,4	2,3
Al O OH boehmite	- 990,424	- 915,817	4
Al (OH) <sub>3</sub> Gibbsite	- 1293,334	- 1155,197	4
Al <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> (OH) <sub>4</sub> Imogolite	- 3193,64	- 2929,27	cf. texte

(a) kJ. mole<sup>-1</sup>

1. Robie, Hemingway et Fisher (1978). 2. Hemingway et Robie (1977).  
3. Hemingway, Robie et Kittrick (1978). 4. Haas, Robinson et Hemingway (1981)

Ceci permet d'intégrer l'équation de Van't Hoff entre 25° C et 10° C, en supposant  $\Delta H_R^\circ$  constant :

$$\log K (T) = - \frac{\Delta H_R^\circ (298,15 \text{ K})}{(\ln 10) RT} + \frac{\Delta S_R^\circ (298,15 \text{ K})}{(\ln 10) R}$$

En remplaçant  $\Delta H_R^\circ$  et  $\Delta S_R^\circ$  par leurs valeurs, on a :

$$\log K (T) = \frac{9750}{T} - 20,6$$

et à 10° C,  $\log K = 13,82$ , au lieu de 12,09 à 25° C. La température joue donc fortement sur la solubilité de l'imogolite, qui augmente lorsque la température diminue.

**Solubilité d'une vermiculite alumineuse à 25°C et à 10°C :** Les formules structurales présentées plus haut sont très proches de celle d'une beidellite alumineuse :

$\text{Si}_{3,25}\text{Al}_{0,75}\text{O}_{10}\text{Al}_2(\text{OH})_2\text{Al}_{0,25}$ , ou encore :  $3,25\text{SiO}_2 \cdot 1,5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ .

Faute de données expérimentales sur la solubilité de ce minéral, on peut déduire son énergie libre de formation de sa composition en oxydes selon la méthode de TARDY et GARRELS (1974). Celle-ci consiste à assigner à chaque oxyde entrant dans une structure de phyllosilicate une énergie libre notée  $\Delta G_f^{\circ}$ . Les valeurs utilisées sont fondées sur les  $\Delta G_f^{\circ}$  de la sépiolite, du talc, du chrysotile, de la pyrophyllite et de la kaolinite. Pour ces deux derniers minéraux, les valeurs choisies par TARDY et GARRELS (1974), soit respectivement  $-1\,260$  et  $-910$  kcal/mole, sont cohérentes avec  $\Delta G_f^{\circ} = -119,5$  kcal/mole pour  $\text{Al}^{3+}$ . L'accord est aujourd'hui général autour de  $-117$  kcal/mole pour  $\text{Al}^{3+}$ , ce qui impose de prendre  $-1\,255$  et  $-905$  kcal/mole pour la pyrophyllite et la kaolinite sélectionnées par TARDY et GARRELS (1974). En reprenant leur raisonnement, on obtient  $\Delta G_f^{\circ}\text{SiO}_2\text{sil.} = -377,27$  kcal/mole, les autres valeurs restant inchangées, soit  $\Delta G_f^{\circ}\text{SiO}_2\text{sil.} = -204,61$  kcal/mole et  $\Delta G_f^{\circ}\text{H}_2\text{O,dioctaédrique} = -59,22$  kcal/mole. En sommant les contributions de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{H}_2\text{O}$ , on obtient  $\Delta G_f^{\circ} = -1\,290,11$  kcal/mole à 25°C pour la beidellite alumineuse, soit  $\log K = 14,47$  pour la réaction :  $\text{Si}_{3,25}\text{Al}_3(\text{OH})_2 + 9\text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} = 3,25\text{H}_4\text{SiO}_4 + 3\text{Al}^{3+}$ . Sur la base des jeux de données thermodynamiques de HELGESON et al. (1978) et de ROBIE et al. (1978), on obtient des valeurs légèrement différentes :  $\Delta G_f^{\circ} = -1\,291,4$  et  $-1\,291,7$  kcal/mole respectivement, d'où  $\log K = 13,63$  et  $13,58$  pour la même réaction à 25°C, soit une dispersion inférieure aux quelques kcal/mole d'incertitude sur l'énergie de formation d'un minéral argileux. L'intégration de la fonction de Maier-Kelley à partir des données d'HELGESON et al. (1978, pp. 124-125) permet de calculer les valeurs des énergies libres de formation de la sépiolite, du talc, du chrysotile, de la kaolinite et de la pyrophyllite à 10°C et d'en déduire les contributions des oxydes « silicatés » à 10°C, soit  $\Delta G_f^{\circ}\text{SiO}_2\text{sil.} = -206,07$  kcal/mole,  $\Delta G_f^{\circ}\text{Al}_2\text{O}_3\text{sil.} = -374,98$  kcal/mole et  $\Delta G_f^{\circ}\text{H}_2\text{O,dio.} = -61,077$  kcal/mole. On obtient alors  $\Delta G_f^{\circ} = -1\,293,29$  kcal/mole pour la beidellite alumineuse. A partir des valeurs de  $G_f^{\circ}$  pour l'eau liquide à 10°C, soit  $-56,442$  kcal/mole d'après HELGESON et KIRKHAM (1974, p. 1184), pour  $\text{Al}^{3+}$  ( $-118,084$  kcal/mole) et  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  ( $-311,838$  kcal/mole), calculées par intégration des fonctions de HELGESON et al. (1981, p. 1434 sqq.), il vient finalement :  $\log K = 13,89$  à 10°C pour la réaction de dissolution de la beidellite alumineuse, soit :  $3,25 \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 3 (\log a_{\text{Al}^{3+}} + 3 \text{pH}) = 13,89$  à 10°C.

Cette équation permet de tracer la droite d'équilibre de la beidellite alumineuse dans le même diagramme que pour la gibbsite, la kaolinite, l'émoglobine, l'allophane (gel aluminosilicique) et la silice amorphe, et de calculer les valeurs de  $\log Q$  définies par le premier membre de l'équation et de les comparer avec la valeur  $\log K = 13,89$ . Compte tenu des incertitudes sur la méthode d'estimation et sur la stabilité des minéraux, on peut considérer que des valeurs de  $\log Q$  extérieures à l'intervalle (13, 15) indiquent la sous-saturation ou la sursaturation.

**Solubilité de l'allophane :** Le gel amorphe aluminosilicique représente ici les minéraux amorphes de type allophane, dont le rapport Si/Al varie largement, de 0,4 à 1,2 (HERBILLON, 1983). Dans les diagrammes ainsi construits, les allophanes sont donc représentés par une courbe de solubilité (BOURRIE, 1983) et non par une droite de solubilité correspondant à une composition moyenne (EVANS et MANLEY, 1983).

## Discussion - contrôle de l'aluminium

Les calculs précédents, ainsi que les données sur la gibbsite, la kaolinite et les minéraux amorphes permettent de discuter le contrôle de l'aluminium en fonction du pH et de la silice dans un même diagramme, ( $\log a_{\text{Al}^{3+}} + 3 \text{pH}$ ,  $\log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}$ ),

construit à 10°C avec les données déjà utilisées auparavant par BOURRIE (1981) et BOURRIE (1983). Si on considère que l'aluminium est présent sous forme uniquement de monomères, on observe une sursaturation importante par rapport à la gibbsite dans le cas des eaux de Fougères (BOURRIE, 1981) mais moins importante dans le cas des eaux de Paimpont qui sont plus acides (fig. 4).

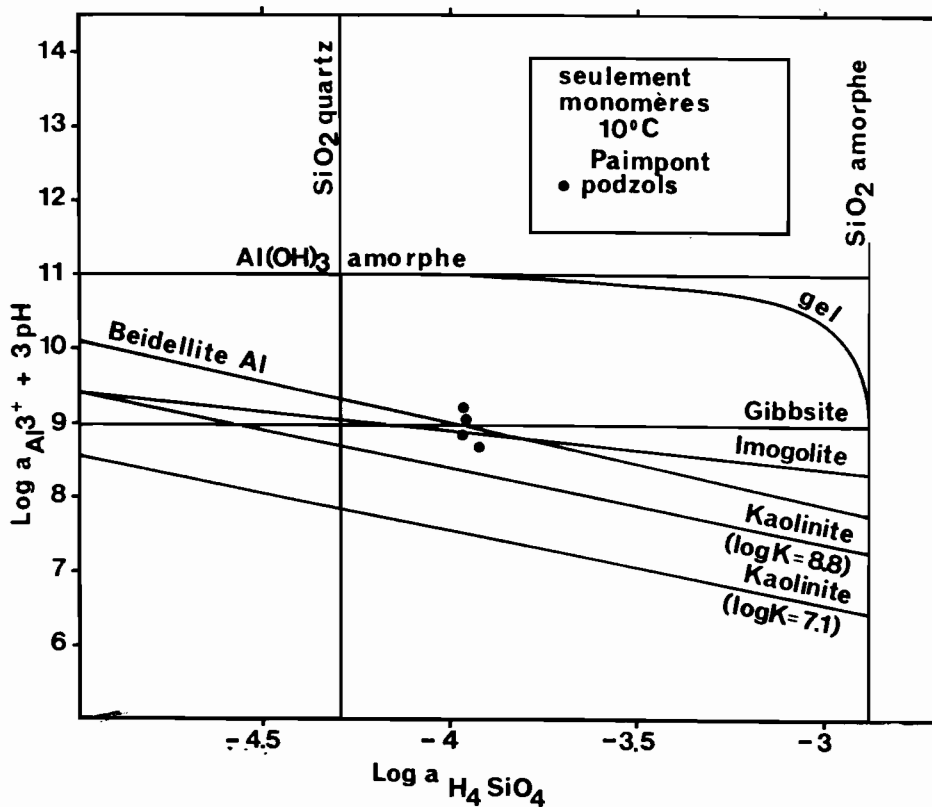
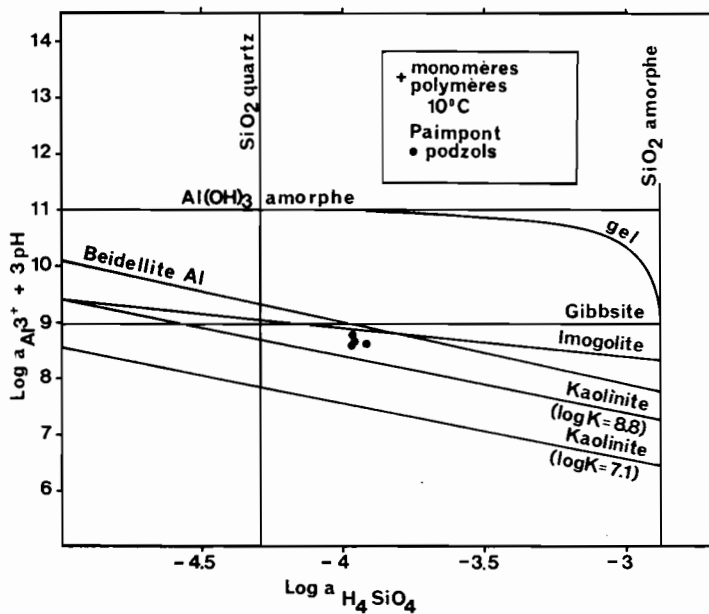


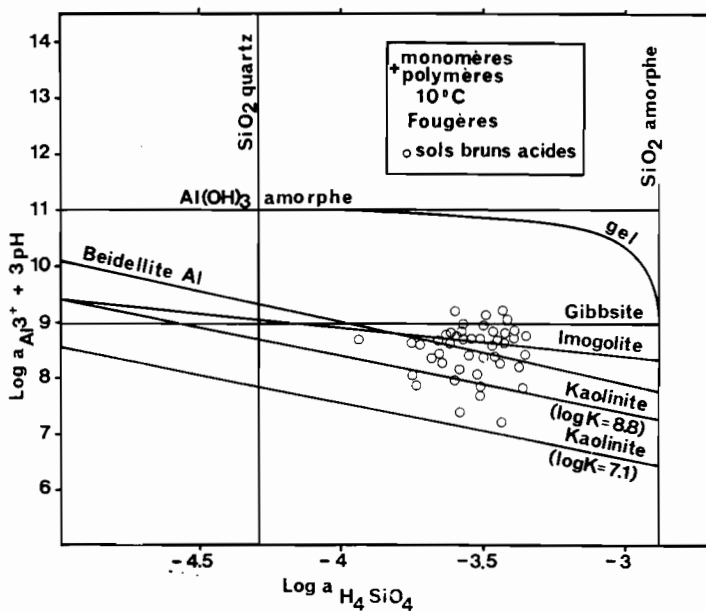
Figure 4 : Diagramme d'équilibre SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O à 10°C. Eaux des horizons profonds de podzols. Calcul effectué en considérant seulement des formes monomères de l'aluminium.

*Equilibrium diagram in the SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O system at 10°C. Only monomeric species of Al are considered for computation of Al<sup>3+</sup> activity.*

Si on considère la possibilité de formation d'un ion polynucléaire de Al<sup>3+</sup>, tel que Al<sub>13</sub>O<sub>4</sub> (OH)<sub>28</sub><sup>3+</sup> (BOTTERO *et al.*, 1980 ; BOURRIE, 1981), on assiste à une diminution de la dispersion des points, dans les deux cas (fig. 5 a et b).



5 a



5 b

Figure 5 : Diagramme d'équilibre  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$  à  $10^\circ\text{C}$ . Eaux des horizons profonds de podzols (a) et de sols bruns acides (b). Calcul effectué en considérant une forme polymère de l'aluminium en plus des formes monomères.

Equilibrium diagram in the  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$  system at  $10^\circ\text{C}$ . Polymeric species of Al is considered in addition to monomeric species for computation of  $\text{Al}^{3+}$  activity.

a. Podzolic soils (Paimont) ; b. Acid brown soils (Fougères).

**Les eaux des horizons profonds de podzols** : Ces eaux sont plus acides, beaucoup plus pauvres en silice, et plus riches en aluminium dissous. Si l'on tient compte de l'existence d'un polymère alumineux, ces eaux sont sous-saturées par rapport à la gibbsite et à l'imogolite, donc agressives par rapport à eux, mais sursaturées par rapport au quartz et à la kaolinite. Ces deux minéraux peuvent donc se maintenir, et il faut attribuer à l'hydrolyse d'autres minéraux l'excès de silice et l'aluminium correspondants.

Les eaux apparaissent comme légèrement soussaturées par rapport à la beidellite alumineuse définie au § 3.3. Les valeurs de  $\log Q$  observées sont : 12,6 ; 13,11 ; 13,16 ; 13,23 et 13,26 et sont donc voisines de  $\log K = 13,89$ . Ces valeurs sont en outre très proches de la valeur ajustée par AUROUSSEAU et PAGES (1985), soit  $\log K = 13,24$ . On ne peut donc exclure que les vermiculites alumineuses, représentées ici par le pôle beidellite alumineuse, soit stables dans les horizons de podzols. Mais les teneurs en silice observées sont trop voisines pour permettre de prouver que ce minéral contrôle éventuellement l'aluminium. Il est en particulier exclu de pouvoir distinguer entre un contrôle par la kaolinite (pente 1) et un contrôle par la beidellite alumineuse (pente 1,08) tant qu'on ne disposera pas de données plus sûres sur les stabilités de ces minéraux, et en particulier sur la différence de contribution à la stabilité des argiles de l'aluminium selon qu'il occupe des sites tétraédriques, octaédriques ou interfoliaires.

### **Les eaux des horizons profonds de sols bruns acides et des arènes granitiques de Fougères**

Ces eaux sont plus riches en silice et plus proches de la neutralité. Elles sont sursaturées par rapport à l'imogolite et à la kaolinite dans certains cas et même proches de l'équilibre avec la gibbsite, qui semble constituer une barrière de solubilité efficace. Si l'imogolite peut se former, ainsi que la kaolinite, la vitesse de formation de ces minéraux semble trop lente pour empêcher la concentration de l'aluminium d'augmenter.

Ces eaux sont situées de part et d'autre de la droite d'équilibre de la beidellite alumineuse, qui n'apparaît pas non plus à même de contrôler Al, mais est susceptible de se former dans certaines conditions saisonnières.

Dans les eaux de podzols, l'acidité fait que l'aluminium dissous se partage également entre  $Al^{3+}$ ,  $AlOH^{2+}$  et le polymère. A pH au-dessus de 5, ce qui est souvent le cas dans les sols bruns acides, les formes polymères deviennent très rapidement prédominantes sur les formes monomères, et l'aluminium est environ cent fois plus mobile que ne le laisserait prévoir un modèle tenant compte uniquement des formes monomères.

## **CONCLUSION**

Les sols acides et podzoliques bien drainés du Massif Armorican constituent des couvertures pédologiques très structurées. En effet, les horizons qui les constituent obéissent à des lois d'arrangement vertical et latéral assez simples. La coupure morphologique importante entre les horizons de podzols passe au sein des horizons BH ; elle oppose des horizons à assemblage massif à des horizons microagrégés. Cette coupure morphologique correspond aussi à une limite minéralogique et physico-chimique entre des horizons désaluminisés (EP et BH1) qui contiennent des vermiculites à comportement gonflant et des horizons aluminisés (BH2, BS, ALE) qui contiennent des vermiculites hydroxyalumineuses. Dans ces horizons plus profonds, l'aluminium joue un rôle dominant sous plusieurs formes minérales (monomères et polymères en solution, ions échangeables, amorphes externes et interfoliaires, constituants cristallisés hydroxyalumineux et aluminosilicatés) en équilibre dynamique entre elles. L'interprétation de la composition chimique des eaux issues des horizons profonds de podzols, où domine une dynamique géochimique minérale, implique de prendre en compte la présence de formes polymères de l'aluminium en solution et l'influence de la

température sur la solubilité des minéraux. L'approche thermodynamique permet de réconcilier les deux jeux de données expérimentales jusqu'ici disponibles sur l'imogolite, d'adapter la méthode de TARDY et GARRELS (1974) à basse température pour estimer la stabilité d'une beidellite Al, de proposer un modèle de solution solide idéale pour la solubilité de l'allophane. Les solutions issues des horizons profonds de podzols apparaissent nettement sous-saturées par rapport à l'allophane et sursaturées par rapport à la kaolinite. Elles sont proches de l'équilibre avec la beidellite alumineuse, l'imogolite et la gibbsite, par ordre de proximité décroissante. La kaolinite et la beidellite alumineuse apparaissent donc comme les minéraux les plus susceptibles de se maintenir ou de se former en milieux acides, plus que l'imogolite ou la gibbsite, alors que dans les sols bruns acides, les eaux sont plus proches de la neutralité et atteignent ou dépassent l'équilibre avec l'imogolite et la gibbsite.

### RESUME

*L'étude morphologique, micromorphologique et minéralogique des sols acides et podzoliques bien drainés du Massif Armoricain permet de regrouper les horizons constitutifs en deux ensembles : des horizons supérieurs à structure massive, désaluminisés où l'on trouve des vermiculites à comportement gonflant et des horizons inférieurs à structure microgrumeleuse, aluminisés où l'on trouve des vermiculites hydroxy-alumineuses. La coupure entre ces deux ensembles passe au milieu de l'horizon BH. L'analyse physico-chimique et l'analyse à la microsonde du complexe d'altération montre que l'aluminium domine en position interfoliaire et que la composition chimique des vermiculites hydroxy-alumineuses est très proche de celle d'une beidellite alumineuse. Il a été possible de prélever des eaux libres issues du deuxième ensemble d'horizons et d'étudier les équilibres minéraux-solution. Il est nécessaire de considérer qu'il existe en solution des formes polymères de l'aluminium, surtout au-dessus de pH 5. Dans ces conditions, les eaux issues des horizons profonds des podzols apparaissent nettement sous-saturées par rapport à l'allophane et sursaturées par rapport à la kaolinite. Elles sont proches de l'équilibre avec la beidellite alumineuse, l'imogolite et la gibbsite, par ordre de proximité décroissante. La beidellite alumineuse et la kaolinite semblent donc les minéraux les plus à même de se maintenir ou de se former dans ces horizons, ce qui est en accord avec les données naturelles. Dans les sols bruns acides, par contre, les eaux sont moins acides, dépassent fréquemment la saturation avec l'imogolite pour atteindre finalement l'équilibre avec la gibbsite, qui semble une barrière efficace.*

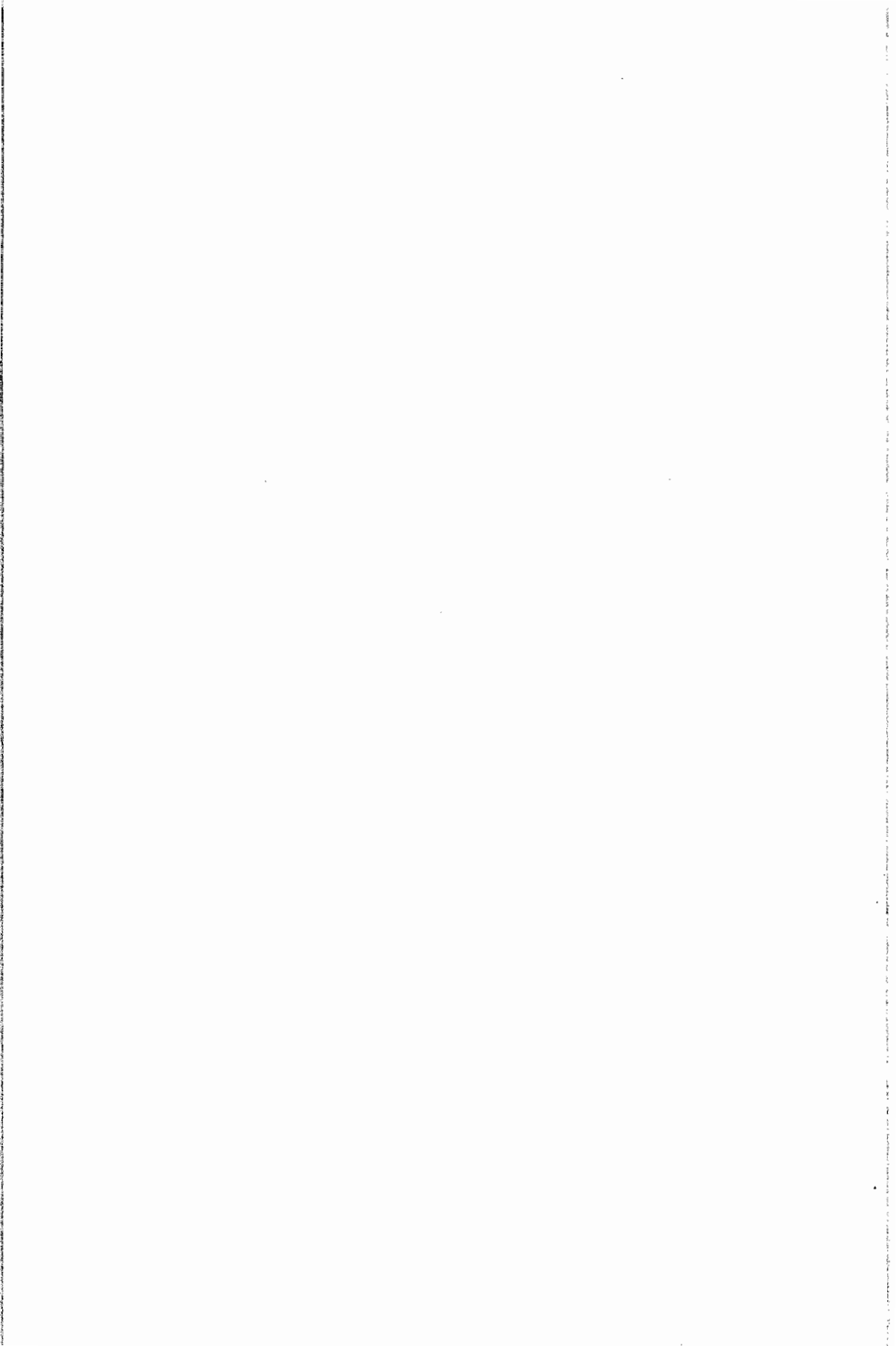
### BIBLIOGRAPHIE

- AKITT J.W., GREENWOOD N.N., KHANDELWAL B.K. et LESTER G.D., 1972. —  $^{27}\text{Al}$  Nuclear magnetic resonance studies of the hydrolysis and polymerization of the hexaaquo aluminium (III) cation. *J. Chem. Soc. (Dalton)*, 604-610.
- AUROSSEAU P., 1976. — *Morphologie et genèse des sols sur granite du Morvan*. Thèse Ing. Doct., Univ. Rennes, multigr., 210 p.
- AUROSSEAU P., 1976. — *Morphologie et genèse des sols sur granite du Morvan*. Réunion Int. Micromorph. des Sols, Paris.
- AUROSSEAU P., CURMI P., BOUILLE S., CHARPENTIER S., 1983. — Les vermiculites hydroxy-alumineuses du Massif Armoricain (France). Approches minéralogiques, micro-analytique et thermodynamique. *Geoderma*, 31, pp. 17-40.
- AUROSSEAU P., PAGES J., 1985. — Estimation de la composition chimique d'un phyllosilicate secondaire en équilibre avec une population homogène d'eaux. *Clay Miner.*, 20, 315-326.
- BACHE B.W., SHARP G.S., 1976. — Soluble polymeric hydroxy-aluminium ions in acid soils. *J. of Soil Science*, 27, 167-174.
- BACHELARD D., ROBAIN H., 1985. — *Contribution à l'étude des sols de la Forêt de Fougères. Analyse structurale. Caractérisation physique et chimique de certains volumes pédologiques*. Mém. DEA de Pédologie, Rennes, ENSAR, SDS 367, 129 p.

- BARSHAD I., 1948. — Vermiculite and its relation to biotite. *Amer. Miner.*, 33, 655-678.
- BONNEAU M., FAIVRE P., GURY M., HETIER J.M., LE TACON F., 1978. — Carte pédologique de France. Feuille de Saint-Dié. INRA.
- BOTTERO J.Y., CASES J.M., FIESSINGER F., POIRIER J.E., 1980. — Studies of hydrolyzed aluminium chloride solutions. 1. Nature of aluminium species and composition of aqueous solutions. *J. Phys. Chem.*, 84, 2933-2939.
- BOURRIE G., 1981. — Geochemistry of spring waters. Seasonal variations and aluminium control. In Van Olphen et Veniale (ed.) — 7 th. Int. Clay Conf., Dev. in Sedimentology. 35, Elsevier, 459-473.
- BOURRIE G., 1983. — Rôle des composés amorphes dans le contrôle de la composition chimique des solutions du sol. *Science du Sol*, 3-4, 195-204.
- BOURRIE G., GRIMALDI C., REGEARD A., 1987. — Aluminium control by gibbsite in natural waters and soil leachates under temperate and tropical climate and its possible use as a low temperature geothermometer. *Comm. Water Rock Interaction 5*, Reykjavik et Chem. Geol. (à paraître).
- C.P.C.S., 1967. — *Classification des sols*. Document multigraphié. Grignon, 96 p.
- CURMI P., 1979. — *Altération et différenciation pédologique sur granite en Bretagne. Etude d'une toposéquence*. Thèse Doc. Ing. ENSA et Univ. Rennes, 176 p.
- DE CONINCK F., VAN RANST E., JENSEN W., 1983. — Trioctahedral or dioctahedral chlorite in soils ; example of a dystrochept (Corsica), a cryorthod (Norway) and a haplaqualf (France). *Sci. Géol. Mémoire* n° 73, 75-85.
- DUCHAUFOUR Ph., 1972. — *Processus de formation des sols*. Collect. Etudes et recherches. Acad. de Nancy, Metz, 182 p.
- EVANS L.J., MANLEY E.P., 1983. — Podzol development in northeastern Ontario : mineralogy and elemental redistribution. In NAHON et NOACK (Ed.) « *Pédrologie des altérations et des Sols* », *Sci. Géol. Mém.*, 73, pp. 85-93, Strasbourg.
- FARMER V.C., FRASER A.R., 1982. — Chemical and colloidal stability of soils in the  $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  system : their role in podzolization. *J. of Soil Sci.*, 33, 737-742.
- FARMER V.C., SMITH B.F.L., TAIT J.M., 1979. — The stability, free energy and heat formation of imogolite. *Clay minerals*, 14, 103-107.
- FRITZ B., 1981. — Etude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques. *Sci. Géol. Mém.*, 65, 197 p.
- GJEMS O. 1963. — A swelling in dioctahedral clay mineral of a vermiculite smectite type in the weathering horizons of podzols. *Clay min. Bull.*, 5, 183-193.
- GRIMALDI C., 1981. — *Acquisition de la composition chimique de la solution du sol en fonction des horizons pédologiques. Percolation au laboratoire d'un sol brun acide forestier sur granite (Fougères, Massif Armoricaïn)*. Thèse Univ. Rennes et ENSA, 171 p.
- HAAS J.L.J., ROBINSON G.R., HEMINGWAY B.S., 1981. — Thermodynamic tabulation for selected phases in the system  $CaO - Al_2O_3, SiO_2 - H_2O$  at 101.325 k Pa (1 atm.) between 273.15 and 1 800 K. *J. of Phys. and Chem. Ref. Data*, 10, 3, 575-669.
- HELGESON H.C., DELANY J.M., NESBITT H.W., BIRD D.K., 1978. — Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Am. J. Sci.*, 278 A, 229 p.
- HELGESON H.C., KIRKHAM D.H., 1974. — Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures : I - Summary of the thermodynamic/electrostatic properties of the solvent. *Am. J. Sci.*, 274, p. 1089-1198.
- HELGESON H.C., KIRKHAM D.H., FLOWERS G.C., 1981. — Theoretical prediction - IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kb. *Am. J. Sci.*, 281, p. 1249-1516.
- HEMINGWAY B.S., ROBIE R.A., 1977. — The entropy and Gibbs free energy of formation of the aluminium ion. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41 pp. 1402-1404.
- HEMINGWAY B.S., ROBIE R.A., KITTRICK J.A., 1978. — Revised values for the Gibbs free energy of formation of  $Al(OH)_4^-$ , diaspore, boehmite and bayerite at 298.15 K and 1 bar, the thermodynamic properties of kaolinite to 800 K and 1 bar, and the heats of solution of several gibbsite samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, p. 1 533-1 544.

- HEMLEY J.J., MONTOYA J.W., MARINENKO J.W., LUCE R.W., 1980. — Equilibrations in the system alumina-silica-water, and some general implications for alteration/mineralization processes. *Econ. Geol.* 75, 210-228.
- HERBILLON A.J., 1983. — Apports des approches expérimentales à la connaissance des constituants minéraux du sol « à organisation cristalline à courte distance ». *Science du Sol*, 3-4, pp. 153-162.
- JACKSON M.L., 1963. — Interlaying of expansible layer silicates in Soils by chemical weathering. *Clays Clay Min. 11th Conf.* Pergamon Press, London, 29-64.
- JACKSON M.L., HSENG V., COREY R.B., EVANS E.J., VAN DER HEUVEL R.C., 1952. — Weathering sequence of clay size minerals in soils and sediments. II. chemical weathering of layer silicates. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 16, 3-6.
- KITTRICK J.A., 1966. — The free energy of formation of gibbsite and  $Al(OH)_4^-$  from solubility measurements. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 30, 595-598.
- LEGROS J.-P., 1975. — Occurrence des podzols dans l'Est du Massif Central. *Sc. du Sol* n° 1, 37-50.
- MAY H.M., HELMKE P.A., JACKSON M.L., 1979. — Gibbsite solubility and thermodynamic properties of hydro-aluminium ions in aqueous solution at 25°C. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 43, 861-868.
- NAUMOV G.B., RYZHENKO B.N., KHODAKOVSKY I.L. 1971. — Spravochnik termodinamicheskix velichni (Handbook of thermodynamic data). Moscou, Atomizdat, 239 p.
- OHMAN L.O., FORSLING W., 1981. — Equilibrium and structural studies of silicon (IV) and Aluminium (III) in aqueous solution. 3. A potentiometric study of Aluminium (III) hydroanalysis and Aluminium (III) hydroxo carbonates in 0.6 M Na (Cl). *Acta Chem. Scand.* A 35, 795-802.
- PARKS G.A., 1972. — Free energies of formation and aqueous solubilities of aluminium hydroxides and oxide hydroxides at 25°C. *Amer. Miner.* 57, 1163-1189.
- REGEARD A., 1979. — *Méthode d'analyse minérale des eaux naturelles et des solutions du sol.* Note technique Labo. Sc. du Sol. INRA-ENSA Rennes, n° 1, SDS 155, 43 p.
- ROBERT M., 1968. — Etude expérimentale sur les processus de vermiculitisation des micas trioctaédriques ; bilan de l'évolution et conditions de genèse des vermiculites. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, 20, 153-171.
- ROBERT M., 1970. — *Etude expérimentale de la désagrégation du granite et de l'évolution des micas.* Thèse Fac. des Sci., Paris, 194 p.
- ROBERT M., 1975. — Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X. Problèmes particuliers posés par les minéraux argileux les plus fréquents dans les sols des régions tempérées. *Ann. Agron.*, 26, 363-399.
- ROBIE R.A., HEMINGWAY B.S., FISHER J.R., 1978. — Thermodynamic properties of mineral and related substances at 298.15 K and 1 bar ( $10^5$  Pascals) Pressure and at higher temperatures. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 452-456.
- SARAZIN G., 1979. — *Géochimie de l'aluminium au cours de l'altération des granites et des basaltes sous climat tempéré.* Thèse Univ. Paris VII, 169 p.
- SEDDOH F.K., PEDRO G., ROBERT M., DEJOU J., 1969. — Sur l'évolution des biotites et la formation d'intergrades à 15 Å (vermiculite-chlorite) dans les arènes granitiques de Tazilly (Massif de Luzy, Morvan méridional). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Sér. D, t. 268. 15, 1901-1904.
- SOIL SURVEY STAFF, 1975. — *Soil Taxonomy : a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys.* USDA-SCS Agric. Handb., U.S. Government Printing Office, Washington DC, 436 p.
- SOKOLOVA N.T., KHODAKOVSKY I.L., 1977. — The mobility of aluminium in hydrothermal systems. *Geochem. Int.*, 14, 3, 105-112.
- TARDY Y., GARRELS R.M., 1974. — A method of estimating the Gibbs energies of formation of layer silicates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, pp. 1101-1116.
- TOUTAIN F., 1966. — *Etude du sol et des eaux de la forêt de Fougères.* Thèse, Paris, 192 p.
- VICENTE M.A., RAZZAGHE-KARIMI M., ROBERT M., 1977. — Formation of aluminium hydroxy-vermiculite (Intergrade) and smectite from mica under acidic conditions. *Clay Miner.*, 12, 101-112.
- WAGMAN D.D., EVANS W.H., PARKER V.B., HALOW I., BAILEY S.M., SCHUMM R.H., 1968. — *Selected values of chemical thermodynamic properties.* NBS technical note 270-3, 4, 5, 6, Washington.





---

# MICROSTRUCTURES DES HORIZONS B DES SOLS PODZOLISES : INFLUENCE DE LA TEXTURE ET DE LA MINERALOGIE DE LA ROCHE-MERE

D. RIGHI <sup>(1)</sup>

---

## ABSTRACT

### MICROMORPHOLOGY OF PODZOLIC B HORIZONS

*Podzolization involves the translocation of organo-mineral compounds and immobilization of these materials in a B horizon (spodic B horizon, Bh horizon). Deposition of organo-mineral compounds in the B horizon will give different kinds of microstructures depending of the intensity of the podzolization process and of the texture and mineralogical composition of the mineral mass of the horizon.*

*In sandy quartzitic materials a strong podzolization process leads to a coated microstructure. If a weak podzolization process occurs a microaggregated microstructure of biological origin will form (fig. 1). These two structures (coated and microaggregated) occur in different podzol B horizons but may also successively occur in the same horizon (fig. 2).*

*In loamy materials which are rich in weatherable minerals such biotite, vermiculite or chlorite a micronodular structure of physico-chemical origin will form (fig. 3).*

## INTRODUCTION

Dans la zone tempérée, la podzolisation affecte essentiellement des roches-mères pauvres en minéraux altérables (SOUCHIER, 1971, 1984 ; MOKMA and BUURMAN, 1982) dont dérivent des solums de texture sableuse. Pour cette raison, les microstructures décrites sont le plus souvent celles de sols podzolisés développés dans des matériaux ayant une fraction minérale grossière abondante (De CONINCK and RIGHI, 1983 ; FEDOROFF *et al.*, 1981 ; McKEAGUE and WANG, 1980). Par contre, dans la zone boréale, ou en haute montagne (étage subalpin) où les conditions bioclimatiques favorisent l'extension de la podzolisation à l'ensemble de la couverture pédologique, des podzols dont la morphologie est nettement exprimée peuvent être observés dans des matériaux à texture fine et/ou riche en minéraux altérables (HEILMAN and GASS, 1974 ; RIGHI et LORPHELIN, 1987). Dans ces conditions, les microstructures construites sous l'effet du processus de podzolisation sont différentes de celles observées dans les sols podzoliques sableux (De CONINCK and McKEAGUE, 1985 ; RIGHI et LORPHELIN, 1985).

Nous comparerons ici les microstructures d'horizons B de podzols et de sols podzolisés développés soit dans des matériaux sableux, soit dans des matériaux sablo-limoneux ou encore limono-sableux et riches en minéraux altérables (tableau I). Nous envisagerons également les processus qui sont à l'origine de ces microstructures ainsi que leur influence sur les pédogenèses et la différenciation morphologique de la couverture pédologique.

---

(1) U.A. 721 du CNRS - Laboratoire de Pédologie, Faculté des Sciences - 86022 Poitiers Cédex.

## LES MICROSTRUCTURES DES HORIZONS B PODZOLIQUES SABLEUX

L'ensemble des observations faites (De CONINCK and RIGHI, 1969 ; De CONINCK and McKEAGUE, 1985 ; FITZPATRICK, 1980 ; FLACH, 1960 ; McKEAGUE and WANG, 1980 ; RIGHI, 1975, 1977 ; ROBIN et De CONINCK, 1978) conduit à distinguer, dans les horizons B podzoliques sableux, deux principaux types de microstructures (BULLOCK *et al.*, 1985) :

**1) Une microstructure pelliculaire.** Les grains de sable sont recouverts d'un revêtement de matière organique amorphe (typiquement matière organique monomorphe, De CONINCK *et al.*, 1974). Ces revêtements sont formés par l'illuviation de constituants organiques solubles ou pseudosolubles. La grande homogénéité des revêtements indique la précipitation des composés organiques sous forme d'un gel qui évolue vers l'état solide par dessiccation (De CONINCK, 1980 a). Lorsque ces revêtements sont suffisamment épais, l'horizon B podzolique acquiert généralement une consistance cimentée (McKEAGUE and GUERTIN, 1982).

**Tableau I : Granulométrie des horizons B podzoliques.**  
*Particle size distribution of podzolic B horizons.*

	0-2 $\mu\text{m}$ Argile	2-20 $\mu\text{m}$ Limons fins	20-50 $\mu\text{m}$ Limons grossiers	50-200 $\mu\text{m}$ Sables fins	200-2000 $\mu\text{m}$ Sables grossiers
Podzol des Landes	0,8	0,7	0,5	6,5	92,2
Podzol aliotique de Fontainebleau	1,0	0,2	0,3	69,0	29,0
Sol ocre podzolique sur arène granitique	14,0	19,6	5,7	10,2	50,5
Podzol du Népal	23,0	32,5	13,0	23,0	8,5

**2) Une microstructure microagrégée intergranulaire.** Les microagrégats sont constitués de particules minérales fines, de restes de tissus végétaux plus ou moins transformés et de matière organique polymorphe (De CONINCK *et al.*, 1974). La forme et la composition de ces microagrégats indiquent leur origine biologique (RIGHI, 1975). Ce sont des déjections de la faune du sol (très fréquemment enchytréidés) dans lesquelles grains minéraux fins, fragments végétaux et matière organique polymorphe ont été intimement associés. Les horizons B podzoliques ayant cette microstructure ont une consistance meuble et sont fortement colonisés par le système racinaire. En plus de l'illuviation de matière organique, caractéristique de la podzolisation, cette microstructure microagrégée implique un processus de biopédoturbation.

## DISTRIBUTION ET DETERMINISME DES DEUX TYPES DE MICROSTRUCTURES

La confrontation des résultats de la micromorphologie avec ceux obtenus sur la dynamique d'autres constituants « traceurs » de la podzolisation (matière organique, aluminium et fer amorphes) indique très nettement une relation entre la microstructure et l'intensité du processus de podzolisation. ROBIN (1979) montre, dans des podzols bien drainés sur sables stampiens, l'augmentation de la redistribution du

carbone lorsque l'on passe des horizons Bh meubles aux horizons Bh indurés (fig. 1). Il en est de même pour la redistribution de l'aluminium amorphe dans une séquence de podzols hydromorphes des Landes (RIGHI, 1977). GUILLET (1972) relie l'« aliotisation » (cimentation) des horizons Bh de podzols des Vosges à une accélération du processus de podzolisation sous l'influence de l'installation de landes à Callune d'origine anthropique.

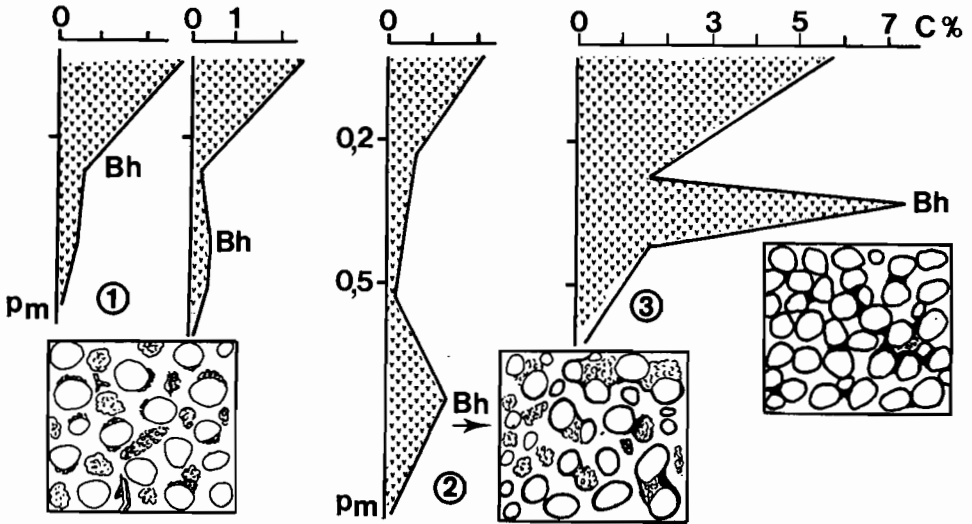


Figure 1 : Redistribution du carbone organique et type de microstructure dans quatre sols podzolisés sableux du bassin de Paris (adaptée d'après ROBIN, 1979).

- 1 - Sol ocre podzologique et podzol à horizon Bh « meuble » : microstructure microagrégée.
- 2 - Podzol « intermédiaire » . recouvrement des agrégats par un revêtement de matière organique monomorphe.
- 3 - Podzol « aliotique » : microstructure pelliculaire.

*Distribution of total organic carbon and kind of microstructure in four podzolized sandy soils of the Bassin Parisien (from A.M. ROBIN, 1979).*

- 1 - Brown podzolic soil and podzol with a loose B horizon : microaggregated structure.
- 2 - Transition podzol : covering of the microaggregates by a coating of monomorphic organic matter.
- 3 - Cemented podzol : pellicular microstructure.

Sur roche-mère sableuse, les podzols à horizon Bh induré caractérisent donc des situations où les facteurs de la pédogenèse (pédoclimat, minéralogie de la roche-mère, végétation...) favorisent la production, la persistance et la mobilité des substances organiques : ils traduisent une podzolisation accentuée.

A l'opposé, les sols à horizon B podzologique meuble sont l'expression d'une podzolisation modérée où l'illuviation des composés organiques, moins intense, ne provoque pas la cimentation rapide de l'horizon B qui reste accessible à la colonisation racinaire et à la biopédoturbation.

## SUCCESSION DANS LE TEMPS DES DEUX TYPES DE MICROSTRUCTURES. CONSEQUENCES SUR LA PEDOGENESE

La présence de microagrégats « fossilisés » sous un revêtement de matière organique monomorphe (RIGHI, 1977) démontre qu'au cours du développement d'un podzol les deux types de microstructures peuvent se succéder dans le temps : l'horizon B podzologique est d'abord un horizon meuble, puis la migration des composés organiques entraîne la cimentation progressive de l'horizon. Cette transformation peut avoir pour cause l'évolution « normale » du sol et traduit les différents stades de son développement, les facteurs de la pédogenèse restant identiques. Elle peut avoir également une cause « accidentelle » comme le remplacement anthropique d'une forêt feuillue par un couvert de résineux ou de landes (ROBIN, 1979).

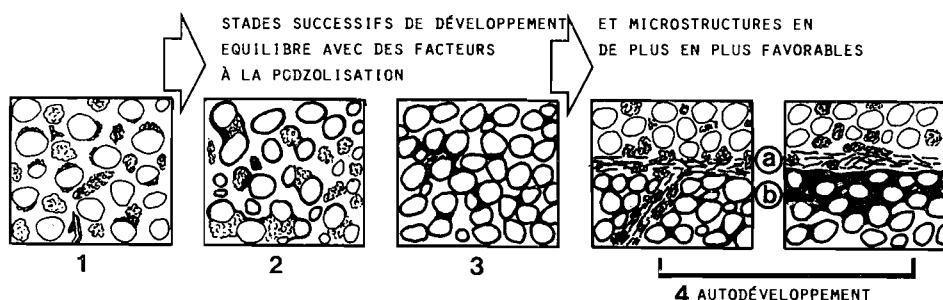


Figure 2 : Microstructure d'horizons B podzologiques et leur succession possible dans le temps.

- 1 - Microstructure microagrégée d'origine biologique.
- 2 - Recouvrement des microagrégats par un revêtement de matière organique monomorphe.
- 3 - Microstructure pelliculaire.
- a) « Natte » de racine.
- b) Microhorizon ferrique.

*Microstructures of sandy podzolic B horizons and their possible transformation with time.*

- 1 - Microaggregated structure of biological origin
- 2 - Covering of the microaggregates by a monomorphic organic coating.
- 3 - Pellicular microstructure.
- a) and b) : Development of a rootmat and a thin iron pan by « self-development » of the podzol.

Pour les sols podzolisés sableux, les microstructures pelliculaire ou microagrégée sont donc la résultante d'un équilibre entre deux processus : l'illuviation qui tend à cimenter l'horizon B et la bioturbation qui lui garde son caractère meuble. La formation d'un horizon induré va induire, en modifiant localement les propriétés mécaniques et les conditions physico-chimiques, de nouvelles différenciations dans la couverture pédologique. La résistance à la pénétration de ces horizons indurés peut être supérieure à 50 kg/cm<sup>2</sup>, valeur supérieure à celle du seuil de pénétration des racines (30 kg/cm<sup>2</sup>) (De CONINCK, 1980 b). L'induration s'oppose donc à la pénétration des racines qui s'étalent alors en « nattes » au-dessus de l'horizon B. Il se forme au-dessus de l'horizon induré un second horizon B podzologique à structure microagrégée

(fig. 2). De plus, la diminution de la porosité favorise la formation d'une petite nappe perchée temporaire : l'engorgement, la présence de matière organique, l'activité microbienne créent des conditions réductrices. Une partie du fer accumulé dans l'horizon B podzolique est réduit et remobilisé, il migre quelques centimètres plus bas où la réoxydation provoque son dépôt sous forme d'un microhorizon ferrique (thin iron pan) (RIGHI *et al.*, 1982). C'est un exemple de l'autodéveloppement de la couverture pédologique.

## MICROSTRUCTURE DES HORIZONS B PODZOLIQUES SABLO-LIMONEUX

Les microstructures des horizons B podzoliques développés dans des matériaux sablo-limoneux, généralement très hétérométriques et à dominante quartzreuse (arènes granitiques, matériaux morainiques) sont du même type que celles décrites pour les matériaux sableux. Cependant, l'hétérogénéité granulométrique de la fraction minérale grossière entraîne une plus grande complexité.

L'induration de l'horizon B podzolique peut être liée, non seulement à l'illuviation de composés organiques et à la formation d'une structure pelliculaire, mais également à la texture du matériau lui-même. Selon les proportions relatives et la forme des différentes particules minérales, des assemblages très denses peuvent être réalisés, de faibles quantités de constituants amorphes organiques (ou minéraux) sont alors suffisantes pour l'induration de ces assemblages (McKEAGUE and PROTZ, 1980) (photo 1).

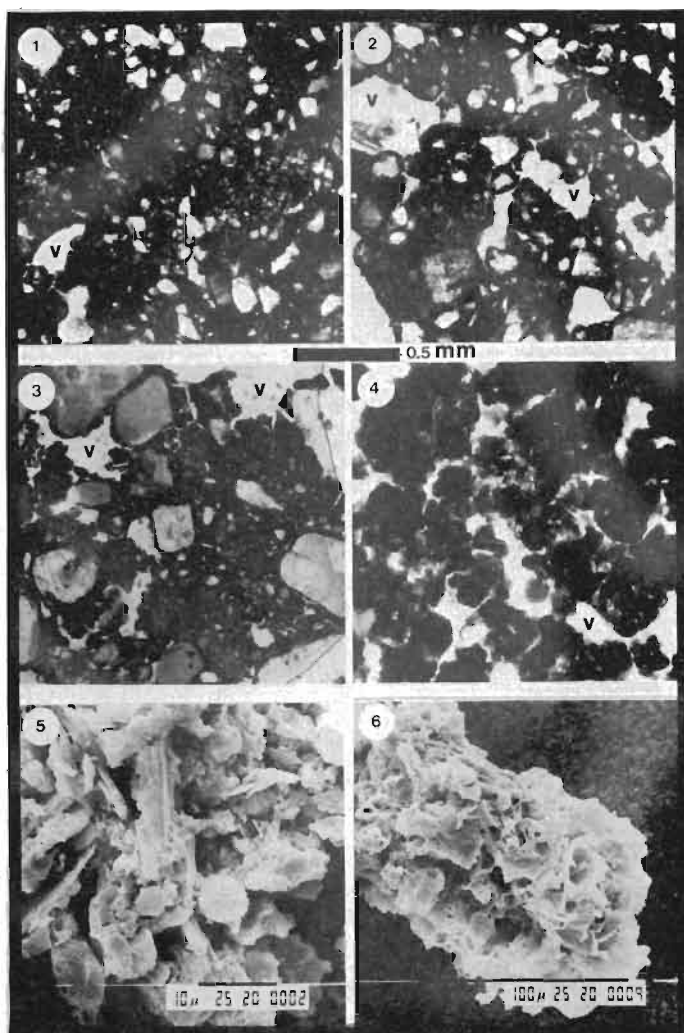
D'autres assemblages granulométriques peuvent conduire, suite à l'illuviation des produits amorphes, à la formation d'une microstructure plus poreuse ; les particules limoneuses se regroupent en agrégats compacts plus ou moins arrondis (photo 2). Cette microstructure poreuse reste accessible à la colonisation racinaire et animale. De telles microstructures ont pu être obtenues expérimentalement en incorporant une pseudosolution d'acides fulviques à un mélange de sables et de limons (sables 70 %, limons 30 %) (BOROT, 1981) (photo 3).

De fait, les horizons B des sols podzolisés sablo-limoneux sont le plus souvent caractérisés par une structure microagrégée (BONNEAU *et al.*, 1978 ; CONRY *et al.*, 1972 ; De CONINCK and McKEAGUE, 1985 ; SOUCHER, 1971), bien que leur pédogenèse puisse être le résultat d'une podzolisation accentuée. L'étude des constituants organiques des microagrégats démontre leur origine essentiellement biologique (RIGHI, 1982). En résumé, on retrouve les mêmes processus décrits pour les sols podzolisés sableux. Mais, dans le cas présent, le caractère meuble ou induré de l'horizon B n'est plus déterminé uniquement par l'intensité du processus de podzolisation, il est également modulé par les propriétés physiques et mécaniques de l'horizon, liées à sa granulométrie.

## MICROSTRUCTURE DES HORIZONS PODZOLIQUES LIMONO-SABLEUX

Alors que dans la zone tempérée l'extension des sols podzolisés est limitée aux roches-mères sableuses et sablo-limoneuses pauvres en minéraux altérables, il n'en est pas de même dans les zones boréales ou en haute montagne (étages bioclimatiques subalpin et alpin) où des podzols ont été observés sur toutes sortes de roches-mères et dans des matériaux de textures très variées.

Nous prendrons l'exemple des sols podzolisés d'un versant de l'Himalaya du centre Népal, développés entre 3 000 et 4 000 m dans des altérites de micaschistes. Ces altérites sont riches en minéraux altérables ferrifères (biotites, chlorites) et ont une texture limono-sableuse.



V : vide  
V : Void.

**Planche 1** : Microstructure d'horizons B podzoliques.  
*Microstructure of podzolic B horizons.*

**Photo n° 1** : Structure massive, horizon Bh sablo-limoneux fortement cimenté.  
*Massive microstructure, strongly cemented Bh horizon, loamy sand material.*

**Photo n° 2** : Structure spongieuse à granulaire, horizon Bh sablo-limoneux faiblement ou non cimenté.  
*Granular and spongy microstructure, weakly or non cemented Bh horizon, loamy sand material.*

**Photo n° 3** : Structure obtenue par incorporation d'acides fulviques dans un mélange homogène de sables et de limons.  
*Artificial microstructure obtained by incorporation of fulvic acids in an homogenous mixture of sand and silt.*

**Photo n° 4** : Structure grumeleuse, horizon Bh limono-sableux, non induré.  
*Crumb microstructure, loose Bh horizon, clay loam material.*

**Photo n° 5** : Microagrégat physico-chimique, relation fraction fine - fraction grossière.  
*Microaggregate of physico-chemical origin, coarse mass/fine mass related distribution.*

**Photo n° 6** : Microagrégat biologique, association de fragments de tissus végétaux.  
*Biological microaggregate with numerous plant tissue remnants.*

La microstructure des horizons Bh et Bs de ces sols est typiquement microagrégée (photo 4). L'examen des microagrégats en révèle de deux types : (1) quelques-uns contiennent de nombreux restes végétaux (photo 6), ils peuvent être interprétés comme ayant une origine biologique ; (2) les autres, les plus nombreux, sont constitués d'une fraction grossière et d'une masse fine (photo 5).

La fraction grossière est formée par des plaquettes de micas associées bord-face (disposition en château de cartes). La masse fine, disposée en couches de quelques dizaines de nanomètres d'épaisseur, est orientée perpendiculairement aux surfaces des plaquettes de mica. La micromorphologie de ces agrégats diffère très nettement des précédents, leur structure n'est pas celle d'agrégats biologiques.

Les horizons B podzoliques examinés ici montrent donc une microstructure microagrégée qui, pour l'essentiel, ne provient pas de l'activité de la faune du sol.

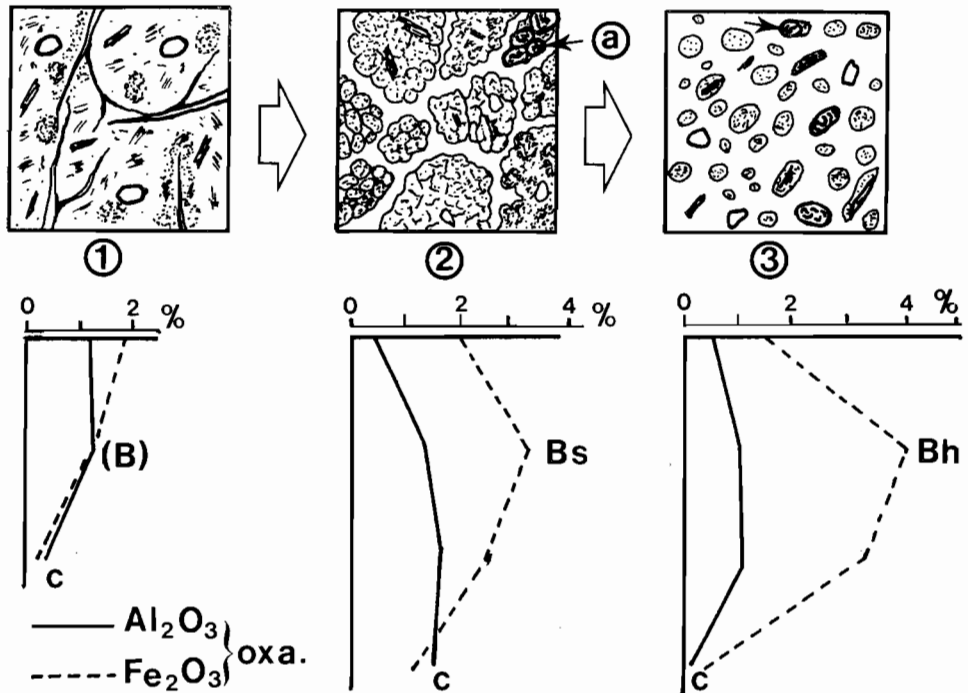


Figure 3 : Modification de la microstructure d'un matériau limono-sableux dans la séquence du Népal : sol brun acide, sol ocre podzolique, podzol. Redistribution du fer et de l'aluminium dans cette séquence.

- 1 - Microstructure craquelée de l'horizon (B) du sol brun acide.
  - 2 - Microstructure grumeleuse de l'horizon Bs du sol ocre podzolique.
  - 3 - Microstructure microagrégée de l'horizon Bh du podzol.
- a : agrégats biologiques.  
 oxa : fer et aluminium extractible par le réactif oxalate d'ammonium (en  $R_2O_3$  % de terre sèche).

*Transformation of the microstructure of a loamy material in the sequence from Nepal : brown acid soil, brown podzolic soil and podzol. In regard, redistribution of amorphous Al and Fe in that sequence.*

- 1 - Crack structure of the cambic B of the brown acid soil.
  - 2 - Crumb structure of the Bs horizon of the brown podzolic soil.
  - 3 - Microaggregated structure of the Bh horizon of the podzol.
- a : biological microaggregates.  
 oxa : iron and aluminium extractable with ammonium oxalate treatment ( $R_2O_3$  % dry soil)



Le mode de formation de ces microagrégats non biologiques a pu être précisé par l'examen des microstructures de l'ensemble des horizons médians et profonds du solum (horizons B et C), et ceci pour différents sols du même versant où le processus de podzolisation est de plus en plus marqué avec l'élévation en altitude.

De massive en C, la microstructure devient craquelée, spongieuse, puis grumeleuse dans les horizons (B) des sols bruns ocreux et Bs des sols ocres podzoliques, granulaire et finalement microagrégée dans les horizons Bh podzoliques (fig. 3). Parallèlement, des micronodules de plus en plus individualisés apparaissent dans la masse des agrégats. L'étude des formes du fer et des minéraux argileux (RIGHI et LORPHELIN, 1985) montre que la formation des structures microagrégées peut être interprétée comme la réorganisation de la masse de l'horizon sous l'influence (1) du fer amorphe provenant de l'altération *in situ* des phyllosilicates ferrifères et (2) des constituants amorphes organiques (et ferrifères) illuviés au cours du processus de podzolisation.

Des observations identiques ont été faites par BOUDOT (1982) et BOUDOT et BRUCKERT (1978) pour des sols bruns ocreux et ocres podzoliques aux étages montagnard et subalpin des Vosges. Ces sols se développent dans des matériaux chloriteux issus de schistes grauwaqueux. La teneur en argile de leurs horizons B podzoliques est de l'ordre de 20 % et la teneur en fer totale comprise entre 7 et 9 %.

Dans ces matériaux limono-sableux, l'illuviation de constituants organiques favorise donc l'élaboration d'horizons B podzoliques meubles et très poreux, conséquence d'une microstructure microagrégée d'origine physico-chimique. Des microagrégats biologiques peuvent se juxtaposer aux précédents.

## CONCLUSION

L'un des principaux aspects du processus de podzolisation est la migration et le dépôt dans un horizon B de constituants organo-minéraux alumineux et/ou ferrifères. Ces dépôts modifient l'organisation initiale des matériaux de la couverture pédologique et sont à l'origine de nouvelles structures dont certaines sont caractéristiques. Ces microstructures nouvelles seront de différents types selon l'intensité du processus de podzolisation, mais aussi selon la nature et la granulométrie de la fraction minérale, en particulier l'importance relative de la fraction grossière et la teneur en minéraux altérables.

Seuls les sols ayant une fraction minérale grossière quartzeuse abondante montrent le développement des microstructures pelliculaires qui, généralement, provoquent la cimentation de l'horizon B podzolique. Cet horizon est alors moins poreux et moins perméable que les horizons qui le surmontent. Ces propriétés induisent la formation de nouveaux horizons meubles et une nouvelle redistribution des oxyhydroxydes de fer (microhorizon ferrique). Le développement morphologique des podzols sableux fait donc alterner les stades à horizons B meubles et les stades à horizons B indurés. La cimentation de l'horizon B podzolique est à l'origine de nouvelles différenciations de la couverture pédologique.

Dans des matériaux de texture plus fine, les migrations organiques conduisent à la formation d'horizons B podzoliques grumeleux, poreux, qui permettent la circulation des solutions du sol, la colonisation racinaire et la présence de la mésofaune. L'approfondissement du sol se fait de façon continue et les structures biologiques se juxtaposent aux structures physico-chimiques qu'elles peuvent d'ailleurs reprendre et masquer complètement.

## RESUME

La podzolisation est caractérisée par l'illuviation de composés organo-minéraux et leur dépôt dans un horizon B (horizon spodique, horizon Bh). Le dépôt de ces substances modifie l'organisation initiale des matériaux de l'horizon B : de nouvelles microstructures sont formées. Celles-ci seront de différents types selon l'intensité du processus de podzolisation, mais aussi selon la granulométrie et la composition minéralogique de la fraction minérale de l'horizon. Dans des matériaux sableux, quartzeux, une podzolisation accentuée conduit à une microstructure pelliculaire, alors qu'une podzolisation modérée permet le développement d'une structure microagrégée d'origine biologique. Ces deux structures (pelliculaire et microagrégée) se relaient dans l'espace et dans le temps. Dans des matériaux plus fins (limons sableux) et riches en minéraux altérables (biotite, vermiculite, chlorite), il se forme essentiellement une structure micro-nodulaire d'origine physico-chimique à laquelle peut se superposer une structure microagrégée biologique.

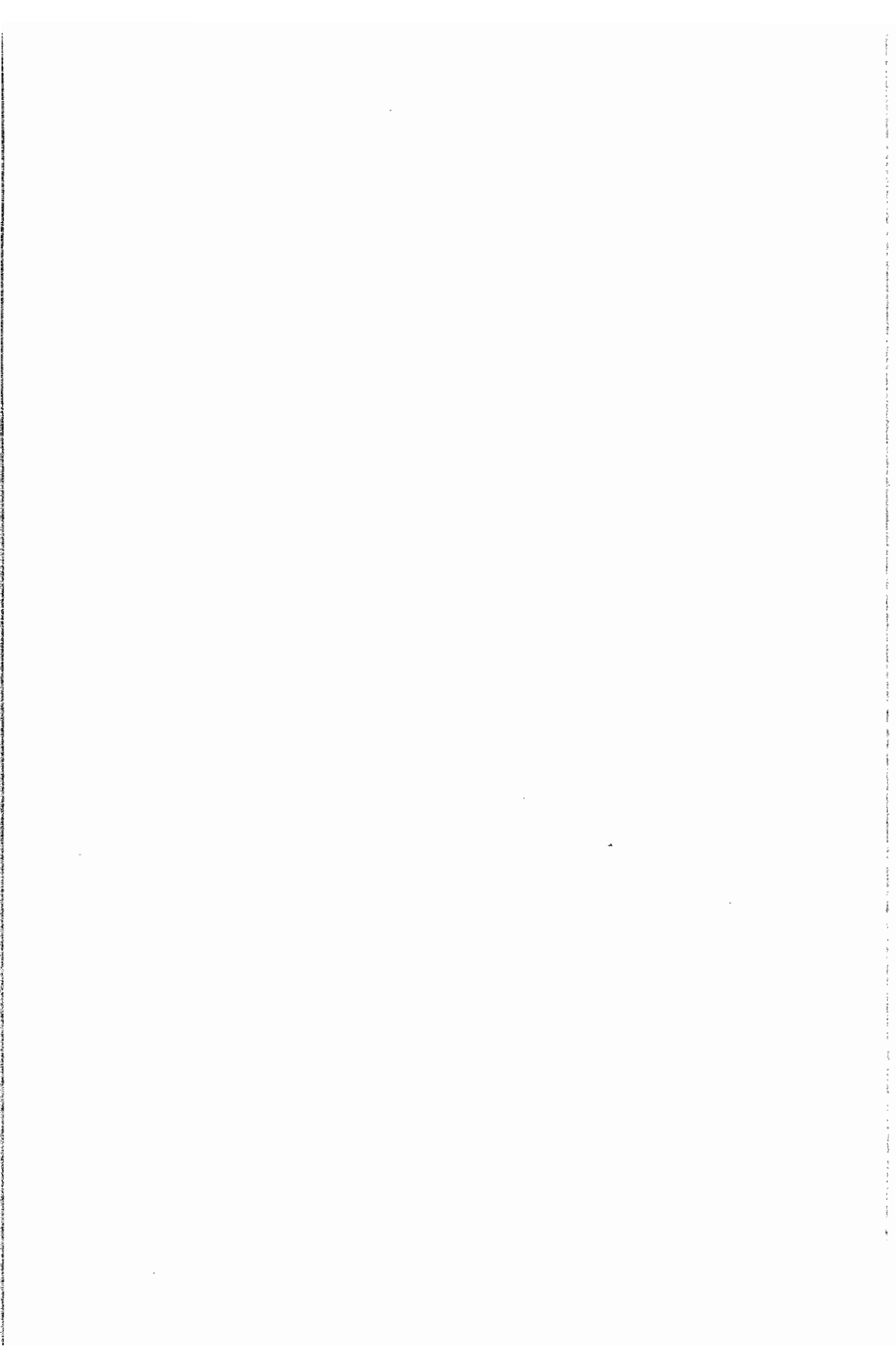
## BIBLIOGRAPHIE

- BONNEAU M., FAIVRE P., GURY M., HETIER J.-M. et LE TACON F. (1978). — *Carte pédologique à 1/1 000 000, Saint-Dié*. Notice explicative INRA, SESCOF, 159 pages.
- BOROT J.-P. (1981). — *Etude morphologique de revêtements organiques réalisés au laboratoire. Comparaison avec les organes d'horizons Bh de podzols*. Mémoire de DEA, Poitiers, multigraphié, 33 pages.
- BOUDOT J.-P. (1982). — *Relations entre l'altération minérale et le cycle de l'azote sur matériel chloriteux du massif schisto-grauwackeux vosgien*. Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Nancy I, 168 pages.
- BULLOCK P., FEDOROFF N., JONGERIUS A., STOOPS G. and TURSINA T. (1985). — *Handbook for soil thin section description*. Waine research publications, Wolverhampton, 152 pages.
- CONRY M.J., De CONINCK F., BOUMA J., CAMMAERTS C. and DIAMOND J.J. (1972) — Some brown podzolic soils in the west and southwest of Ireland. *Proc. R. Ir. Acad. Sect. B*, 21 : 359-402.
- De CONINCK F. (1980 a). — Major mechanisms in formation of spodic horizons. *Geoderma*, 24, 101-128.
- De CONINCK F. (1980 b). — The physical properties of spodosols, pp. 325-349. In : B. Theng (ed.). *Soils with variable charge*. New Zealand Society of Soil Science, Lower Hutt, New Zealand.
- De CONINCK F. and McKEAGUE A. (1985). — Micromorphology of spodosols. In : « *Soil Micromorphology and soil classification* », chap. 7, pp. 121-144. Soil Sci. Soc. Amer., Madison, USA.
- De CONINCK F. and RIGHI D. (1969). — Aspects micromorphologiques de la podzolisation en forêt de Rambouillet. *Sci du Sol*, 2, 57-77.
- De CONINCK F. and RIGHI D. (1983). — Podzolization and the spodic horizon. In : « *Soil Micromorphology* ». P. Bullock and C.P. Murphy ed., vol. 2 : *Soil genesis*, A.B. Academic Publishers, 389-417.
- De CONINCK F., RIGHI D., MEAUCORPS J. and ROBIN A.M. (1974). — Origin and micromorphological nomenclature of organic matter in sandy spodosols. In : « *Soils Microscopy* », K.G. Rutherford ed., The Limestone Press, Kingston, Ontario, Canada, 263-280.
- FEDOROFF N., De KIMPE C., PAGE F. and BOURBEAU G.A. (1981). — Essai d'interprétation des transferts sous forme figurée dans les podzols du Québec méridional à partir de l'étude micromorphologique des profils. *Geoderma*, 26, 25-45.
- FITZPATRICK E.A. (1980). — *Soils their formation, classification and distribution*. Longman, London, 353 p.
- FLACH K.W. (1960). — *Sols bruns acides in the Northeastern United States. Genesis morphology and relationship to associated soils*. Ph. D. thesis, Cornell University (Diss. Abstr. 21-283).

- GUILLET B. (1972). — *Relation entre l'histoire de la végétation et la podzolisation dans les Vosges*. Thèse Doct. ès Sciences, Univ. Nancy I, 112 pages.
- HEILMAN P.E. and GASS C.R. (1974). — Parent materials and chemical properties of mineral soils in Southeast Alaska. *Soil Sci.*, 117, 21-27.
- McKEAGUE J.A. and GUERTIN R.K. (1982). — Fabrics of some Canadian soils in relation to particle size and other factors. *Soil Science*, 133, 87-102.
- McKEAGUE J.A. and PROTZ R. (1980). — Cement of duric horizons, micromorphology and energy dispersive analysis. *Can. J. Soil Sci.*, 60, 45-52.
- McKEAGUE J.A. and WANG C. (1980). — Micromorphology and energy dispersive analysis of orstein horizons of podzolic soils from New Brunswick and Nova Scotia, Canada. *Can. J. Soil Sci.*, 60, 9-21.
- MOKMA P.L. and BUURMAN P. (1982). — *Podzols and podzolization in temperate regions*. ISM Monograph 1, Int. Soil Museum, Wageningen, 126 p.
- RIGHI D. (1975). — Etude au microscope électronique à balayage de champ et au microanalyseur à sonde électronique des revêtements et des agrégats organiques d'horizons spodiques. *Sci. Sol*, 4, 315-321.
- RIGHI D. (1977). — *Genèse et évolution des podzols et des sols hydromorphes des landes du Médoc*. Thèse Doctorat ès Sciences, Univ. Poitiers, 146 pages.
- RIGHI D. (1982). — Relations entre l'illuviation de matière organique, l'activité de la microfaune et les structures d'horizons B de sols podzolisés du Plateau de Millevaches (France). *Pédologie*, 23, 19-37.
- RIGHI D. et LORPHELIN L. (1985). — Structure des microagrégats des sols podzolisés sous micaschistes d'un versant type de l'Himalaya (Népal). *Congrès Int. Microm. des Sols*, Paris (à paraître).
- RIGHI D. and LORPHELIN L. (1987). — The soils of a typical slope in the Himalaya (Nepal) : their main characteristics and distribution, *Catena* (sous presse).
- RIGHI D., VAN RANST E., De CONINCK F. and GUILLET B. (1982). — Microprobe study of a placohumod in the Antwerp Campine (N. Belgium). *Pédologie*, 22, 117-134.
- ROBIN A.M. (1979). — *Genèse et évolution des sols podzolisés sur affleurements sableux du Bassin Parisien*. Thèse Doctorat ès Sciences, Univ. Nancy I, 173 pages.
- ROBIN A.M. and De CONINCK F. (1978). — Micromorphological aspects of some podzols in the Paris bassin (France). In : Delgado M. (ed.), *Micromorphologica de suelos*. Univ. Granada, 1019-1050.
- SOUCHIER B. (1971). — *Evolution des sols sur roches cristallines à l'étage montagnard (Vosges)*. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 33, 134 pages.
- SOUCHIER B. (1984). — *Les podzols et la podzolisation en climats tempérés et montagnards*. AFES, Livre jubilaire du cinquantenaire, 77-96.

**MATIERES ORGANIQUES DES PODZOLS**

**Nature et dynamique**



---

# NATURE ET DYNAMIQUE DES MATIERES ORGANIQUES IMPLIQUEES DANS LES PROCESSUS DE PODZOLISATION

F. ANDREUX <sup>(1)</sup>, P. FAIVRE <sup>(1)</sup> et M. BONNE <sup>(1)</sup>

---

## ABSTRACT

### NATURE AND DYNAMICS OF ORGANIC MATTER IN RELATION TO PODZOLIZATION PROCESSES

*This paper proposes a review of the present knowledge on organic matter in podzols and podzolic soils, based on examples selected from the French and International literatures. The review is not limited to organic components involved in mineral weathering and cation complexing, as these materials represent a weak or variable proportion of the total soil organic matter.*

*The distribution of organic carbon and humic material in differentiated profiles is compared in forest podzols from temperate mountains, degradation podzols from atlantic lowlands, and podzols from the humid tropic. In the last two examples (fig. 1), podzolization is not climatic, but takes place on coarse sandy deposits, and in sloped positions influenced by permanent or seasonal hydromorphy.*

*Organic components in podzols are distinguished according to their acidity and complexing power, their aromatic or aliphatic structure, and their contents in nitrogen and sulfur. Among acidic and complexing components, alkali-soluble and strictly water-soluble compounds are considered separately, and the significance of each of them in relation to podzolization processes is discussed. The separation of aliphatic compounds is based mostly on acid hydrolysis of humic and fulvic acids. With this method, humic compounds of the spodic horizons are found to be more labile than those of the surface horizons, probably in relation to microbial, and sometimes, root activity (Table 1). Organic sulfur is shown to be abundant in some podzols, and is a possible source of acidity, especially in the spodic horizons of forest podzols.*

*Seasonal dynamics of organic matter still requires study, especially in tropical areas. Organic matter of tropical podzols is strongly mobile, mostly as polymeric material, the size of which decreases when the dry season starts (fig. 2). Similarly, in podzols of cold and temperate areas, a preferential release of water-soluble simple organic molecules takes place in spring, whereas the newly formed humic substances, including water-soluble polymeric molecules, predominate at the end of, and after the dry season (fig. 3).*

*Comments are finally made about some of the mechanisms involved in the differentiation of podzol organic profiles. Biological transformations seem to be a chief factor in the differentiation of organic matter from the A and B spodic horizons, and in the further transformations and renewal of illuvial organic material.*

**KEY WORDS :** Podzols - Organic matter - Soil acidity - Migration - Seasonal dynamics.

## INTRODUCTION

Parmi les matières organiques (MO) des sols, c'est probablement celles des sols podzolisés qui ont fait l'objet du plus grand nombre d'études. Cet intérêt tient, semble-t-il, à des raisons tout autant esthétiques et pratiques que scientifiques. En effet, outre le caractère spectaculaire de la différenciation podzologique, ces sols constituent un cas idéal pour l'étude des processus d'apport d'humus, d'approfondisse-

---

(1) Centre de Pédologie biologique, CNRS, - B.P. 5 - 54501 Vandœuvre-lès-Nancy Cédex.

ment du profil et de transfert de solutés ou suspensoïdes organiques et organo-minéraux.

Pourtant, malgré l'abondance des données existantes, de nombreuses questions restent posées, tant en ce qui concerne l'origine et l'identité de certaines catégories de MO que leur distribution et leur dynamique au sein des profils et des couvertures pédologiques. Le but du présent article est de faire le point des connaissances actuelles sur ce sujet, en mettant en avant, autant que possible, des exemples portant sur des séquences ou des profils complets, et choisis dans différentes situations climatiques.

## DISTRIBUTION VERTICALE DU CARBONE ORGANIQUE

L'accumulation des MO dès la surface est pratiquement de règle dans les milieux podzolisés d'altitude et de climat froid (DUCHAUFOR, 1976) ; elle est, en revanche, beaucoup plus variable en climat atlantique de basse altitude et sous les latitudes intertropicales. Dans les séquences de sols podzoliques rencontrées à l'étage montagnard ou sub-alpin, on note généralement un accroissement du stock organique de surface avec l'altitude, de quelques % dans les sols bruns acides jusqu'à près de 30 % dans les podzols les plus humides où le ralentissement de la décomposition des débris végétaux est le plus accentué. A mesure que progresse la podzolisation, on assiste aussi à une différenciation croissante des horizons éluviaux, pauvres en MO, et des horizons illuviaux spodiques où prédominent les MO humifiées, acides fulviques (AF) notamment (SOUCHIER, 1971 ; GUILLET, 1972 ; HERBAUTS, 1981 ; DAMBRINE, 1985). Si l'hydromorphie est le plus souvent absente de ces sols, elle peut en revanche favoriser l'accumulation des MO et une podzolisation en altitude dans les stations associées aux tourbières (MENUT *et al.*, 1975), une « pseudo-podzolisation » en plaine sur substratum acide et peu filtrant (BEGON et JAMAGNE, 1973).

Dans les régions intertropicales humides, la présence de dépôts sableux grossiers dans les vallées alluviales favorise le développement de podzols et de sols podzoliques formant transition avec les oxisols qui occupent les positions plus élevées. L'hydromorphie de surface favorise la migration des MO, la différenciation des profils qui présentent, immédiatement sous l'humus peu épais mais faiblement décomposé, un horizon éluvial de plus en plus épais et albique jusqu'au bas des séquences caractérisées par des profils humo-cendreaux (FAIVRE *et al.*, 1983 ; LUCAS *et al.*, 1984).

En conditions climatiques très diverses, l'intensité de l'hydromorphie peut largement influencer sur le profil organique des sols podzolisés : ainsi, RIGHI et WILBERT (1984) ont mis en évidence, en Gascogne, une moindre accumulation organique dans les podzols drainés des landes sèches que dans les podzols hydromorphes des landes humides. La différence entre ces deux types de station s'étend surtout à des caractères plus qualitatifs des MO (fig. 1a) : sous lande sèche, les débris organiques non transformés tendent à être plus abondants en surface que sous lande humide, d'où une moindre extractibilité des composés humiques en milieu alcalin. Par contre, cette tendance s'inverse en profondeur, l'extractibilité des MO devenant totale en profondeur sous lande sèche, contrairement à ce qui est observé sous lande humide. Cette différence de distribution est en relation avec le développement racinaire, très abondant dans les horizons spodiques meubles des podzols de lande humide, mais beaucoup plus limité dans les B aliotiques des podzols de lande drainée. En outre, la proportion d'AF dans les horizons profonds est beaucoup plus élevée sous lande sèche (AF/AH = 4) que sous lande humide (AF/AH = 1), traduisant sans doute le caractère plus soustractif des seconds vis-à-vis des MO de faibles dimensions moléculaires.

Une comparaison du même type a été effectuée par FAIVRE *et al.* (1975) en climat tropical humide, sur sables alluviaux du Magdalena moyen en Colombie (fig. 1b). Les podzols rencontrés dans ces zones peuvent être beaucoup plus profonds que les podzols de climat tempéré, et la concentration en carbone de chaque horizon successif y est le plus souvent inférieure à 1 %. L'horizon spodique peut être plus riche en MO

que l'horizon A1, tandis que l'horizon Ao est le plus souvent absent. On note ici des concentrations en carbone plus élevées en milieu drainé qu'en milieu hydromorphe, y compris dans les alios, bien qu'une telle différence ne soit pas à considérer comme règle générale. Comme en milieu tempéré, la MO peu transformée s'accu-

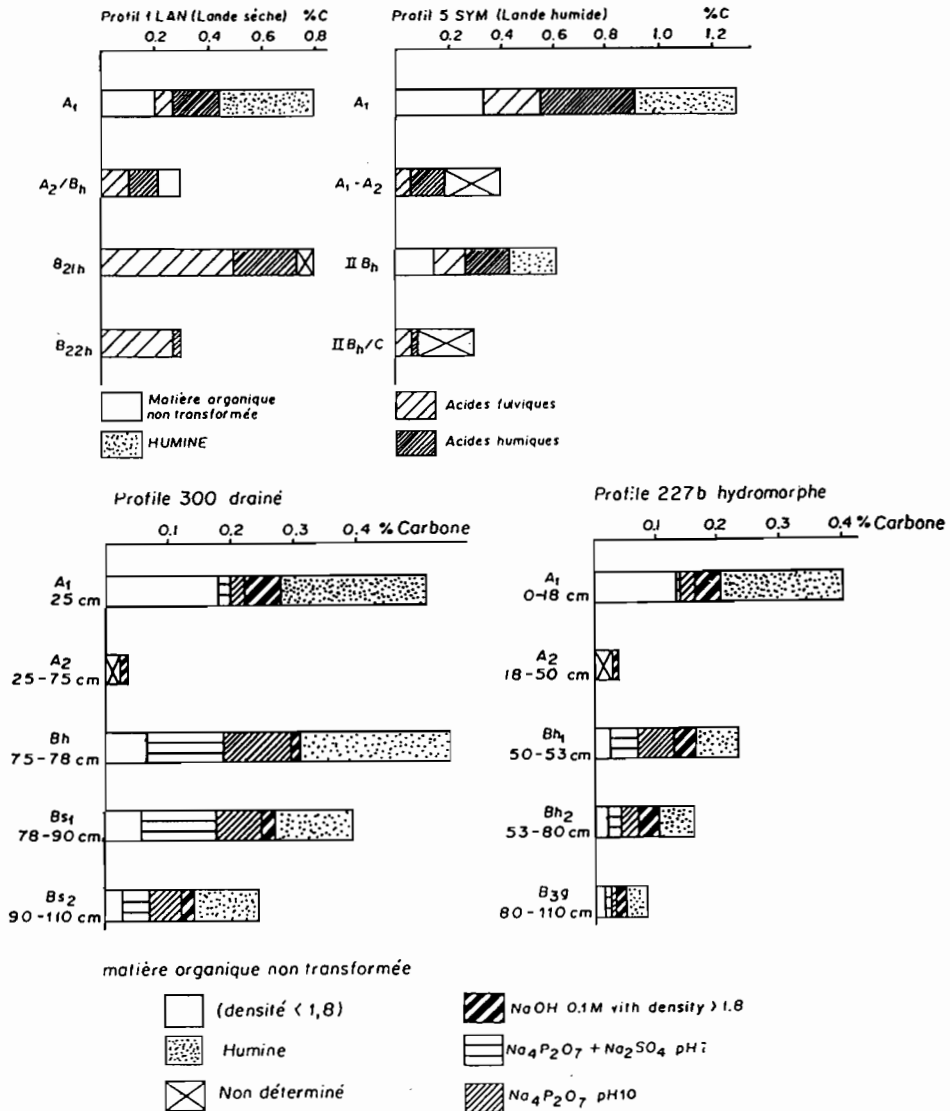


Figure 1 : Influence de l'hydromorphie sur la répartition du carbone organique dans les principaux horizons (a) de podzols des landes de Gascogne (d'après RIGHI et WILBERT, 1984) et (b) de podzols tropicaux de Colombie (d'après FAIVRE et al., 1975).

Influence of hydromorphic conditions on the distribution of organic carbon in the main horizons (a) of podzols from the landes de Gascogne, France (after RIGHI and WILBERT, 1984) and (b) of tropical podzols from Colombia (after FAIVRE et al., 1975).



mule en surface en proportions plus abondantes en milieu drainé qu'en milieu hydromorphe, mais ce caractère se maintient en profondeur dans les deux cas. Contrairement aux podzols landais précédemment décrits, la proportion des alcalino-solubles, toujours faible en surface, bien qu'augmentant en profondeur, ne dépasse pas 60 % dans les horizons spodiques. Elle est légèrement supérieure en milieu hydromorphe, mais elle nécessite le recours à la soude à pH 13, réactif pratiquement superflu dans les profils drainés. Il y a donc, comme en milieu tempéré, une influence favorable de l'aération sur la conservation des composés à petites molécules, comme l'indiquent également les rapports AF/AH voisins de 8 dans les alios des podzols drainés. Notons cependant que la saison de prélèvement des échantillons a pu favoriser les divergences observées, comme tendent à la montrer les études saisonnières (TURENNE, 1977).

## NATURE CHIMIQUE ET PROPRIETES DES PRINCIPAUX CONSTITUANTS ORGANIQUES

L'augmentation de l'extractibilité alcaline des composés humiques avec la profondeur, jusqu'à près de 100 % dans les horizons spodiques les plus strictement illuviaux, explique qu'une grande partie des informations disponibles porte sur les constituants organiques des horizons diagnostics. Chacun de ces constituants peut être classé dans une ou plusieurs des catégories ci-dessous :

### Selon sa solubilité dans l'eau

**Constituants hydrosolubles :** Bien que dépassant rarement 1 à 3 % du carbone organique total de chaque horizon, la fraction hydrosoluble des sols podzolisés est souvent beaucoup plus abondante que dans d'autres sols. Cette fraction contient en particulier des acides carboxyliques aliphatiques et phénoliques qui, bien que mineurs par rapport aux composés macromoléculaires hydrosolubles de type AF, n'en constituent pas moins les principaux donneurs de protons libres dans les extraits aqueux de ces sols. Les acides organiques, toujours très abondants dans les horizons de surface (WHITEHEAD *et al.*, 1981), voient leur aptitude à migrer, ainsi que celle de leurs complexes métalliques, augmenter avec la différenciation podzolique. Au moins pour une partie d'entre eux, leur biodégradation se trouve donc différée jusqu'aux horizons B (ARISTOVSKAYA et ZYKINA, 1977). BRUCKERT (1971) établit que la concentration globale de ces acides organiques, de l'ordre de 200 ppm du poids sec des horizons A<sub>0</sub>, est encore voisine de 10 ppm dans les horizons spodiques, principalement sous forme d'acides citrique et oxalique. Ces acides participent préférentiellement à l'altération des minéraux primaires, à la différence des composés macromoléculaires (ROBERT et BERTHELIN, 1986). Pourtant, ces derniers constituent les principaux transporteurs de cations au travers des profils : selon BARTOLI *et al.* (1981), environ 40 % des ions fer et aluminium présents dans les eaux gravitaires recueillies à la base d'un horizon A<sub>2</sub> de podzol humo-ferugineux sont complexés aux constituants de masse moléculaire supérieure à 35 000.

**Constituants alcalino-solubles :** Une grande partie des travaux sur les MO des podzols porte sur leurs interactions avec la fraction minérale, qu'il s'agisse de l'altération des minéraux primaires (ROBERT et BERTHELIN, 1986) ou de la formation de complexes organo-métalliques (ANDREUX *et al.*, 1984 ; McKEAGUE *et al.*, 1986). Les AF, composés les moins polymérisés, sont solubles aux pH de tous les types de sols, contrairement aux acides humiques (AH) qui précipitent aux pH acide. Les groupements fonctionnels acides, carboxyliques essentiellement, sont plus abondants et plus dissociables dans les AF que dans les AH. Les complexes des AH avec les cations métalliques sont plus stables que ceux des AF, Fe<sup>+++</sup> et Al<sup>+++</sup> étant

parmi les plus complexables (JACKSON *et al.*, 1979). A un pH donné, ces complexes précipitent lorsque la concentration en métal complexé est au moins égale à celle des groupements acides dissociés ; leur resolubilisation peut, de ce fait, être obtenue par alcalinisation du milieu (PORTAL *et al.*, 1977 ; ANDREUX, 1982 ; BUURMAN, 1985).

De nombreux auteurs ont établi que les formes complexées de l'aluminium et du fer prédominent dans les extraits alcalins des horizons de surface et spodiques des sols podzolisés (McKEAGUE *et al.*, 1971 ; JEANROY, 1983 ; BARRIUSO *et al.*, 1983 ; DRISCOLL *et al.*, 1985). Les quantités de cations ainsi extraits des horizons AB, ABh ou Bh sont utilisés comme indices du degré d'illuviation des complexes. Le pyrophosphate de sodium à pH 10 est un des réactifs les plus employés, mais BRUCKERT (1979) lui préfère le tétraborate de sodium à pH 9,5, plus spécifique des complexes de redistribution récente. Le taux de carbone extractible par les réactifs alcalins constitue un autre critère important de l'identification des B spodiques, que certains ont proposé de prendre en compte, de préférence aux critères faisant intervenir le taux d'argile (MOKMA, 1983).

L'état complexé monomère des cations métalliques alcalino-solubles est cependant largement controversé. Ainsi, HOLMGREN et HOLZEY (1984) ont-ils montré, en utilisant un extractant organique, le méthyl-amino-propanol, que la couleur des AF se corrèle de façon très satisfaisante avec l'aluminium extractible, et celle des AH modérément avec le fer extractible. Par contre, ce réactif organique extrait beaucoup moins de fer que le pyrophosphate, ce qui tendrait à remettre en cause ce dernier en tant qu'agent d'extraction exclusif du fer complexé, conclusion déjà obtenue par d'autres approches (BARTOLI *et al.*, 1981 ; JEANROY, 1983 ; BARRIUSO *et al.*, 1984). Enfin, la présence de MO complexée aux minéraux amorphes et argileux finement dispersés a été rapportée (GUILLET *et al.*, 1975, 1979 ; BARIOLI *et al.*, 1981), mais ces formes mériteraient davantage de caractérisation et de quantification.

## Selon son degré d'aromaticité

Les constituants des MO des podzols peuvent être distingués par leur degré d'aromaticité ou d'aliphaticité. Les composés solubles dans les solvants organiques, assimilés à la fraction « bitumes » et donc très riches en structures aliphatiques, peuvent représenter jusqu'à 30 % du carbone organique des horizons A2, mais sont par contre minoritaires dans les horizons spodiques (FUSTEC *et al.*, 1975). Il est remarquable que ces composés riches en groupements hydrophobes puissent être éluviés jusqu'à une certaine profondeur. On ne sait cependant pas si ces composés peuvent parvenir jusqu'aux horizons spodiques, y être dégradés, ou être évacués du profil.

La part des AF augmente par rapport à celle des AH avec la profondeur, et leur caractère aliphatique tend parallèlement à s'accroître. D'après ROBIN (1979), la stabilité à l'hydrolyse acide des AH d'un podzol aliotique est en effet plus faible en Bh qu'en A1, lorsque cette mesure est fondée sur la perte de poids ou de carbone (tableau I). Ce résultat traduit une plus grande teneur en MO polycondensée en surface que dans les horizons spodiques. BURGES *et al.* (1964) montrent, par des techniques dégradatives, que de tels polycondensats seraient plus riches en phénols dérivés de la lignine en surface et en phénols d'origine pigmentaire ou microbienne dans les horizons spodiques. En ce qui concerne les AF, RIGHI (1983) montre, par fractionnement différentiel sur résine PVP, que la proportion des constituants phénoliques augmente par rapport à celle des constituants polysaccharidiques avec la profondeur, d'autant plus nettement que la différenciation podzolique est accentuée. A partir d'un AF d'horizon Bh, PRESTON et SCHNITZER (1984) rapportent une perte de poids de 62 % lors de l'hydrolyse acide ; un tel traitement conduit à éliminer les composés saccharidiques et protéiques, et à diviser par deux la teneur en groupements acides en augmentant sensiblement la concentration en groupements phénoliques. La comparaison de ces AF en spectroscopie de RMN du  $^{13}\text{C}$ , avant et après hydrolyse, confirme le maintien des fonctions aromatiques au détriment des groupements aliphatiques et acides non liés directement à des noyaux aromatiques.

**Tableau I : Stabilité à l'hydrolyse acide (24 h au reflux dans HCl 3N) et formes de l'azote hydrolysable de composés humiques purifiés de sols podzolisés et humifères acides.**

*Stability to acid hydrolysis (24 hours reflux in 3N HCl), and forms of hydrolyzable nitrogen of purified humic compounds from podzols and acid organic - rich soils*

SOLS - HORIZONS	C/N	Taux de solubilisation			de N hydrolysable		REFERENCES
		Poids %	C	N:	Acides aminés (+ NH <sub>4</sub> ) <sup>*</sup>	Autres	
<b>ACIDES HUMIQUES</b>							
Podzol humo-ferrugineux : A <sub>1</sub>	29	37	37	92	58*	42	ANDREUX, 1978, 1981
B <sub>h</sub>	28	50	25	80	79*	21	ANDREUX, 1978, 1981
Sol ocreux humifère : A <sub>12</sub>	11	54	48	84	48*	52*	BARRIUSO <i>et al.</i> , 1984
Podzol aliotique : A <sub>1</sub>	42	45	14	72	nd	nd	ROBIN, 1979
B <sub>h1</sub>	49	52	38	70	36*	64	ROBIN, 1979
Podzol meuble : B <sub>h</sub>	21	84	66	89	49*	51	ROBIN, 1979
<b>ACIDES FULVIQUES</b>							
Podzol humifère : B <sub>h</sub>	72	62	60	98	29	71	PRESTON <i>et</i> SCHNITZER, 1984
Sol ocreux humifère : A <sub>12</sub>	19	100	75	86	60*	40	BARRIUSO <i>et al.</i> , 1984

\* Les pourcentages d'azote NH<sub>4</sub><sup>+</sup> sont inférieurs à 5 % du N hydrolysable - nd = non déterminé.

## Selon sa composition en soufre

**Constituants azotés :** Les MO des sols podzolisés sont généralement pauvres en azote, leur rapport C/N variant de 20 à 50 avec la profondeur, et selon la nature de la végétation et le régime hydrique notamment. Cependant, étant donné l'épaisseur de certains profils, les quantités totales d'azote présent, dans le sol sont loin d'être négligeables. La variation des rapports C/N en fonction de la profondeur, étudiée par HERBAUTS (1981) et DAMBRINE (1985) dans des sols podzolisés de milieu montagnard tempéré, montre des concentrations maximales de l'azote par rapport au carbone en A<sub>2</sub> et au-dessous de l'horizon spodique, ce qui traduit la mobilité de cet élément dans le profil. Par ailleurs, BONNE *et al.* (1982) ont déterminé, dans les eaux gravitaires prélevées à la base de l'horizon A<sub>1</sub> d'un podzol humo-ferrugineux, des rapports C/N inférieurs à 10, alors qu'ils sont proches de 20 dans les eaux extraites à pH 4,4.

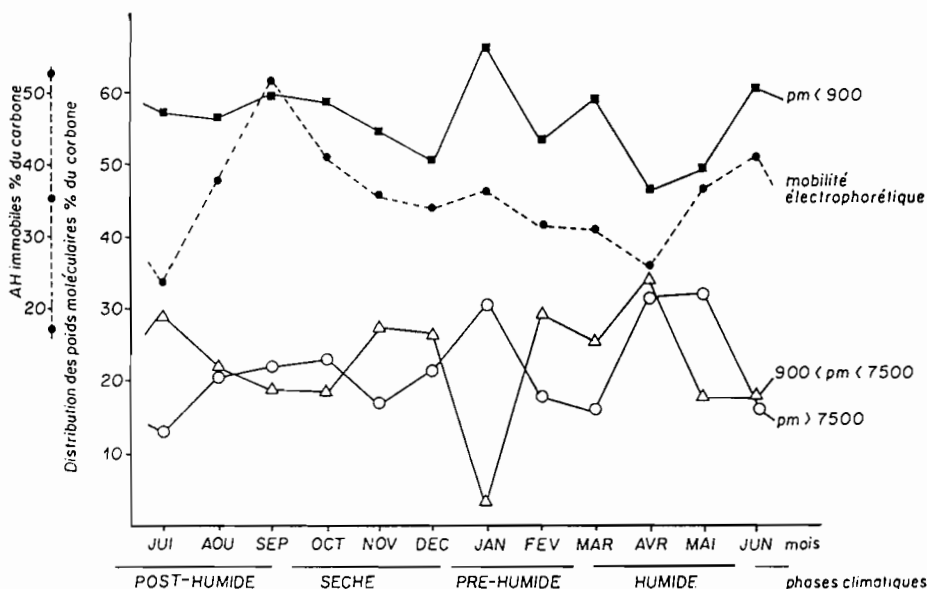
Dans les AF et AH purifiés par dialyse et décationisation, les rapports C/N sont généralement supérieurs à 20 (tableau I). Les composés azotés ne s'y trouvent donc pas préférentiellement liés et peuvent en être séparés presque totalement par hydrolyse acide; moins de la moitié de l'azote hydrolysable se trouve sous forme d'acides aminés, le reste étant incomplètement identifié (ANDREUX, 1978; ROBIN, 1979; PRESTON *et* SCHNITZER, 1984). CORTEZ *et* SCHNITZER (1979) ont montré que jusqu'à 10 % de l'azote des AH et 20 % de l'azote des AF pouvaient appartenir à des hétérocycles puriques et pyrimidiques, et STEVENSON (1983) estime que jusqu'à 10 % de l'azote d'un AH de podzol sont imputables à des amino-sucres d'origine vraisemblablement fongique. Il est probable, en outre, qu'en raison de la faible stabilité des polycondensats fulviques et humiques, en particulier dans les horizons B<sub>h</sub>, une partie

de l'azote protéique soit engagée en position juxtanucléaire dans des structures aromatiques acido-solubles (JOCTEUR-MONROZIER et ANDREUX, 1981).

**Constituants soufrés :** La présence de sulfate dans les profils de podzols a été étudiée récemment de façon systématique par FULLER *et al.* (1985). Ces auteurs montrent que les sulfates sont préférentiellement associés aux oxyhydroxydes métalliques des horizons spodiques, où leur concentration peut atteindre 2 millimoles par kg de sol. Cependant, dans les horizons A, plus de 95 % du soufre est organique. DAVID *et al.* (1982) montrent que ce soufre est essentiellement lié au carbone dans les horizons A0A1 et Bh1, mais que les formes estérifiées des sulfates l'emportent largement en A2 et sous l'horizon spodique où les MO sont essentiellement mobiles.

## DYNAMIQUE SAISONNIERE DES MATIERES ORGANIQUES

On dispose de quelques informations concernant les variations intra-annuelles du stock organique global et de ses principales fractions dans les sols podzolisés. MERLET (1975), en comparant les variations saisonnières des formes extractibles du carbone des horizons A1 et Bh d'un podzol humo-ferrugineux de montagne, met en évidence, en été, une diminution importante (de 55 à 35 %) de l'extractibilité des horizons de surface et, au contraire, une augmentation (de 40 à 70 %) de celle des horizons Bh. Cette situation traduit la soustraction en surface, à partir de la fin de la saison froide, de MO solubles susceptibles de s'accumuler dans les horizons spodiques. En revanche, la concentration en carbone organique des eaux lysimétriques,

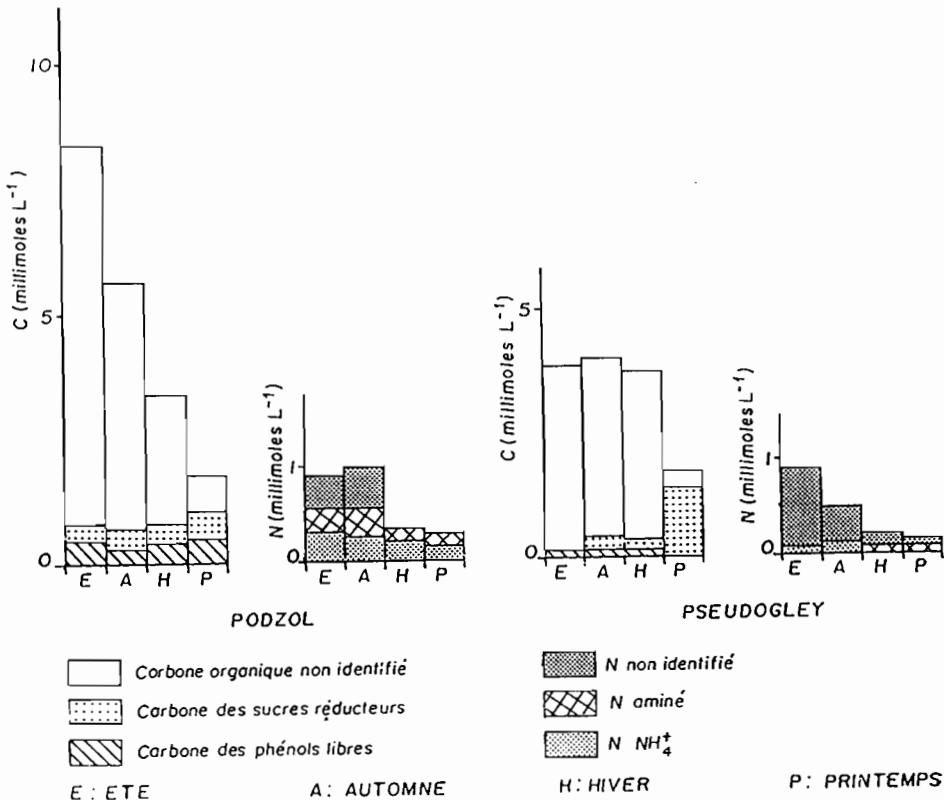


**Figure 2 :** Répartition saisonnière des poids moléculaires moyens et de la mobilité électrophorétique des acides humiques dans un podzol tropical de Guyane (d'après TURENNE, 1977).

*Seasonal distribution of average molecular weights and of electrophoretic mobility of humic acids in a tropical podzol from the French Guyana (after TURENNE, 1977).*

prélevées à la base de l'horizon A1, est toujours plus élevée en période estivale qu'en période plus froide (BONNE *et al.*, 1982). Si l'on tient compte des volumes de solution recueillis par ces auteurs, on note que les quantités transférées vers les horizons B sont plus élevées en saison froide qu'en été. Seule une faible proportion des MO illuviées semble être ensuite évacuée des horizons B, comme le signalent McDOWELL et WOOD (1984), dont les études saisonnières établissent que les concentrations en carbone dissous passent en moyenne de 33 mg L<sup>-1</sup> à des valeurs proches de celles trouvées dans les cours d'eau (2-3 mg L<sup>-1</sup>).

La nature des MO solubilisées semble varier de manière complexe avec les rythmes climatiques saisonniers. Dans les horizons de surface de podzols tropicaux de Guyane. TURENNE (1977) montre la prédominance, tout au long de l'année, de petites molécules de poids moléculaire inférieur à 900 D, mais présentant partout les propriétés des AH. La part des molécules de poids moléculaire supérieur à 7 500 D, voire à 25 000 D, décroît à l'approche de la saison sèche, vraisemblablement par suite du processus de dépolymérisation. C'est, par contre, durant les périodes pré-humide et humide que se trouve libérées les proportions les plus élevées de molécules



**Figure 3 :** Répartition des formes du carbone et de l'azote dans les eaux gravitaires d'un podzol humo-ferrugineux et d'un pseudogley podzolique de l'Est de la France (d'après BONNE *et al.*, 1982).

*Distribution of carbon and nitrogen forms in gravitational solutions from a Podzol humo-ferrugineux (Typic Haplorthod) and a pseudogley podzolique (Typic Glossaqualf) from Eastern France (after BONNE *et al.*, 1982).*

de grandes dimensions et dont la charge active élevée est mise en évidence par l'augmentation relative de leur mobilité électrophorétique (fig. 2).

On peut s'attendre à un scénario proche du précédent dans les podzols de dégradation atlantiques, soumis à des fluctuations d'humidité importantes au regard des fluctuations thermiques modérées. En climat tempéré montagnard, un contraste net entre les solutés d'eaux gravitaires prélevées à différentes saisons a été observé par BONNE *et al.* (1982). En période estivale, ces solutés semblent presque exclusivement formés de constituants polymériques, riches en formes non identifiées du carbone et de l'azote (fig. 3). La proportion de ces polymères tend à décroître à mesure que l'on avance en saison, pour faire place, au printemps, à une majorité de molécules simples, glucides et amino-acides surtout. Il en est de même dans les pseudogleys podzoliques où les constituants polymérisés prédominent en toutes saisons, excepté en période printanière (fig. 3).

Ces études saisonnières des phases organiques mobiles mettent en évidence le parallélisme entre le rôle de la phase post-humide en climat tropical et la phase de réveil printanier en climat tempéré, dans la production de molécules simples fugaces, biodégradables ou immédiatement mobiles. Ces phases sont, dans les deux cas, le prélude à une production de constituants polymériques qui commence dès la fin de la période sèche en climat tropical et avec les pluies estivales en climat tempéré.

## CONCLUSION

**La différenciation podzolique** se traduit par des lois de distribution des MO relativement simples et générales. Il paraît, en revanche, difficile de limiter l'étude de ces MO à celles dont le rôle est généralement dévolu à l'altération des minéraux et à la complexation des cations, et qui ne représentent qu'une proportion faible de l'ensemble. Au sein d'un même profil, les horizons successifs diffèrent, non seulement par les quantités globales, mais par la nature des composés organiques qu'ils contiennent. A partir des humus bruts plus ou moins développés, dominés par des matériaux d'origine ligneuse et pauvres en azote, sont entraînés des solutés plus riches en azote, voire en liposolubles et en esters soufrés, et dont les propriétés générales sont proches de celles des AF et AH. Ces composés migrent généralement sous forme protonée ou complexée aux cations métalliques et, au moins dans certains cas, sous forme de complexes d'adsorption avec une fraction amorphe ou argileuse fine et dispersée. L'horizon spodique exerce vis-à-vis des composés éluviés une action d'insolubilisation sélective, le plus souvent amorcée au niveau de discontinuités lithologiques ou granulométriques, et entretenue par l'accumulation des oxyhydroxydes métalliques et par l'existence d'une activité biologique non négligeable.

**L'insolubilisation des MO illuviées** et presque totalement réversible en milieu alcalin, mais sa stabilité chimique est nettement inférieure à celle des composés humiques de surface. Même si les MO d'origine racinaire peuvent être encore abondantes, notamment dans les horizons spodiques meubles des podzols hydromorphes, la part des matériaux ligneux est moindre qu'en surface, contrairement à celle des matériaux d'origine pigmentaire ou microbienne. D'autres composés mobiles dans le profil ne semblent, quant à eux, pas s'accumuler dans les horizons spodiques ; c'est le cas notamment des composés liposolubles et, dans une certaine mesure, du soufre et de l'azote organiques. L'activité biologique favorise probablement leur dégradation, en générant des acidités (acides carboxyliques,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) propices à l'adsorption des polymères humiques. Cette activité biologique est susceptible d'utiliser une partie de l'azote éluvié et de le réorganiser sous une forme relativement labile.

**Les phénomènes de transfert, de dégradation biologique et d'accumulation** envisagés peuvent varier en intensité, selon le climat local et l'hydromorphie, et de façon saisonnière. Néanmoins, il peut être admis, dans tous les types de

systemes, que la succession de phases relativement sèches et de phases humides, voire engorgées, favorise l'élaboration de composés polymérisés dont la potentialisation s'effectue dès la fin de la période froide ou humide, et dont la migration commence avec la réhumectation des horizons de surface. Les études concernant la dynamique des MO restent malgré cela encore fragmentaires et il paraît important que les recherches futures les prennent davantage en compte. Les données existantes concernent pour la plupart les profils les plus différenciés, alors qu'on peut espérer affiner l'approche pédogénétique de la podzolisation par l'étude des termes de transition. Cette remarque s'adresse plus particulièrement aux milieux intertropicaux pour lesquels la description de telles transitions est relativement récente.

### RÉSUMÉ

*Cet article propose une revue des connaissances actuelles concernant la matière organique dans les podzols et les sols podzoliques, inspirée d'exemples choisis dans la bibliographie française et internationale. Cette revue prend en compte l'ensemble des constituants organiques du sol, bien que seule une proportion faible à variable d'entre eux soit impliquée dans les processus d'altération et de complexation.*

*La distribution du carbone organique et des matières humiques est d'abord comparée dans des profils différenciés de podzols forestiers de l'étage montagnard tempéré, de podzols de plaine atlantique et de podzols du tropique humide. Dans les deux derniers cas (fig. 1), la podzolisation n'est pas climatique, mais se développe sur des dépôts sableux grossiers et en positions inclinées, en conditions d'hydromorphie permanente ou saisonnière.*

*Les composés organiques des podzols sont distingués en fonction de leur acidité et de leur pouvoir complexant, de leur structure aromatique ou aliphatique et de leur teneur en azote et en soufre. Parmi les composés acides et complexants, les composés alcalino-solubles et strictement hydrosolubles sont étudiés à part et leur importance dans les processus de podzolisation est discutée. La plus grande partie des composés aliphatiques du sol est séparée par hydrolyse acide des acides humiques et fulviques. Cette méthode montre que les composés humiques des horizons spodiques sont plus labiles que ceux des horizons de surface, probablement du fait d'une activité microbienne, et même racinaire, supérieure en profondeur (tableau 1). Certains travaux ont montré que le soufre organique est abondant dans les podzols, où il peut être une source d'acidité, en particulier dans les horizons spodiques des podzols forestiers.*

*La dynamique saisonnière de la matière organique doit être davantage étudiée, en particulier en climat tropical. Dans ces régions, il s'agit pour l'essentiel de composés très mobiles, polycondensés, et dont la taille décroît en début de saison sèche (fig. 2). De même, dans les podzols des pays froids et tempérés, l'entraînement de composés hydrosolubles, molécules simples surtout, se produit au printemps, alors que l'élaboration des composés humiques, constitués en partie de polymères hydrosolubles, prédomine à la fin et à la suite de la saison sèche (fig. 3).*

*Enfin, quelques-uns des mécanismes contribuant à la différenciation du profil organique des podzols sont discutés. En particulier, les transformations biologiques semblent responsables de la plupart des différences de nature entre les matières organiques des horizons supérieurs et illuviaux, ainsi que des transformations et des renouvellements qu'elles subissent au sein de ces derniers.*

**MOTS-CLES :** Podzols - Matière organique - Acidité du sol - Migration - Dynamique saisonnière.

## BIBLIOGRAPHIE

- ANDREUX F. (1978). — *Etude des étapes initiales de la stabilisation physico-chimique et biologique d'acides humiques modèles*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy I, 174 p. + annexes.
- ANDREUX F. (1982). — Genesis and properties of humic molecules. In : « *Pedology, Constituents and properties of soils* » (M. Bonneau, B. Souchier and V.C. Farmer, Eds). Academic Press Publ., 109-139.
- ANDREUX F., DLUPIUS T., GUILLET B. et JAMBU P. (1984). — *Constituants organiques et interactions organo-minérales dans les sols*. Livre jubilaire du cinquantenaire, AFES, 241-251.
- ARISTOVSKAYA T.V. et ZYKINA L.V. (1977). — Biological factors of aluminium migration and accumulation in soils and weathering crusts. In : *Problems of Soil Science* : Soviet Pedologists to the XI Intern. Congr. of Soil Science, Nauka, Moscou, pp. 175-182.
- BARRIUSO E., PORTAL J.M., FAIVRE P. et ANDREUX F. (1984). — Séparation des composés humiques et des associations organo-minérales d'un sol ocre humifère à structure microagrégée (Umbric Distrochept) : influence du pH des réactifs d'extraction. *Pédologie*, 3, 257-274.
- BARTOLI F., JEANROY E. et VEDY J.-C. (1981). — Transfert et redistribution du silicium, de l'aluminium et du fer dans les podzols : rôle des composés organiques et des supports minéraux. In : « *Migrations organo-minérales dans les sols tempérés* », Coll. Intern. CNRS, n° 303, Ed. CNRS, 281-289.
- BEGON J.-C. et JAMAGNE M. (1973). — Sur la genèse de sols limoneux hydromorphes en France. In : « *Pseudogley and gley* », I.S.S.S. Meeting, Stuttgart, Verlag Chem. Publ., 307-318.
- BONNE M., ANDREUX F., VEDY J.-C. et SOUCHIER B. (1982). — Etude hydrochimique saisonnière dans trois sols acides. Composition des eaux gravitaires et des solutions extraites à pF 4,4. *Science du Sol*, 4, 257-292.
- BRUCKERT S. (1971). — Influence des composés organiques solubles sur la pédogenèse en milieu acide. *Ann. Agron.*, 21, 421-452 et 725-757.
- BRUCKERT S. (1979). — Classification des sols bruns ocreux et cryptopodzoliques par analyse des extraits tétraborates tamponnés à pH 9,5. *Geoderma*, 22, 205-212.
- BURGES N., HURST H. et WALKDEN B. (1964). — The phenolic constituents of humic acid and their relation to the lignin of the plant cover. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1547-1554.
- BUURMAN P. (1985). — Carbon/sesquioxide ratios in organic complexes and the transition albic-spodic horizon. *J. Soil Sci.*, 36, 255-260.
- CORTEZ J. et SCHNITZER M. (1979). — Purines and pyrimidines in soils and humic substances. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 43, 958-961.
- DAMBRINE E. (1985). — *Contribution à l'étude de la répartition et du fonctionnement des sols de haute montagne*. Thèse de Doctorat de Spécialité, Univ. Paris VII, 265 p. + annexes.
- DAVID M.B., MITCHELL M.J. et NAKAS J.P. (1982). — Organic and inorganic sulfur constituents of a forest soil and their relationships to microbial activity. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 46, 847-852.
- DRISCOLL C.T., VAN BREEMEN N. et MULDER J. (1985). — Aluminium chemistry in a forested spodosol. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 49, 437-444.
- DUCHAUFOR P. (1976). — Dynamics of organic matter in soils of temperate regions : its action on podogenesis. *Geoderma*, 15, 31-40.
- FAIVRE P., HERRERA V., BURGOS L., JIMENEZ L., MOLINA C. et RUIZ E. (1983). — *Estudio general de suelos de la comisaria de Vichada, Llanos orientales de Colombia*. Institut Geogràfic. Agustín Codazzi, Ed., 462 p + cartes.
- FULLER R.D., DAVID M.B. et DRISCOLL C.T. (1985). — Sulfate adsorption relationships in forested spodosols on the Northeastern USA. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 49, 1034-1040.
- FUSTEC-MATHON E., RIGHI D. et JAMBU P. (1975). — Influence des bitumes extraits de podzols humiques hydromorphes des landes du Médoc sur la microflore tellurique. *Rev. Ecol. Biol. Sol*, 12, 393-404.
- GUILLET B. (1972). — *Relations entre l'histoire de la végétation et la podzolisation dans les Vosges*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy I, 112 pages.
- GUILLET B., ROUILLER J. et SOUCHIER B. (1975). — Podzolization and clay migration in spodosols of Eastern France. *Geoderma*, 14, 223-245.



- GUILLET B., VEDY J., ROUILLER J. et SOUCHIER B. (1979). — Migrations de particules argileuses dans les milieux de géochimie organique très acide : exemple de podzol sur colluvium de grès vosgien. *Sc. Géol.*, 53, 13-21.
- HERBAUTS J. (1981). — *Evolution des sols sur les sables d'altération des calcaires gréseux infra-basiques*. Thèse de Doctorat, ULB, 206 p. + annexe.
- HOLMGREN G.G.S. et HOLZHEY C.S. (1984). — A simple colorimetric measurement for humic acids in spodic horizons. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 48, 1374-1378.
- JACKSON K.S., JONASSON I.R. et SKIPPEN G.B. (1979). — The nature of metals-sediments water interaction in fresh water bodies, with emphasis on the role of organic matter. *Earth Sci. Rev.*, 14, 97-146.
- JEANROY E. (1983). — *Diagnostic des formes du fer dans les pédogenèses tempérées. Evaluation par les réactifs chimiques d'extraction et apport de la spectrométrie Mössbauer*. Thèse de Doctorat d'Université, Nancy I, 173 p. + annexes.
- JOCTEUR-MONROZIER L. et ANDREUX F. (1981). — L'azote organique des sols : exemple de quantification des formes protéiques et des combinaisons complexes. *Science du Sol*, 3, 219-142.
- LUCAS G., CHAUVEL A., BOULET R., RANZANI G. et SCATOLINI F. (1984). — Transição Latossolos-podzóis sobre a formacao barreiras na regio de Manaus Amazonia. *R. Bras. Ci. Solo*, 8, 325-335.
- McDOWELL W.H. et WOOD T. (1984). — Podzolization : soil processes control dissolved organic matter concentration in stream water. *Soil Science*, 137, 23-32.
- McKEAGUE J.A., BRYDON J.E. et MILES N.M. (1971). — Differentiation of forms of extractable iron and aluminium in soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 35, 33-38.
- McKEAGUE J.A., CHESHIRE M.V., ANDREUX F. et BERTHELIN J. (1986). — Organomineral complexes in relation to pedogenesis. In : « *Interaction of soil minerals with natural organics and microbes* ». P.M. Huang, Ed., Soil Sci. Soc. Amer. J. (sous presse).
- MENUT G., DUCHAUFOR Ph. et MERIAUX S. (1975). — Evolution des tourbes acides sous l'influence de l'abaissement des nappes. In : « *Biodégradation et humification* ». Edit. Pierron, Sarraquèmes, 307-313.
- MERLET D. (1975). — *Variations saisonnières de l'activité biologique dans les horizons humifères*. Mémoire D.E.S., Université de Nancy I, 28 pages.
- MOKMA D.L. (1983). — New chemical criteria for defining the spodic horizon. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 47, 972-976.
- PORTAL J.-M., ANDREUX F. et JEANSON P. (1977). — Sur la nature saline ou complexe des liaisons entre matières humiques et cations. Etude des combinaisons d'un modèle synthétique d'acide humique avec les cations Al<sup>+++</sup>, Fe<sup>+++</sup> et Ca<sup>++</sup>. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 285 D, 866-868.
- PRESTON C.M. et SCHNITZER M. (1984). — Effect of chemical modifications and extractants on the carbon 13 NMR spectra of humic materials. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 48, 305-311.
- RIGHI D. (1983). — Utilisation du fractionnement des acides fulviques par le polyvinyl-pyrrolidone pour la caractérisation des sols acides du plateau de Millevaches. *Science du Sol*, 1, 27-35.
- RIGHI D. et WILBERT J. (1984). — Les sols sableux podzolisés des landes de Gascogne (France) : répartition et caractères principaux. *Science du Sol*, 4, 253-264.
- ROBERT M. et BERTHELIN J. (1986). — Role of biological and chemical factors in mineral weathering. In : « *Interaction of soil minerals with natural organics and microbes* ». P.M. Huang et al., Eds. Soil Sci. Soc. Amer. J. (sous presse).
- ROBIN A.M. (1979). — *Genèse et évolution des sols podzolisés sur affleurements sableux du Bassin Parisien*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy I, 173 p. + annexes.
- SOUCHIER B. (1971). — *Evolution des sols sur roches cristallines à l'étage montagnard (Vosges)*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy I, Mém. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, 33, 134 pages.
- STEVENSON F.J. (1983). — Isolation and identification of amino-sugars in soil. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 47, 61-65.
- TURENNE J.F. (1977). — *Modes d'humidification et de différenciation podzolique*. Mém. ORSTOM, n° 84, 173 pages.
- WITHEHEAD D.C., HAZEL DIBB et HARTLEY R.D. (1981). — Extractant pH and the release of phenolic compounds from soils, plant roots and leaf litter. *Soil Biol. Biochem.*, 13, 343-354.

---

# L'AGE DES PODZOLS

B. GUILLET <sup>(1)</sup>

---

## ABSTRACT

### THE AGE OF PODZOLS

*Few methods have been used to appreciate the podzol age. In a first time, the age of parent materials on which podzols have been developed has been taken as reference. So in temperate and boreal areas, podzolization lasted less than 10 000 years whereas in the intertropical area, podzolization can be much older. Pollen analyses of podzols bring arguments upon the nature of the floristic environment under which podzols have been developed.*

*With the <sup>14</sup>C datings of the organic matter of spodic horizons, it can be observed that the organic matter of activ podzols, generally in equilibrium with forest, quickly turns over. Other podzols developed under heathlands have organic matter which turns over much slower.*

**KEY WORDS :** Podzolization - Soil palynology - <sup>14</sup>C dating - Mean age - Organic matter turnover.

## INTRODUCTION

On a su percevoir très tôt (SIBIRTSEV, 1900-1901, cité p. 84 par KONONOVA, 1966) le rôle des mécanismes biologiques et chimiques comme agent de la différenciation podzolique. Les contrastes de texture, de structure, de couleur, les variations verticales des constituants minéraux et organiques ont conduit à penser, a priori, que la podzolisation et les podzols pouvaient avoir un grand âge. Il faut se rappeler les étonnements de SCHARPENSEEL (1971), de GERASIMOV (1974) montrant qu'en fait il s'agissait de sols jeunes si l'on adopte comme critère le temps de résidence des matières organiques, dont on sait le rôle joué dans la différenciation morphologique et chromatique des profils.

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour tenter de dater les podzols ; nous présenterons les principes et un choix de résultats de chacune d'elles en commençant par les exemples tirés de l'observation de sols développés sur des matériaux d'âge connu.

## BREF RAPPEL DES CAUSES DE LA PODZOLISATION

Sans vouloir aborder, même sommairement, les mécanismes de la podzolisation, il faut, malgré tout, évoquer deux facteurs qui influent sur la genèse des podzols et en conditionnent l'ancienneté.

**Minéralogie et géochimie des roches-mères :** dès l'époque de DOKOU-CHAEV (PEDRO, 1984), on a su reconnaître les relations de causalité existant entre

(1) Centre de Pédologie Biologie, C.N.R.S., B.P. 5, 54501 Vandœuvre-les-Nancy.

le caractère filtrant, la texture grossière des roches-mères et l'établissement de profils podzoliques. Par la suite, des précisions d'ordre minéralogique sont venues affiner les relations. Ainsi, la figure 1 résume à elle seule les conditions imposées par les roches-mères pour tendre vers la podzolisation : les podzols s'exprimeront d'autant plus aisément que les roches-mères seront pauvres en argile et en fer, qui symbolise, ici, l'abondance relative des minéraux ferromagnésiens facilement altérables.

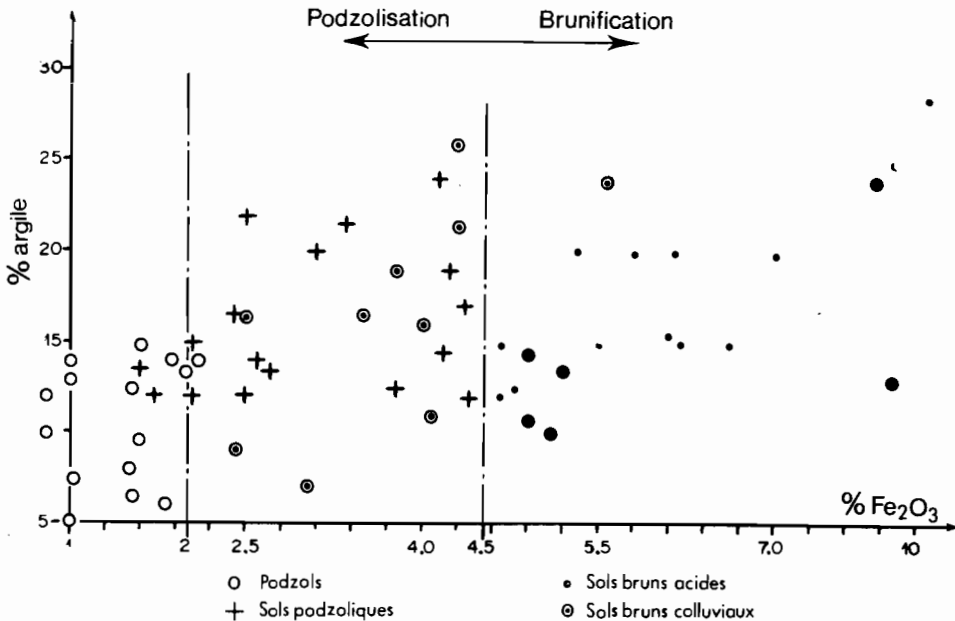


Figure 1 : Distribution des types de sol en fonction des teneurs en argile et en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de la roche-mère. Exemple des milieux montagnards (d'après SOUCHIER, 1984).

*Various soil types developed in mountain environments arranged according to clay content in relation to Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content of the parent materials (Data from SOUCHIER, 1984).*

**Facteur biogéographique** : la podzolisation est un processus qui caractérise surtout la zone boréale, accessoirement la zone tempérée. Aux hautes latitudes, il s'agit d'un équilibre climatique. Aux moyennes latitudes, la podzolisation est liée à des caractéristiques stationnelles, comme l'extrême pauvreté des roches-mères sableuses des plaines atlantiques. Il s'agit là d'un climax stationnel au sens donné par DUCHAUFFOUR (1977) et qui s'oppose au climax climatique de la podzolisation boréale ou de celle qui s'exprime aux étages montagnards et alpins des zones tempérées.

Enfin, dans les milieux intertropicaux, il est reconnu que la podzolisation peut se produire (RICHARDS, 1941 ; LENEUF et OCHS, 1956 ; BLANCANEAUX, 1973 ; TURENNE, 1977 ; BOULET, 1984). Cela conduit à deux remarques :

1) Aux hautes et moyennes latitudes, la podzolisation est nécessairement d'âge inférieur à 10 000 ans puisqu'auparavant les phénomènes glaciaires (calottes de l'Europe du Nord, du Canada) et périglaciaires (dépôts des « Cover sands » de Hollande, éolisation, saltation et cryoturbation en plaine) rendaient impossible toute pédogenèse. En montagne, ce n'est qu'après le dégagement des dépôts morainiques et la stabilisation des coluviums de pente que la pédogenèse podzolique a pu s'exprimer.

2) Aux basses latitudes, les contraintes climatiques n'ont peut-être pas pesé aussi fortement. Aussi a-t-on pu assister, depuis de nombreux millénaires, au déroulement de processus podzoliques continus dans le temps et l'espace. La preuve en est donnée par les âges  $^{14}\text{C}$  des horizons spodiques pouvant atteindre 10 000 ans (RAPAIRE et TURENNE 1977), voire 30 000 ans et plus (DANIELS *et al.*, 1975 ; SCHWARTZ *et al.*, 1985).

## **APPORT DES METHODES INDIRECTES DANS LA CONNAISSANCE DE L'AGE DES PODZOLS DE LA ZONE TEMPEREE**

### **Evolution en fonction de l'âge des matériaux**

En 1963, FRANZMEIER et WHITESIDE présentaient une étude sur l'évolution des sols développés sur des plages lacustres surélevées du lac Michigan datées de 2200, 3 000 et 8 000 ans, ainsi que sur des dépôts morainiques de 10 000 ans. Les podzols humo-ferrugineux aux horizons bien différenciés sont cantonnés à la haute plage et aux moraines. Sur la basse plage, la pédogenèse en est au stade initial des sols bruns ocreux. Un horizon A2 devient perceptible sur la plage de niveau intermédiaire.

Ces observations montrent que, sur roche-mère sablo-graveleuse, la différenciation d'un profil podzolique peut s'effectuer rapidement, en moins de 3 000 ans. Par contre, la phase d'approfondissement du A2, de développement, voire d'induration des horizons spodiques, exige plus de temps.

Des données plus fragmentaires ont été recueillies dans les vallées alpines par PATERNOSTER (1981) et DAMBRINE (1985) : une podzolisation prononcée n'est apparue que sur moraine de 8 000 à 10 000 ans.

Les travaux de DIMBLEBY (1962) donnent de beaux exemples du recours à l'archéologie comme auxiliaire de datation des sols. Dans les plaines (lowlands) et les collines (uplands) du Yorkshire, l'auteur inventorie des tumulus de l'âge du Bronze qui, à leur construction, reposaient sur des sols sableux acides faiblement différenciés. En plaine seulement, un faible horizon A2 y est observé. Le fait qu'actuellement les podzols sont présents sur les tumulus et autour d'eux, démontre que sur sables pauvres en minéraux altérables, la podzolisation peut être un processus rapide.

### **Apport de la palynologie des sols**

DIMBLEBY (1952) en Angleterre, HAVINGA (1963) en Hollande et MUNAUT (1967) en Belgique, ont été les pionniers de la palynologie des sols utilisée comme moyen de datation et de restitution des paléoenvironnements végétaux locaux. Ils ont aussi montré que la production pollinique reflétait les composantes principales d'un groupement floristique, avec parfois une sur- et sous-représentation, comme les pins et les papilionacées par exemple.

**Conservation et migration des pollens** : les processus dépendent de l'activité biologique des sols. En comparant les spectres polliniques de sols acides et tourbières contigus, MUNAUT *et al.* (1968) observent une migration d'autant plus lente que le sol témoigne d'une moindre activité biologique (humus-mor plutôt que mull ; absence de vers de terre). En outre, là où la migration est lente, les phases successives de végétation sont nettement discriminées et en fin de compte l'histoire pollinique est longue. Elle peut concerner les 2 à 3 derniers millénaires chez les podzols.

**Application aux podzols vosgiens :** par la palynologie, on a pu prendre conscience de l'importance historique des landes anthropiques à callune dans le développement des podzols humo-ferrugineux (GUILLET, 1971a). Toutefois, ces landes ne sont pas à l'origine de la différenciation des profils qui s'est effectuée en milieu forestier (GUILLET, 1971b, 1075) sans doute dès l'époque subboréale (4 500-2 700 ans BP).

La dégradation anthropique des forêts n'a eu un impact que dans les zones fragiles, exposées aux versants sud-sud-ouest des Vosges gréseuses. Au plus tôt, elle a commencé vers 2000-2 200 ans et a coïncidé avec la régression sensible du sapin (GUILLET *et al.*, 1972), essence la mieux implantée dans les Vosges. L'apparition des landes à callune a été approximativement datée à l'aide de pollens-repères (ou taxons-guides). En mettant en relation la durée d'existence des landes et l'âge  $^{14}\text{C}$  des Bh des podzols humo-ferrugineux, on observe (tableau I) que les âges s'ordonnent en fonction de la durée des landes, assimilée à la durée de la podzolisation de dégradation. Des âges  $^{14}\text{C}$ , sensiblement moitié de la durée des landes, sont interprétés comme preuve de la persistance de matières organiques, originaires de la callune, accumulées à taux presque constant dans l'horizon Bh (GUILLET, 1975). En comparaison, les âges  $^{14}\text{C}$  des matières organiques des Bh des *podzols forestiers* sont voisins et représentent des valeurs peu élevées en regard de l'âge supposé subboréal des podzols.

**Tableau I : Ages moyens des Bh des podzols humo-ferrugineux et ferrugineux développés respectivement sous l'influence de landes à callune et en équilibre avec la forêt sur grès vosgiens.**

*Mean ages of Bh horizons of humus-iron podzols and iron podzols respectively developed under heathlands and under a forest environment.*

Stations	Type de podzol et podzolisation	Durée des landes à callune	Ages apparents $^{14}\text{C}$ (ans BP)
Biffontaine	Podzol humo-ferrugineux	2000-2300 ans	1300±60
Taintrux	Podzolisation de dégradation	2000-2300 ans	1270±50
Ormont-Roche des Fées		1000-1500 ans	720±70
Belmont II		800-1000 ans	600±50
Belmont I		500- 600 ans	430±50
Raon-Pierre d'Appel	Podzol ferrugineux		600±50
Raon-Venival			440±50
Corcieux-Croisette	Podzolisation forestière		510±50
Corcieux-Vanemont			350±50

Pour estimer l'âge de la cimentation des horizons Bs aliotiques, la palynologie a été encore peu utilisée. Le principe en est simple : les pollens trouvés dans les alios ne peuvent y avoir été placés qu'avant l'induration car ensuite, ils ne peuvent y pénétrer. Sur les dix-neuf podzols des Vosges, dont nous possédons l'analyse pollinique (GUILLET, 1972a), onze présentent des indurations. Un seul n'a livré aucun pollen. Les dix autres ont un spectre pollinique daté par le charme comme taxon-guide, de la période subatlantique (2 700 à l'actuel). On en conclut que les indurations des horizons Bs se sont produites au plus tôt il y a 2 700 ans.

## DATATIONS PAR LE CARBONE 14

## Notion de gradient d'âge et causes

Sans revenir sur les méthodes et les applications (BALESDENT et GUILLET, 1982), il faut malgré tout souligner que tous les sols présentent un gradient d'âge croissant de la matière organique en fonction de la profondeur. La fig. 2 reprend les données de SCHARPENSEEL (1972) et GUILLET (1979) et précise que c'est dans les andosols que la matière organique tend le plus à vieillir (600 ans par décimètre, 500 dans les chernozems).

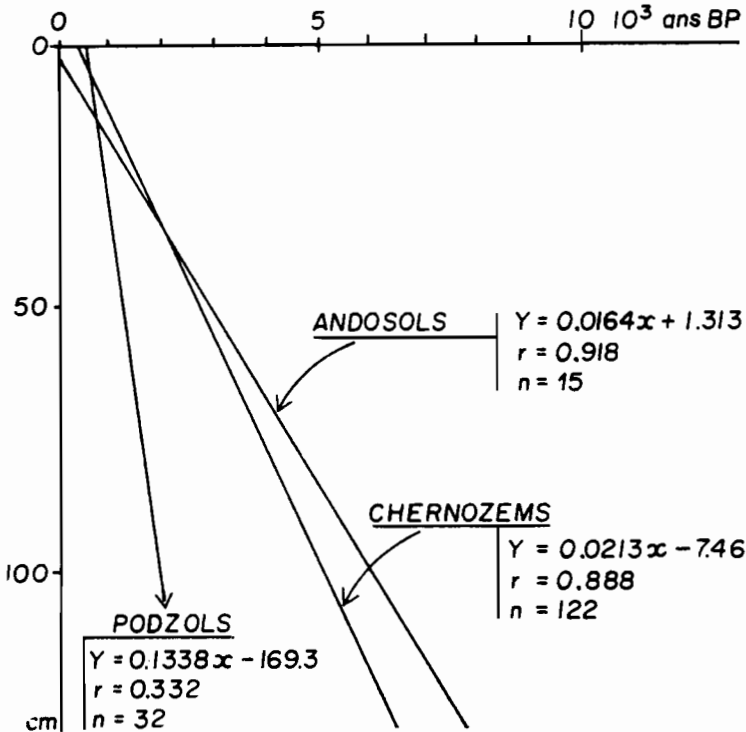


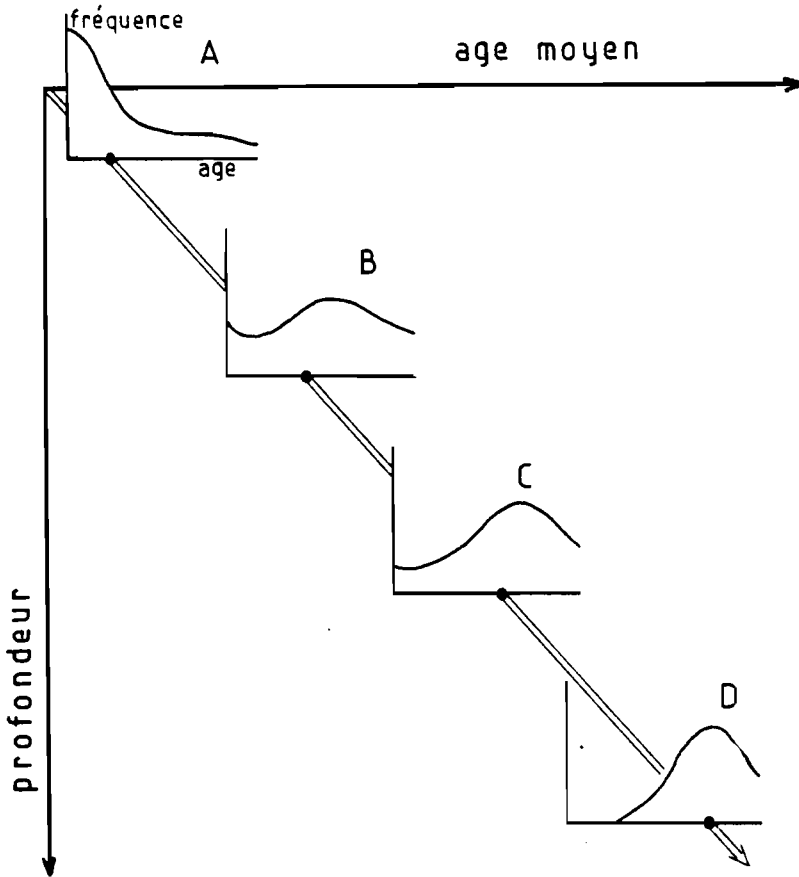
Figure 2 : Gradient d'âges moyens des matières organiques des sols ( $r$  = coefficient de corrélation ;  $n$  = nombre d'échantillons) (d'après SCHARPENSEEL, 1972, et GUILLET, 1979).

*The relationship between mean of organic matter in soil and depth in the profile (data from SCHARPENSEEL (chernozem, podzol) and GUILLET (andosol)).*

Dans les podzols (SCHARPENSEEL, 1972), le faible gradient témoigne d'âges, en moyenne, peu élevés de la matière organique. En plus, le mauvais coefficient de corrélation prend en compte une grande dispersion des âges. Ainsi, il existe des horizons spodiques où la matière organique est jeunes, d'autres où elle est vieille.

L'âge moyen (ou temps moyen de résidence) résulte de l'intégration des âges réels de chacune des entités organiques hétérochrones qui composent la matière organique d'un horizon, pondéré par leur représentativité relative. La fig. 3 décrit

la prépondérance des matières organiques jeunes dans les horizons de surface (A1 ou Ap) et l'abondance croissante de matières organiques progressivement plus vieilles vers la profondeur du profil. Ainsi, l'âge moyen croît avec la profondeur. Le modèle explicatif à « deux compartiments » de BALESSENT et GUILLET (1982) est un cas particulier du précédent. Il considère que la matière organique est le mélange de substances très vieilles, majoritaires en profondeur et minoritaires en surface, et de produits très jeunes très abondants au sommet des profils.



**Figure 3 : Distribution des âges réels expliquant les gradients d'âge.**

*Contribution of the true age of organic matter in soil to the plot of mean age versus depth.*

## L'âge des matières organiques des horizons Bh

Si dans les horizons A1, l'âge moyen est en général jeune (quelques centaines d'années) dans les horizons Bh, plusieurs cas sont possibles :

1) Considérons des podzols aux horizons *spodiques meubles* en équilibre avec la forêt climacique de feuillus en plaine, la sapinière à hêtre en montagne et la

pineraie en milieu boréal. L'âge moyen de la matière organique y est peu élevé et la similitude des âges en Bh et Bs indique un *turnover actif de l'ensemble des horizons B* (TAMM et HOLMEN, 1967 ; GUILLET et ROBIN (1972).

2) Lorsque des indurations affectent l'horizon Bs, un gradient d'âge se forme entre Bh et Bs : les matières organiques ont un plus rapide turnover au sommet de l'horizon spodique (Bh ou B21h) qu'en son sein (Bs). C'est aussi bien le cas des podzols forestiers des Hautes-Vosges (tableau II) que des podzols de dégradation en milieu montagnard ou des podzols humiques de plaine.

3) Dans les *podzols humiques* de plaine, il est notoirement connu que dès les horizons Bh les âges moyens deviennent élevés. PERRIN *et al.* (1964) citent des âges de 1 580 à 2 860 ans pour des Bh des podzols de landes de l'East Anglia. GUILLET et ROBIN (1972), ROBIN *et al.* (1983) donnent de 1 800 à 2 930 ans BP pour les Bh des podzols aliotiques développés sur les sables tertiaires du Bassin Parisien. En Campine, DE CONINCK (1980) observe des âges de 1 940 à 2 825 ans BP pour les B21h des podzols humiques.

**Tableau II : Ages moyens des matières organiques des horizons spodiques de podzols en équilibre avec la végétation naturelle climatique.**

*Mean ages of organic matter of spodic horizons of podzols in equilibrium with their natural vegetation.*

Région naturelle	Végétation	Age moyen (ans BP)	Références
Bassin Parisien	Chêne-Hêtre	B <sub>h</sub> : 180 B <sub>s</sub> : 210	GUILLET et ROBIN (1972)
Basses Vosges gréseuses	Sapin-Hêtre	B <sub>h</sub> : 500 B <sub>s</sub> : 550	GUILLET (1972)
Hautes Vosges cristallines	Sapin-Hêtre	B <sub>h</sub> : 960 B <sub>s</sub> : 1500	" "
Suède Centrale	Pin	B <sub>1</sub> : 330 B <sub>2</sub> : 465	TAMM et HOLMEN (1967)
Laponie	Pin-Bouleau	B <sub>1</sub> : 600 B <sub>2</sub> : 680	" " "

Ce constat conduit à penser qu'il peut exister des *podzols actifs* dont la matière organique se renouvelle rapidement et dont le turnover s'avère essentiel pour la nutrition, notamment azotée, des plantes et des *podzols senescents*. Les premiers paraissent essentiellement forestiers, les seconds trouvent leur origine dans l'existence historique de landes à bruyères et callune qui ont pu récemment être reconverties en forêts de pins.

Des exemples de cette dualité ont été présentés avec les travaux de ROBIN *et al.* (1983) sur la podzolisation sur les sables du tertiaire du Bassin Parisien (fig. 4). Des sols ocre podzoliques et des podzols à horizons spodiques meubles se développent sous feuillus sur les sables contaminés par des apports éoliens qui les ont enrichis en minéraux ferromagnésiens altérables. Ce sont des sols biologiquement actifs dont la matière organique des horizons Bh a un bas C/N (entre 18 et 24) et se renouvelle très rapidement (âges récents ou modernes). Une plus faible contamination rend plus sensibles les influences anthropiques qui ont pu contribuer à favoriser l'induration partielle des horizons spodiques. Il s'agit alors de podzols humo-ferrugineux de dégradation dont le turnover de la matière organique se ralentit.

Sur les sables quartzeux exempts de minéraux ferrifères altérables, la podzolisation humique est apparue très tôt avec les landes à bruyères qui ne pouvaient constituer que le seul peuplement végétal stable sur un matériau aussi pauvre. L'âge des matières organiques témoigne de l'ancienneté de son accumulation dans les horizons spodiques aliotiques.



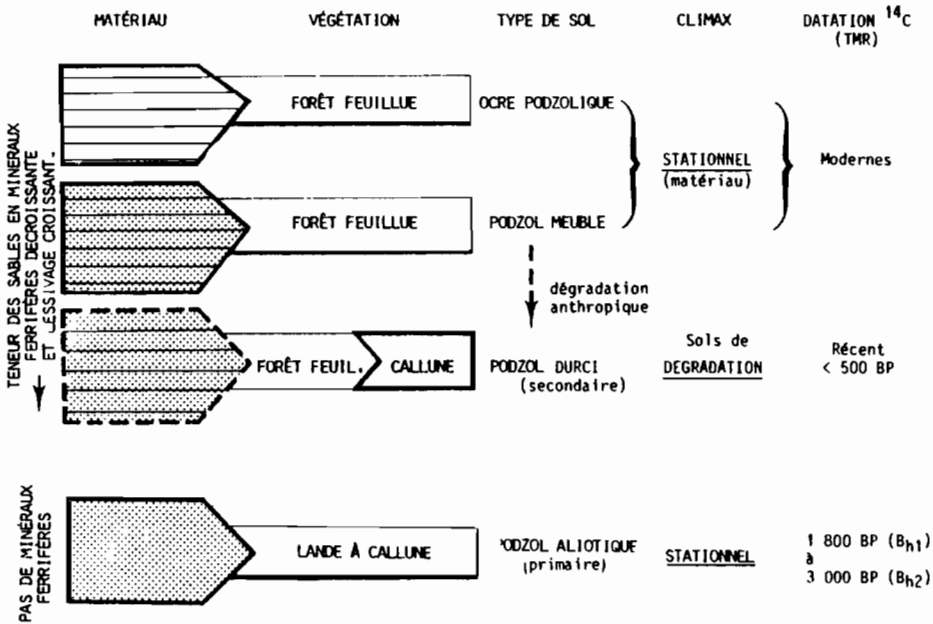


Figure 4 : Evolution podzolique sur sables du Bassin Parisien. Influence des matériaux et de la végétation (d'après ROBIN, 1979).

Diagrammatic presentation of podzol evolution on friable sandstone in the Parisian Basin showing the influence of composition of parent materials and of vegetation (from ROBIN, 1979).

## Critères et indices de l'activité biologique des horizons spodiques

**Rapports C/N** : L'âge moyen des matières organiques des horizons spodiques semblerait dépendre essentiellement des manifestations biologiques qui s'y produisent. A condition de s'en tenir à des sols podzoliques d'un même environnement bioclimatique, le C/N des matières organiques est le critère qui reflète le mieux l'activité biologique des horizons spodiques.

Dans une séquence de podzols hydromorphes du Médoc, RIGHI et GUILLET (1977) trouvent une relation nette entre C/N et âge moyen (fig. 5).

Ils montrent que les horizons biologiquement les plus actifs ont une microstructure en agrégats pour la plupart d'origine biologique et s'opposent par l'âge moyen et le C/N des matières organiques aux horizons spodiques indurés dont les grains du squelette sont cimentés par un gel aluminofulvique.

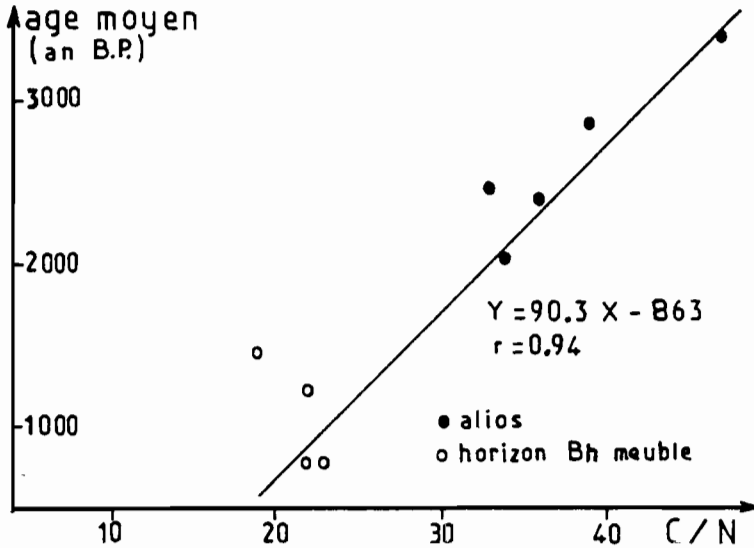


Figure 5 : Relation entre C/N et âges moyens d'horizons spodiques de la séquence de podzols hydromorphes de Lagunan (Landes du Médoc).

*Relationships Between C/N and mean ages of spodic horizons of the hydromorphous podzol sequence at Lagunan (Landes du Medoc, near Bordeaux).*

### Relation entre l'âge moyen et les taux de minéralisation des matières organiques.

Si la matière organique d'un horizon Bh ou Bs a un âge moyen très faible à faible, c'est reconnaître implicitement que les substances qui la composent ont une distribution des âges assimilables à la courbe A de la figure 3. A l'inverse, si l'âge est élevé, c'est à la courbe C ou D qu'il faut se référer. Dans un système en équilibre, les matières organiques ne sont jeunes que si elles sont biodégradables. Partant de ce principe, on peut admettre, *a priori*, que les matières organiques biodégradables ou minéralisables seront bien plus abondantes dans un horizon actif, d'âge récent, que dans un autre en voie de sénescence.

Des tests de minéralisation des matières organiques des Bh ont été effectués au laboratoire (GUILLET, 1972b) à partir de podzols ferrugineux forestiers et de podzols humo-ferrugineux. Sans prétendre à l'existence d'une corrélation entre l'âge moyen et le taux de minéralisation, on montre bien que les Bh des sols forestiers, aux matières organiques plus jeunes, peuvent minéraliser la matière organique à plus fort taux que les horizons Bh pourtant plus humifères des podzols humo-ferrugineux (fig. 6).

Le fait qu'il n'y ait pas stricte corrélation entre minéralisation et âge moyen paraît normal, car ce test appellerait un complément qui consisterait à dater le gaz carbonique dégagé. Grâce aux progrès des moyens techniques, cela devient possible et ainsi on parvient mieux à discriminer le niveau d'activité biologique d'un horizon et la stabilité biologique des substances organiques qui le composent et qui « tournent » à des rythmes divers.

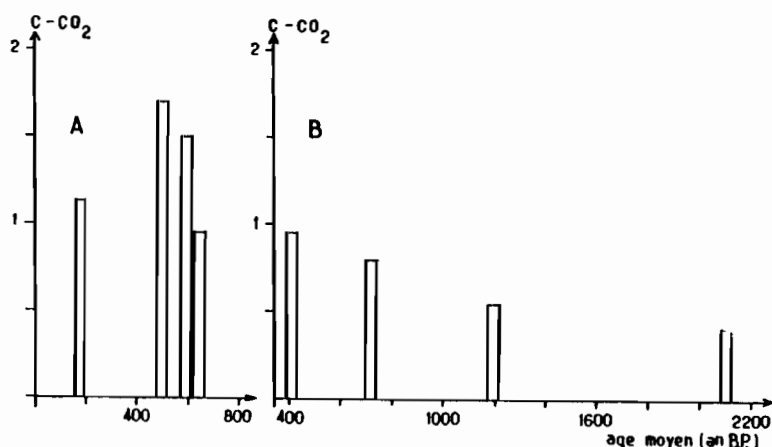


Figure 6 : Taux de minéralisation des matières organiques des horizons Bh en fonction de leur âge moyen. Exprimé en mg de C du CO<sub>2</sub> dégagé par g de carbone du sol et par jour. L'expérience d'incubation a duré 14 jours.

A : podzols ferrugineux forestiers (de gauche à droite : Fontainebleau, Corcieux, Bezanges, Raon) ; B = podzols humo-ferrugineux de dégradation de gauche à droite : Belmont I, Ormont, Biffontaine, Fontainebleau).

Données de GUILLET (1972) et GUILLET et ROBIN (1972).

*Histogram of the mineralization rates of soil organic matter (mg carbon evolved as CO<sub>2</sub> per gram of soil per day) of the Bh horizons of various soils arranged according to their mean age. Incubations were 14 days duration.*

*A : Iron podzols developed under forest conditions (from left to right : Fontainebleau, Corcieux, Bezanges, Raon) ; B : Iron humus podzols developed on heathlands (from left to right : Belmont I, Ormont, Biffontaine, Fontainebleau).*

## Effet des processus d'induration sur l'âge moyen

L'induration des horizons Bs des podzols drainés, B2h des podzols hydromorphes humiques s'effectue par la coalescence et prise en masse des ciments organo-minéraux amorphes disposés à l'état presque pur (RIGHI, 1975) ou en mélange avec une matrice argilo-limoneuse (GUILLET *et al.*, 1975) autour des grains du squelette. L'induration naît lorsque cesse l'activité biologique de la méso- et microfaune qui, elle-même décroît lorsque l'induration progresse (DE CONINCK *et al.*, 1974). Il en résulte un gradient d'âge dont nous donnons deux exemples.

Les horizons spodiques des podzols humo-ferrugineux des Vosges gréseuses offrent des *gradients verticaux* qui vont de 500 à 1000 ans par décimètre. La figure 7 met en relation l'âge moyen et l'identification des phases amorphes. L'horizon Bh est meuble, c'est l'horizon le plus jeune et le plus actif. C'est à ce niveau que se situe le maximum de fer extractible au pyrophosphate-Na (Fe<sub>p</sub>) ou tétraborate (JEANROY, 1983). L'horizon Bs accumule les polymères hydroxylalumineux amorphes extractibles au citrate-bicarbonate-dithionite (Al<sub>d</sub>) et une phase d'allophanes dont la présence est signalée par la plus forte extraction d'aluminium et silice à l'oxalate (Al<sub>o</sub> et Si<sub>o</sub>) qu'au citrate-bicarbonate-dithionite (Al<sub>d</sub> et Si<sub>d</sub>). Les gels alumineux et les

allophanes (représentés par  $Al_0-Al_d$  et  $Si_0-Si_d$ ) servent de support à l'adsorption de substances organiques qu'ils stabilisent chimiquement et biologiquement. Comme dans les andosols, cette stabilité s'accompagne d'une sorte de co-protection mutuelle qui fait vieillir ensemble les gels amorphes et les acides fulviques qui leur sont associés (BALESDENT et GUILLET, 1982 ; HETIER *et al.*, 1983).

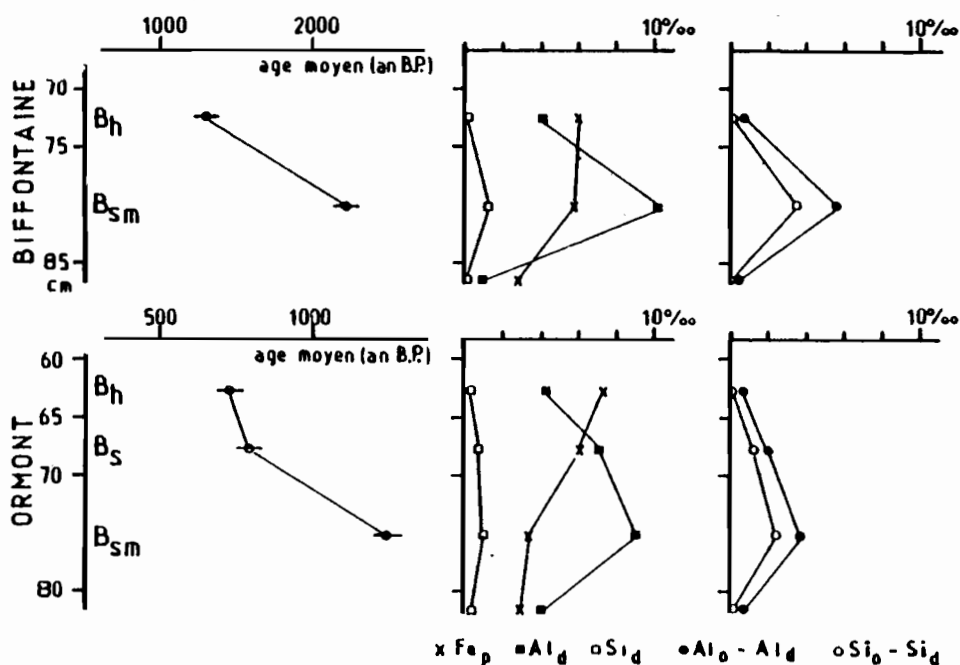


Figure 7 : Ages moyens des matières organiques des Bh et Bs aliotiques de podzols humo-ferrugineux développés sur grès vosgiens et relation avec les phases minérales amorphes.

*Mean age of organic matter of the Bh and indurated Bs horizons (1st column) and amorphous mineral phases (2nd and 3rd columns) of iron humus podzols developed in Vosgien sandstone.*

Avec les podzols du Médoc (RIGHI et GUILLET, 1977 ; RIGHI *et al.*, 1981), un gradient d'âge vertical et latéral se manifeste lorsque les accumulations préférentielles d'alumine en B2h stabilisent les acides fulviques et conduisent à la formation d'aliots humiques (fig. 8). Gels alumineux et substances humiques vieillissent ensemble, de sorte que, là aussi, la cimentation et l'induration conduisent à la sénescence progressive, voire à la fossilisation, des aliots humiques de l'amont des séquences.

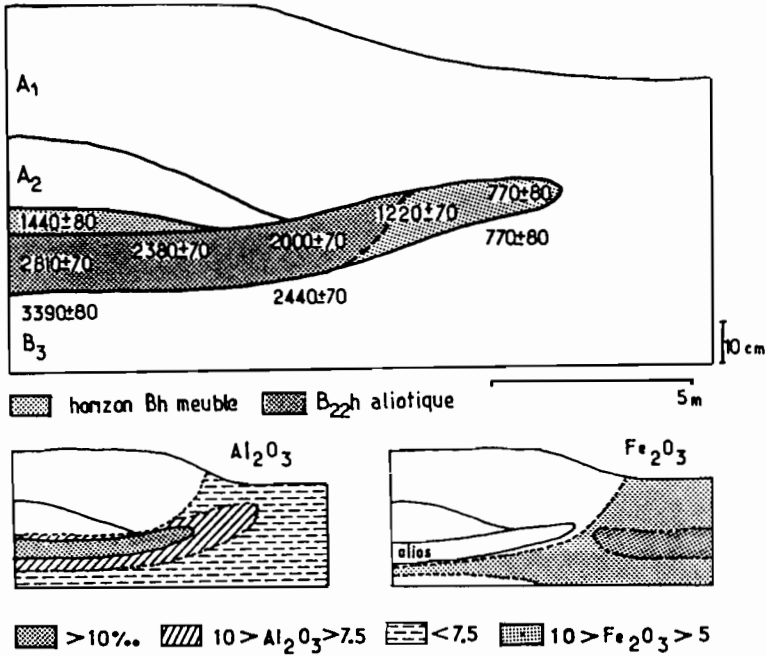


Figure 8 : Ages moyens des matières organiques et distribution du fer et de l'aluminium dans les podzols de la séquence de Lagunan (Landes du Médoc). Données de RIGHI et GUILLET (1977) et RIGHI *et al.* (1981).

*Diagram of the mean ages of organic matter in various horizons (top in relation to aluminium and iron distribution (bottom) in podzols of the Lagunan sequence (Landes du Médoc).*

## CONCLUSIONS

Parler d'âge des podzols peut paraître un non sens car la podzolisation est une dynamique évoluant dans le temps et l'espace. Pourtant, des événements ont marqué l'histoire des podzols et leur ont donné la morphologie caractéristique que nous leur connaissons. Il faut reconnaître que la formation des horizons A<sub>2</sub> et des horizons spodiques médians sont des épisodes dont il est difficile de dater, dans l'absolu, les débuts.

Par contre, l'âge des matières organiques est une donnée accessible par datation <sup>14</sup>C. C'est un âge moyen de grande utilité car ce paramètre, joint à quelques autres (C/N) peut aider à définir les caractéristiques biologiques des podzols. Une de ces caractéristiques importantes est certainement la double évaluation de l'activité minéralisatrice des matières organiques et des flux de C et N des systèmes en équilibre, dont dépend la nutrition azotée des plantes.

## RESUME

*Les recherches sur l'âge des podzols s'appuient sur un nombre limité de méthodes. En premier lieu, on a pris comme référence l'âge des matériaux sur lesquels se sont développés les podzols. Ainsi, en région tempérée et boréale, la podzolisation a nécessairement moins de 10 000 ans alors qu'en milieu intertropical, elle peut être beaucoup plus ancienne. La palynologie des podzols apporte des arguments concer-*

nant la nature forestière ou ouverte du peuplement végétal sous lequel les podzols se sont développés.

Avec les datations par le  $^{14}\text{C}$  des matières organiques des horizons spodiques, on observe qu'il existe des podzols actifs dont la matière organique jeune se renouvelle à un rythme important. D'autres podzols, ayant généralement porté une végétation de dégradation (bruyère et callune) ont des matières organiques vieillissantes au turnover très lent.

**MOTS CLES :** Podzolisation - Palynologie des sols - Datation  $^{14}\text{C}$  - Age moyen - Turnover des matières organiques.

### BIBLIOGRAPHIE

- BALESDENT J. et GUILLET B., 1982. — Les datations par le  $^{14}\text{C}$  des matières organiques des sols. Contribution à l'étude de l'humification et du renouvellement des substances organiques. *Science du Sol*, 2, 93-112.
- BLANCANEUX Ph., 1973. — Podzols et sols ferrallitiques dans le Nord-Ouest de la Guyane française. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, XI, 2, 121-154.
- BOULET R., CHAUVEL R. et LUCAS Y., 1984. — Les systèmes de transformation en pédologie. In : Livre jubilaire du cinquantenaire. AFES, Paris, 167-179.
- DAMBRINE E., 1985. — Contribution à l'étude de la répartition et du fonctionnement des sols de haute montagne. Thèse de Spécialité, Université de Paris VII, 265 p.
- DANIELS R.B., GAMBLE E.E. et HOLZHEY C.S., 1975. — Thick Bh horizons in the North Carolina Coastal Plain. I. Morphology and relation to texture and soil ground water. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 39, 1177-1181.
- DE CONINCK F., 1980. — Major mechanisms in formation of spodic horizons. *Geoderma*, 24, 101-128.
- DE CONINCK F., RIGHI D., MAUCORPS J. et ROBIN A.M., 1974. — Origin and micro-morphological nomenclature of organic matter in sandy spodosols. In : «*Soil Microscopy*» G.K. Rutherford ed. 4th Int. Work Meet., Kingston Ontario, 263-280.
- DIMBLEBY G.M., 1952. — The historical status of moorland in North-East Yorkshire. *New Phytol.*, 51, 349-354.
- DIMBLEBY G.W., 1962. — The development of British Heathlands and their soils. *Oxford Forest. Mem.*, 23, 121 p.
- DUCHAUFOR Ph., 1977. — *Pédologie. I. Pédogenèse et classification*. Masson, Ed., Paris, 477 p.
- FRANZMEIER D.P. et WHITESIDE E.P., 1963. — A chronosequence of podzols in Northern Michigan. II. Physical and chemical properties. *Quarterly Bull.*, 46, 21-36.
- GERASIMOV I.P., 1974. — The age of recent soils. *Geoderma*, 12, 17-25.
- GUILLET B., 1971 a. — Etude palynologique des podzols. II. La podzolisation sur les versants secs gréseux des Basses-Vosges. *Pollen et Spores*, XIII, 233-254.
- GUILLET B., 1971 b. — Etude palynologique des podzols : III. La podzolisation sur granite dans les Vosges hercyniennes de l'étage montagnard. Comparaison avec la podzolisation dans les Basses-Vosges gréseuses et sur le plateau lorrain. *Pollen et Spores*, XIII, 421-446.
- GUILLET B., 1972. — *Relation entre l'histoire de la végétation et la podzolisation dans les Vosges*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy I. 112 p.
- GUILLET B., 1972. — Datation des sols par le  $^{14}\text{C}$  nature. II. Application à la détermination et à la signification des âges d'horizons Bh et Bs de podzols vosgiens. *Bull. ENSAIA, Nancy*, XIV, 123-131.
- GUILLET B., 1975. — Les podzols forestiers et les podzols de dégradation : relation entre l'histoire de la végétation et l'évolution des podzols sur grès vosgien triasique. *Rev. Ecol. Biol. Sol*, 12, 405-414.
- GUILLET B., 1979. — Etude du renouvellement des matières organiques des sols par les radioisotopes ( $^{14}\text{C}$ ). In : «*Pédologie*». II. «*Constituants et propriétés du sol*». M. Bonneau et B. Souchier ed. Masson Publ., 210-226.
- GUILLET B., HASSKO B. et JAEGER R., 1972. — Approche palynologique de la limite spontanée du sapin sur la bordure orientale du Plateau Lorrain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274, 2966-2968.
- GUILLET B. et ROBIN A.M., 1972. — Interprétation de datations par le  $^{14}\text{C}$  d'horizons Bh de deux podzols humo-ferrugineux, l'un formé sous callune, l'autre sous chênaie-hêtraie. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 274, 2859-2862.

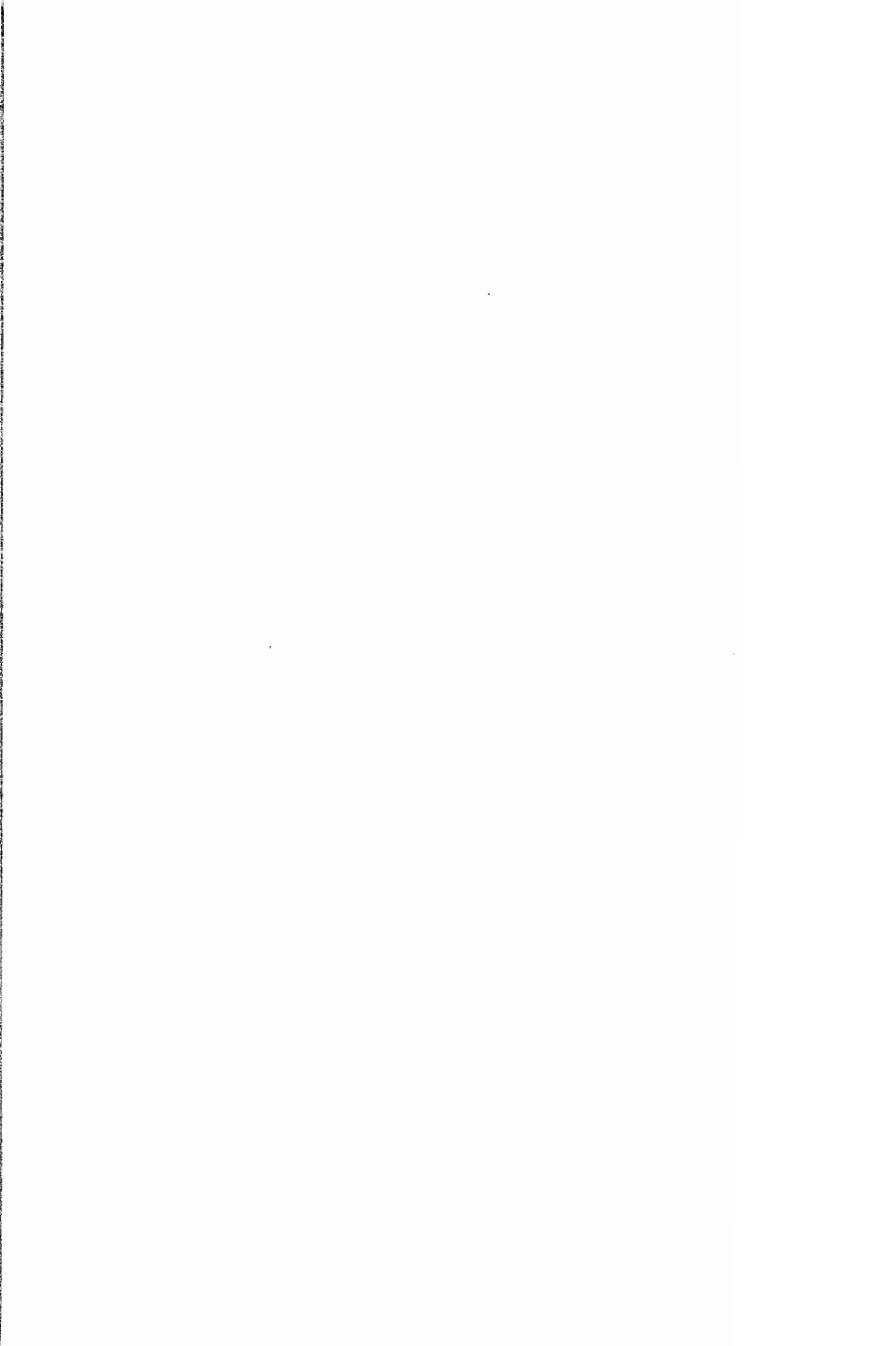
- GUILLET B., ROUILLER J. et SOUCHIER B., 1975. — Podzolization and clay migration in spodosols of Eastern France. *Geoderma*, 14, 223-245.
- HAVINGA A.J., 1963. — A palynological investigation of soil profiles developed in cover sand. *Medelingen von de Landbowhogeschool te Wageningen, Nederland*, 63, 92 p.
- HETIER J.M., GUILLET B., BROUSSE R., DELIBRIAS G. et MAURY R., 1983. —  $^{14}\text{C}$  dating of buried soils in the Volcanic chaîne des Puys (France). *Bull. volcanol.*, 46, 193-201.
- JEANROY E., 1983. — *Diagnostic des formes du fer dans les pédogenèses tempérées. Evaluation par les réactifs chimiques d'extraction et apports de la spectrométrie Mössbauer*. Thèse de Doctorat d'Université, Université de Nancy I, 157 p.
- KONOVA M.M., 1966. — *Soil organic matter*. Pergamon Press. Ed., 2<sup>e</sup> Ed., 544 p.
- LENEUF N. et OCHS R., 1956. — *Les sols podzoliques du cordon littoral en Basse Côte-d'Ivoire*. Congrès de Science du Sol, Paris, Vol. 86, 529-532.
- MUNAUT A.V., 1967. — *Recherches paléo-écologiques en basse et moyenne Belgique*. Acta Geogr. Lovan. Thèse, 6, 191 p.
- MUNAUT A.V., DURIN L. et EVRARD J.C., 1968. — Recherches paléoécologiques et pédologiques en forêt d'Andigny (Aisne, France). *Bull. Soc. Bot. du Nord de la France*, 21, 105-133.
- PATERNOSTER M., 1981. — *Colonisation par la végétation et pédogenèse initiale sur les moraines latérales historiques du Grand Glacier d'Aletsch*. Thèse de Spécialité, Université de Nancy I, 100 p.
- PEDRO G., 1984. — La pédologie, cent ans après la parution du « Tchernozem russe » de B.B. DOKOUCHEV (1883-1983). *Science du Sol*, 2, 81-92.
- PERRIN R.M.S., WILLIS E.M. et HODGE C.A.B.M., 1964. — Dating of humus podzols by residual radiocarbon activity. *Nature*, 4928, 165-166.
- RAPPAIRE J.L. et TURENNE J.F., 1977. — Mesures d'activité spécifique des fractions de matière organique appliquées à l'étude de l'évolution des sols de Guyane. In : *Soil Organic Matter Studies*, IAEA, Vienne., 179-186.
- RICHARDS P.W., 1941. — Lowland tropical podzols and their vegetation. *Nature*, 3744, 129-131.
- RIGHI D., 1975. — Etude au microscope électronique à balayage de champ et au microanalyseur à sonde électronique des revêtements et des agrégats organiques d'horizons B spodiques. *Science du Sol*, 4, 315-321.
- RIGHI D., DUPUIS Th. et JAMBU P., 1981. — Dynamique du fer et de l'aluminium en milieu engorgé et podzolique. In : *Migrations organo-minérales dans les sols tempérés*. Colloque Intern. du CNRS, n° 333, 57-62.
- RIGHI D. et GUILLET B., 1977. — Datations par le carbone 14 naturel de la matière organique d'horizons spodiques de podzols des Landes du Médoc (France). In : *Soil organic matter studies*. IAEA Vienne, 2, 187-192.
- ROBIN A.M., 1979. — *Genèse et évolution des sols podzolisés sur affleurements sableux du Bassin Parisien*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nancy I, 173 p.
- ROBIN A.M., GUILLET B. et DUCHAUFOR Ph., 1983. — Ecologie des podzols du Bassin Parisien. Exemples en forêts de Fontainebleau et de Villers-Cotterets. *Rev. Forest. Franç.*, 35, 35-46.
- SCHARPENSEEL H.W., 1971. — Radiocarbon dating of soils. Problems, troubles, hopes. In : *Paleopedology. Origin, nature and dating of paleosols*, Israël Univ. Press., 77-88.
- SCHARPENSEEL H.W., 1972. — Messung der natürlichen C-14 Konzentration in der organischen Substanz von rezenten Böden. Eine Zwischenbilanz. *Zeitsch. Pflanz. Bodenk.*, 133, 241-263.
- SCHWARTZ D., DELIBRIAS G., GUILLET B. et LANFRANCHI R., 1985. — Datations par le  $^{14}\text{C}$  d'altos humiques : âge Njillien (40 000-30 000 BP) de la podzolisation sur Sable Batéké (République Populaire du Congo). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 300, sér. II, 891-894.
- SOUCHIER B., 1984. — Les podzols et la podzolisation en climats tempérés et montagnards. In : *Livre jubilaire du cinquantenaire*, AFES, Paris, 77-96.
- TAMM C.O. et HOLMEN H., 1967. — Some remark on soil organic matter turnover in Swedish podzol profiles. *Meddelelser d.D. Norske Skogf*, 85, 69-88.
- TURENNE J.F., 1977. — *Mode d'humification et de différenciation podzolique dans deux toposéquences guyannaises*. Mém. ORSTOM n° 84, ORSTOM Paris, 167 p.

## REMERCIEMENTS

Beaucoup de données présentées dans ce texte ont été, en leur temps, discutées avec MM. Ph. DUCHAUFOR et B. SOUCHIER. Je tiens à les en remercier de nouveau.

**TRANSFORMATIONS MINÉRALOGIQUES  
LIÉES À LA PODZOLISATION**





---

# EVOLUTION OF SILICATES, ESPECIALLY PHYLLOSILICATES, DURING PODZOLIZATION <sup>(1)</sup>

F. DE CONINCK <sup>(2)</sup>, W. JENSEN <sup>(3)</sup> and C. DE KIMPE <sup>(4)</sup>

---

## RESUME

### EVOLUTION DES SILICATES, PHYLLOSILICATES ESSENTIELLEMENT, DURANT LA PODZOLISATION

Le schéma général de l'altération des silicates pendant la podzolisation peut être résumé comme suit. Les silicates primaires (mica-chlorite trioactédrique) subissent une altération incongruente appelée également dégradation ou vermiculitisation. Ce processus consiste en une extraction du K<sup>+</sup> des micas ou de la couche OH des chlorites. Ce processus forme des feuillets vermiculitiques ou smectitiques. Les minéraux, dans un stade intermédiaire où les réseaux sont partiellement ceux de mica et de chlorite et partiellement ceux de vermiculite et de smectite, sont appelés intergrades. Les autres silicates sont altérés de façon congruente. Un processus supplémentaire décrit par de nombreux auteurs, et souvent appelé agradation, implique la formation d'une couche incomplète d'Al-OH dans l'espace interfoliaire de vermiculite ou smectite. Le minéral formé de cette façon est également un intergrade appelé chlorite-Al ou chlorite du sol.

Cependant, l'étude d'un grand nombre de sols suggère que ces schémas classiques ne s'appliquent pas dans tous les cas. Plus encore, il est difficile de distinguer, de façon certaine, les intergrades de dégradation de ceux d'agradation. Ces points sont démontrés ici par les résultats analytiques acquis sur trois podzols différents : un podzol humique avec un horizon B<sub>2h</sub> sur sable glauconieux de Belgique, un podzol avec des horizons B<sub>2ir</sub> sur dépôts fluvio-glaciaires de micaschistes et de granite de Norvège du Nord, un podzol avec des horizons Bhfe (B<sub>2hir</sub>) et Bfe (B<sub>2ir</sub>) sur sables éoliens micacés et chloritiques du Québec (Canada). L'étude de ces profils est basée sur la diffraction de rayons X, l'analyse chimique totale et l'extraction de Fe et Al avec le citrate-dithionite. Ces analyses ont été faites sur différentes classes granulométriques.

La formation de chlorite alumineuse n'apparaît dans aucun de ces trois profils.

## INTRODUCTION

The general trend in evolution of the silicates during podzolization can be summarized as follows (CAILLERE and HENIN, 1950 ; DE CONINCK, 1983) :

1) The primary phyllosilicates (micas and trioctahedral chlorite) show an incongruent weathering or degradation characterized by (MILLOT, 1964) :

a) removal of the interlayer K<sup>+</sup> from the micas ; this process leaves a vermiculite

---

(1) Part of this study has been carried out in the project "De mineralogische evolutie in de bodem van België" (The mineralogical evolution in the soils of Belgium), F.K.F.O. Belgium.

(2) Laboratory for Soil Science, Geological Institute, Krijgslaan 281, 9000 Gent - Belgium.

(3) Ribe Amstråd, Amtsgården, 6760 Ribe - Danmark.

(4) Agriculture Canada, Direction générale de la recherche, Ottawa - Canada.

lattice, which can transform into a smectite through a decrease of the charge on the 2/1 layers (GJEMS, 1967 ; LELONG and SOUCHIER, 1972) ;

- b) removal of the interlayer OH sheet out of trioctahedral chlorite, leaving a vermiculite lattice as well (COFFMAN and FANNING, 1975 ; DE CONINCK *et al.*, 1976 ; DE CONINCK *et al.*, 1983 ; DOUGLAS, 1977 ; HERBILLON and MAKUMBI, 1975).

These processes are indicated as vermiculitization. As long as the removal of either  $K^+$  or  $OH^-$  is not complete, the minerals have partially a vermiculite composition. The name, given to these intermediate minerals varies ; in our opinion the most appropriate name is « intergrades ».

- 2) The other phyllosilicates undergo a congruent weathering, but their stability varies according to their composition.

Besides these processes of degradation, many authors describe a process of « aggradation » :  $Al^{+3}$  originating from the weathering of minerals moves into the interlayer space of the vermiculite or smectite layers. Through deprotonation and polymerization of  $Al^{+3} 6H_2O$  incomplete Al (OH) sheets are formed inside the interlayer space. This mineral of aggradation is mostly indicated as « secondary dioctahedral Al chlorite » or « soil chlorite ». Since these Al (OH) sheets do not fully fill the interlayer space, they form « intergrade » minerals of aggradation with a structure comparable to that of intergrades of degradation (RICH, 1960 ; JACKSON, 1963 ; VICENTE *et al.*, 1977).

Study of the mineralogy of podzols from different origins has, however, shown that this general trend does not always apply. Moreover if the parent material contains trioctahedral chlorite or chloritic mixed layers, distinction between the inherited chloritic minerals and eventual soil chlorite become arduous, if not impossible. These features are demonstrated with the analytical results of three profiles from different origins : the Campine in Belgium, the north of Norway and the province of Quebec in Canada. The purpose of this paper is not to compare the evolution in the three profiles but to show how the mineralogy of the parent material is predominant in the mineralogical evolution during podzolization.

## MATERIALS

The Belgium profile originates from the village of Hulsthout, Southern Campine. The climate is temperate with a regularly distributed annual precipitation of about 700 mm and a mean annual temperature of 9°C. The soil is an imperfectly drained bisequum profile on glauconiferous sand : clay migration has formed a bleached E' horizon over a greenish B2t horizon ; in the bleached horizon a podzol has developed with a grey (10 YR 4/1)\* E horizon over a B2h horizon with a very dark brown to black (10 YR 2/2 - 2/1) upper B21h and a dark brown (7.5 YR 3/4) lower B22h. The pH ranges between 3.5 and 4.5 in the podzol horizons. The organic carbon is 3.2 % in the B21h and 1.5 % in the B22h. The Norway profile originates from the Okstindan area, around 66°N. The climate is maritime, with a regularly distributed precipitation of about 1000 mm and a mean annual temperature of about 2.5°C. The soil is developed on fluvio-glacial deposits originated from a rock substratum of micaschists and occasional granite beds. It is well drained. It has a very dark grey (10 YR 3/1 dry) A1 horizon, a grey (10 YR 6/1 dry) E horizon, a light yellowish brown (10 YR 6/4 dry) upper B21r horizon and a yellowish brown (10 YR 5/6 dry) lower B22ir horizon. The B horizons have about 3.3 % organic carbon. pH values range between 3.8 in the A1 horizon and 4.5 in the lower B22ir horizon. In the discussion the A1 and E horizons are described as eluvial horizons. The Quebec profile comes from the village Sorel, 30 km NE of Montreal, Canada. The area has a continental climate with an annual precipitation of about 1000 mm regularly distributed. The mean tempe-

\* The color annotations are according to soil munsell charts for moist samples unless stated otherwise.

perature in July is around 20°C and in January around -5°C. The parent material is eolian micaceous and chloritic sand, reworked into sanddunes. The soil is well drained and has a slightly bleached dark greyish brown (10 YR 4/2) Ahe horizon, a dark reddish brown (7.5 YR 2/2) Bhf horizon and a dark brown (7.5 YR 4/4) Bf horizon. The pH varies between 4 and 4.5; organic carbon (is) 12.3% in the Bhf horizon and 2.4% in the Bf horizon. The nomenclature of the horizons for the Quebec profile is based on the Canadian system (Commission Canadienne de Pedologie, 1978). In this nomenclature, Ae represents an eluvial horizon, corresponding to an E horizon, Bhf and Bf stand for horizons enriched in organic matter and sesquioxides and in sesquioxides, respectively.

## METHODS

1. Separation into sand-, silt- and clay-fractions by sieving dispersion with  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  pH 9.5 and sedimentation after destruction of organic matter with  $\text{H}_2\text{O}_2$ .
2. Dithionite-citrate treatment at 75°C with a solution of 1 M Na citrate and Na dithionite powder; in the extract Fe and Al are determined by atomic absorption spectrometry (AAS) and expressed as  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  dit and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dit; the dithionite-treated sample is saturated half  $\text{K}^+$ , half with  $\text{Mg}^{+2}$  and stored in water (DE CONINCK and HERBILLON, 1969).
3. X-ray diffraction is run on the untreated rock sample on fractions separated by sieving only (N indicating the absence of any specific saturation), on fractions after dispersion with  $\text{Na}^+$  salts ( $\text{Na}^+$  indicating saturation by this treatment) or on the dithionite-citrate treated  $\text{K}^+$  or  $\text{Mg}^{+2}$  saturated samples (indicated as  $\text{K}^+$  or  $\text{Mg}^{+2}$ ); all samples are parallel oriented; glycol solvation on  $\text{Mg}^{+2}$  saturated samples is carried out in vapor under vacuum; heating of  $\text{K}^+$  saturated samples is conducted for 2 hours.
4. Total elemental analysis (INGAMELLS, 1966; OMANG, 1969). Fusion of 100 mg of sample with  $\text{Li}_2\text{CO}_3$  and  $\text{H}_3\text{BO}_3$  at 1000°C. The melt is dissolved in conc. HCl. Si and Al are determined by AAS in a  $\text{N}_2\text{O}$ -acetylene flame. Ti is determined colorimetrically with chromotropic acid. Treatment of 100 mg of sample with  $\text{HF} + \text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$  until the solution is clear; the evaporation residu is dissolved in conc. HCl. Na, K, Ca, Mg and Mn are determined by AAS in an air acetylene flame. Fe is determined colorimetrically with sulfosalicylic acid, P with ammonium vanadate and ammonium molybdate. Loss on ignition is determined by heating to 1000°C; it is undicated in the tables as  $\text{H}_2\text{O}$ .

## PRINCIPLE OF INTERPRETATION

### X-ray patterns

Interpretation of diffraction is based on the following spacings :

quartz : .426 and .334 nm

trioctahedral chlorite : 1.45; .72; .475 and .355 nm

mica : 1.0; .5; .333 nm

amphibole : .85 nm (but a spacing of .85 nm may be a 3<sup>o</sup> order of a 2.4-2.5 nm mixed layer)

feldspars : .64; .325 to .315 nm

kaolinite : .72 and .36 nm

lepidocrocite : .62 nm

### Mixed layer or intergrades :

vermiculitic :

1° order spacings at 2.2 to 2.8 nm ;

2° order spacings between 1.0 and 1.4 nm which shift gradually to 1.0 nm on heating ;

a possible 3° order around .85 nm ; no shift with glycol.

smectitic : idem as vermiculite but the spacings shift to higher values with glycol.

## Chemical analyses

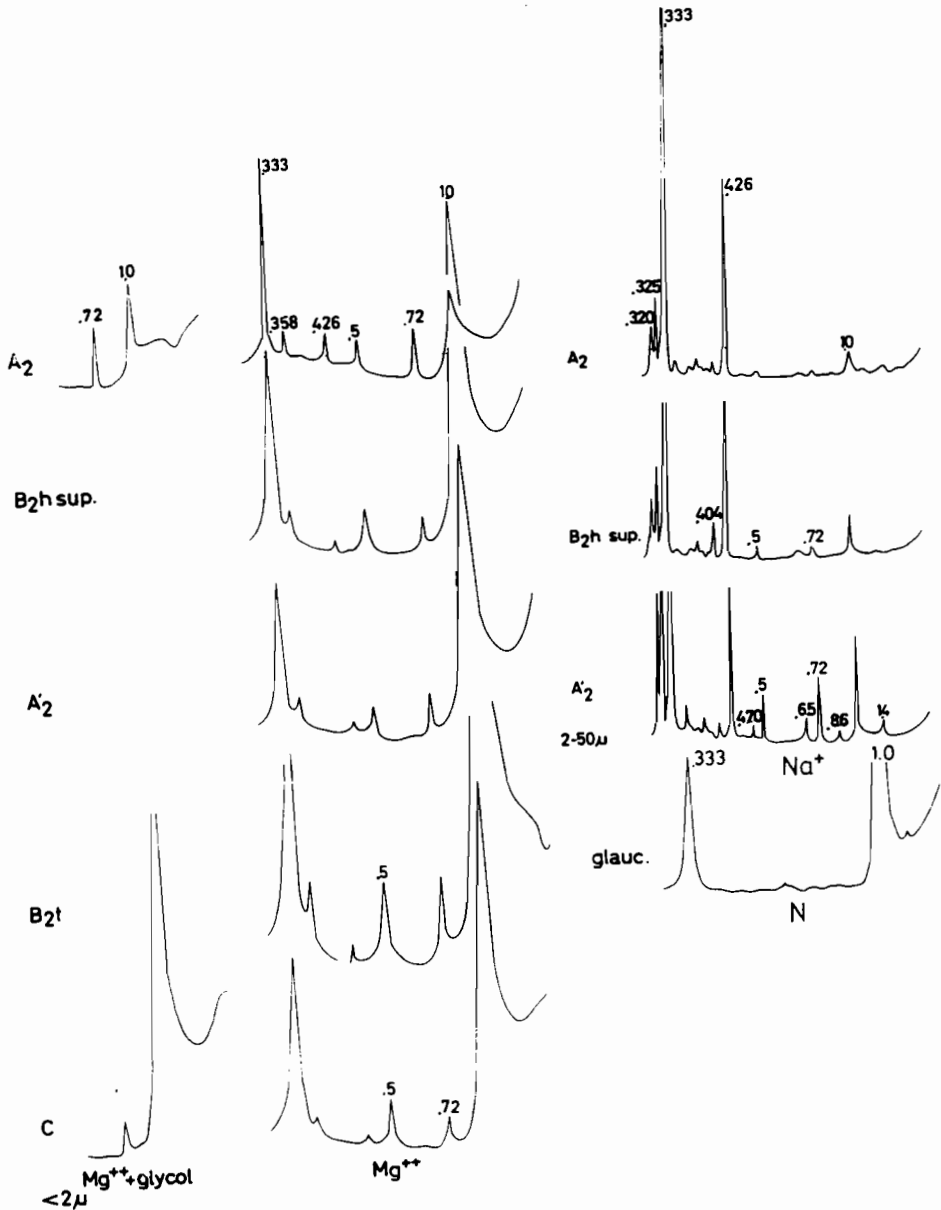
Four different processes can bring about changes in chemical composition during pedogenesis. [1] physical breakdown from coarser into finer particles ; this can change the composition of the different size fractions but it does not change the chemical composition of the bulk sample ; [2] chemical weathering which may cause changes in the mineralogy and produce new constituents ; [3] translocation of mineral constituent out of the soil. This translocation can occur either as mineral particles or as free constituents ; [4] translocation of constituents from overlying into underlying horizons.

The third process decreases the content of the involved constituents without a concomitant increase in another horizon. For the fourth process, the diminution in the overlying horizon(s) is compensated by an increase in the underlying horizon(s).

## RESULTS AND DISCUSSION

### Profile Belgium

**Diffraction and chemical analyses :** The *glaucouite grains* (table 1 and fig. 1) have the composition of an Fe-bearing mica with more than 21 % total Fe. The loss on ignition of more than 9 % suggests the presence of some interlayer water. This interpretation is confirmed by the broad 001 and 003 spacings. The absence of a 002 spacing is obvious. The type of cations occupying the octahedral positions influences the relative intensities of the {ool} diffraction lines and particularly the .5 nm one. In iron-rich micas such as biotite and glaucouite which have a ferruginous octahedral sheet the .5 nm peak is weak or missing (FANNING and KERAMIDAS, 1977). The low intensity of the 002 line is the result of the interference caused by the heavy Fe cations. The *silt fraction* (fig. 1 and table 2) of the soil horizons has no glaucouite but is composed of another mica, chlorite, amphibole, quartz and feldspar in the lower horizons. In the top horizons, the spacings of all silicates either disappear or become considerably weaker, while the quartz reflections strengthen. This evolutionary trend is reflected in the chemical composition with an upward decrease of Al, Fe, Mg, Na and K and a concomitant increase of Si, i.e. of quartz. In the *clay fraction* (fig. 1 and table 2) the presence of the .5 nm spacing indicates that another mica besides glaucouite is present, although the strong broad 1.0 and .33 nm reflections show the predominance of glaucouite in the lower horizons. The absence of a broadening of these spacings in any horizon below the A2 horizon excludes an observable *vermiculitization*. The weakening of the glaucouite spacings in the top horizon and the decrease in Fe, Mg and K confirm the breakdown of glaucouite. The weak halo in the A2 horizon at about 1.2-1.3 nm with glycol indicates the formation of some swelling intergrades. Quartz, present already in the C horizon, becomes more important at the top by relative accumulation. The marked increase of Ca and Na in the upper horizons indicates that at least part of the



Prof. L.B.36- HULSHOUT

Figure 1 : Belgium profile. X-ray patterns of the 0-2 μm and 2-50 μm fractions and of glauconite grains; the 2-50 μm fraction is Na<sup>+</sup> saturated; the 0-2 μm fraction is dithionite-treated and Mg<sup>+2</sup> saturated; B<sub>2h sup</sub> is equivalent to B<sub>21h</sub>.

Profil Belgium. Diffractogrammes de RX des fractions 0-2 μm et 2-50 μm et de grains de glauconite; la fraction 2-50 μm est saturée Na<sup>+</sup>; la fraction 0-2 μm est traitée au dithionite et saturée Mg<sup>+2</sup>; B<sub>2h sup</sub> est équivalent à B<sub>21h</sub>.

feldspar, broken down out of the silt, accumulates in the clay, but there is no evidence to suggest an accumulation of chlorite in the clay fraction. A similar point has been discussed by BAIN and DUTHIE (1984) in a study of the silt fraction of some scottish soils. These authors show an overall loss of chlorite from the soils and suggest that chlorite could be breaking down from silt into clay, but that accumulation is not apparent because it is being dissolved out of the clay fraction.

**Table 1 : Elemental composition (in %) of the 2-50  $\mu\text{m}$  fraction and of glauconite grains from the Belgium profile developed in glauconitic sand.**

*Composition élémentaire (en %) de la fraction 2-50  $\mu\text{m}$  et de grains de glauconite du profil Belgium sur sable glauconifère.*

	B <sub>2</sub> h	A' <sub>2</sub>	glauconite
SiO <sub>2</sub>	87.73	84.90	48.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.82	6.60	9.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.96	1.51	21.76
MgO	0.19	0.37	2.89
CaO	0.50	0.55	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.97	1.08	0.05
K <sub>2</sub> O	1.88	2.00	6.61
TiO <sub>2</sub>	0.91	0.74	0.43
H <sub>2</sub> O*	1.05	1.25	9.26
Tot.	100.01	99.00	99.41

\* Loss on ignition

**Conclusion :** Notwithstanding the obvious podzol morphology in the field, there are neither evidences of an incongruent weathering of glauconite, except in the very top horizon, nor of secondary chloritization.

## Profile Norway

**Diffraction :** The parent rock is composed of trioctahedral chlorite, mixed layers, one of them being mica-trioctahedral chlorite with a strong 002 spacing at 12.5 nm, mica, amphibole, feldspar and quartz (fig. 2).

In the B<sub>2</sub>ir horizons, the *fine earth* (fig. 2) gives X-ray patterns similar to the parent rock, with slightly defined but broad 001 spacings of mixed layers (2.2 to 2.8 nm). The *sand fraction* (fig. 2) has a comparable composition except for the absence of the mixed layers. In the *silt fraction* (fig. 2) the amphibole reflections are weaker. The *clay fraction* (fig. 3) does not have reflections of feldspar and amphibole is

EVOLUTION OF PHYLLOSILICATES

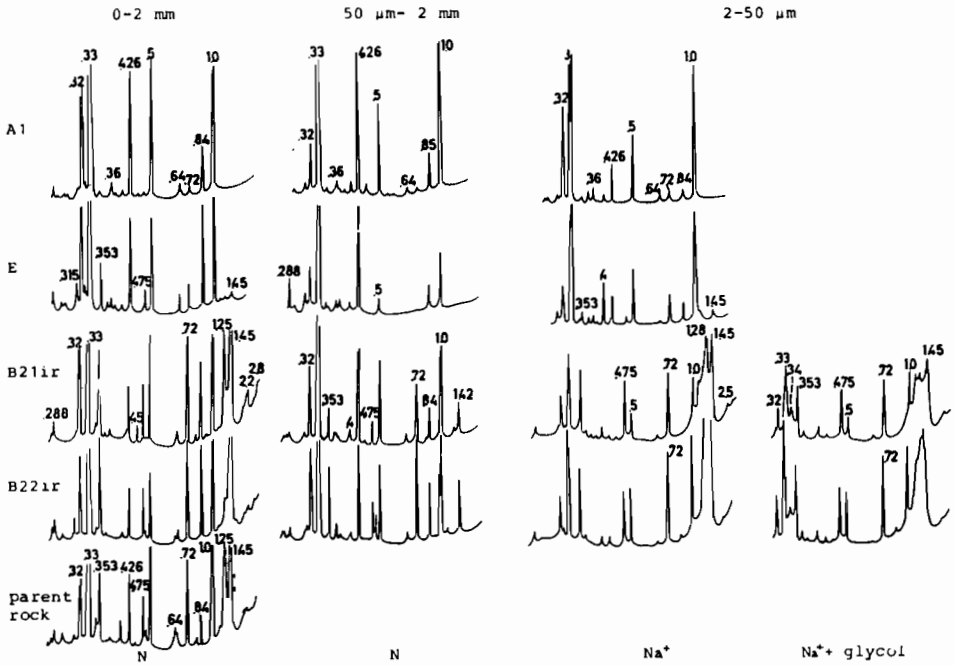


Figure 2 : Norway profile. X-ray patterns of the parent rock and of the fractions 0-2 mm, 50 μm - 2 mm and 2-50 μm without dithionite treatment (N).  
 Profil Norway. Diffractogrammes de RX de la roche-mère et des fractions 0-2 mm, 50 μm - 2 mm et 2-50 μm sans traitement dithionite (N)

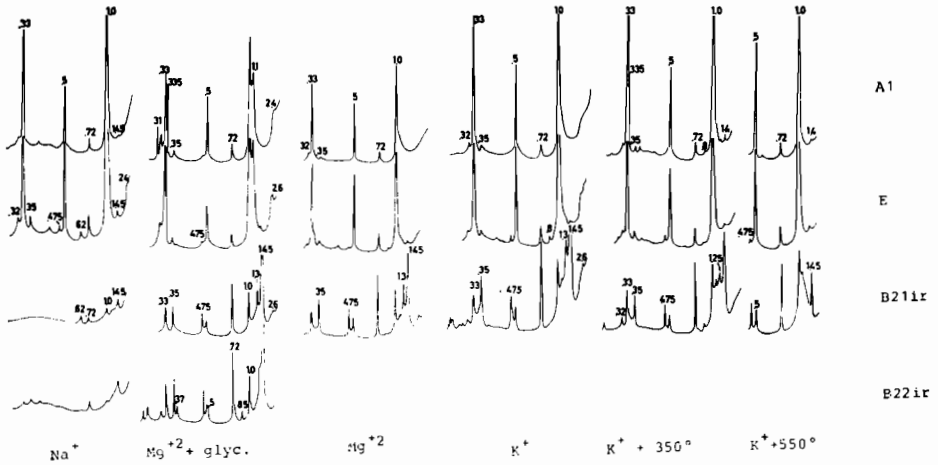


Figure 3 : Norway profile. X-ray patterns of the 0-2 μm fraction before dithionite treatment (N) and after dithionite treatment saturated Mg<sup>+2</sup>; Mg<sup>+2</sup> + glycol; K<sup>+</sup> and K<sup>+</sup> + heat treatments.  
 Profil Norway. Diffractogrammes de RX de la fraction 0-2 μm avant traitement (N) et après traitement dithionite, saturée Mg<sup>+2</sup>, Mg<sup>+2</sup> + glycol; K<sup>+</sup> et K<sup>+</sup> + traitements de chauffage.



either absent or very weak. Glycol treatment does not influence the spacings. When K<sup>+</sup> saturated and heated the mica-chlorite mixed layer collapses partially. The .62 nm spacings present before dithionite treatment may be due to lepidocrocite.

In the eluvial horizons (fig. 2 and 3) an abrupt change occurs between the B<sub>2</sub>ir and the eluvial horizons in which chlorite and the mixed layers have almost completely disappeared. Amphibole is still present in *sand* and *silt*. The *clay fraction* has predominantly micas with some chlorite and feldspar. A surprising feature is that glycol treatments gives rise to spacings at about 2.4, 1.1 and .335 nm. This must be interpreted as a mica-smectite mixed layer with a low percentage of swelling layers.

**Table 2 : Elemental composition and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit (in %) of the 0-2 μm fraction of the Belgium profile developed in glauconitic sand .**

*Composition élémentaire et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit (en %) de la fraction 0-2 μm du profil Belgium sur sable glauconifère.*

	A <sub>2</sub>	B <sub>2</sub> <sup>1</sup> <sub>h</sub>	A' <sub>2</sub>	B <sub>2</sub> <sup>t</sup>	C
SiO <sub>2</sub>	70.51	42.19	50.86	50.47	50.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.21	17.77	15.12	15.12	12.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.52	10.76	15.90	15.68	18.62
MgO	0.61	1.74	2.53	2.40	2.81
CaO	0.47	0.94	0.44	0.08	0.22
Na <sub>2</sub> O	1.01	1.87	0.83	1.12	0.85
K <sub>2</sub> O	2.06	3.34	5.12	4.73	5.88
TiO <sub>2</sub>	1.10	0.64	0.47	0.48	0.28
H <sub>2</sub> O*	2.10	20.80	8.80	9.20	8.16
Tot.	99.59	100.05	100.07	99.28	99.42

\* Loss on ignition

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> dit	0.29	1.70	0.46	0.66	0.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> dit	0.11	1.96	0.23	n.d.	n.d.

EVOLUTION OF PHYLLOSILICATES

**Chemical data** (tables 3 and 4). The parent rock has more SiO<sub>2</sub> than the fine earth of the B2ir horizons, indicating more quartz in the former. This lower amount of quartz in the fine earth suggests a slower physical breakdown of coarse quartz grains as compared to the other minerals.

The high contents of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dit and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dit in both the fine earth and the clay fraction indicate a strong weathering with a partial accumulation of these two constituents in the B horizons. They compose most of the clay of the latter horizons. Furthermore the chemical data show three different forms of evolution : (1) the sharp drop of Fe and Mg in the fine earth of the eluvial horizons is due to a strong and congruent weathering of trioctahedral chlorite and the mixed layers ; (2) the strong increase of K in the clay of the eluvial horizons indicates a strong physical breakdown of micas ; (3) the slight change in Na in both fine earth and clay suggests that plagioclase feldspar is the most stable silicate.

**Table 3 : Elemental composition and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit (in %) of the 0-2 μm fraction and of the parent rock of the Norway profile.**

*Composition élémentaire et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit (en %) de la fraction 0-2 mm et de la roche-mère du profil Norway.*

	A1	E	B21ir	B22ir	parent rock
SiO <sub>2</sub>	65.06	70.55	51.76	54.41	65.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.23	11.96	14.59	12.90	12.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.93	4.72	13.44	9.72	8.29
MgO	0.95	1.58	2.07	2.07	2.07
CaO	1.75	2.48	1.40	1.82	0.98
Na <sub>2</sub> O	1.80	1.70	1.80	2.19	2.43
K <sub>2</sub> O	1.65	1.69	1.41	1.39	2.28
TiO <sub>2</sub>	1.03	1.12	1.10	0.97	0.92
H <sub>2</sub> O*	14.27	3.56	11.19	13.50	5.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.03	0.19	0.16	0.13
Tot.	99.85	99.48	99.04	99.26	100.34

\* Loss on ignition

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> dit	0.33	1.03	3.50	2.14	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> dit	0.03	0.03	1.13	0.98	

**Table 4 : Elemental composition and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit (in %) of the 0-2 μm fraction of the Norway profile.***Composition élémentaire et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit (en %) de la fraction 0-2 μm du profil Norway.*

	A1	E	B21ir	B22ir
SiO <sub>2</sub>	39.76	33.28	11.02	11.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.38	19.79	15.96	19.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.88	17.50	42.46	37.59
MgO	1.54	1.87	0.56	1.01
CaO	1.12	0.96	0.79	0.49
Na <sub>2</sub> O	1.16	0.80	0.40	0.47
K <sub>2</sub> O	4.56	4.25	0.76	0.69
TiO <sub>2</sub>	4.39	5.00	2.24	1.75
H <sub>2</sub> O *	14.50	15.55	23.84	23.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.63	0.45	1.21	2.04
MnO	0.11	0.03	0.06	0.12
Tot.	99.03	99.62	99.30	99.38

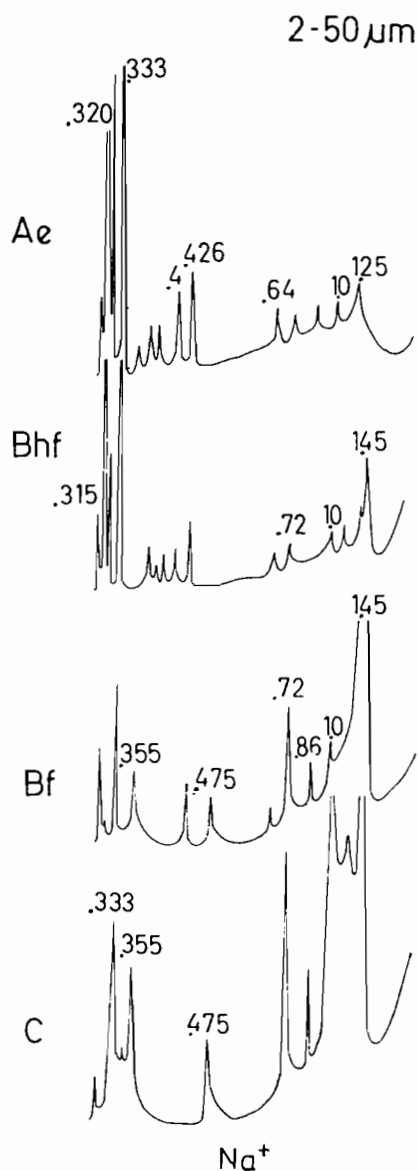
\* Loss on ignition

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> dit	6.91	11.97	39.24	33.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> dit	0.87	0.66	11.18	13.82

**Conclusions :** (1) The parent rock already has mixed layers and similar mixed layers are present in both silt- and clay fractions of the lower horizons. One mixed layer is a mica-chlorite which partially collapses on heating, suggesting that part of the OH-sheet has been extracted. (2) Trioctahedral chlorite and the mixed layers undergo a congruent and almost complete weathering in the eluvial horizon. (3) Mica shows a strong physical breakdown into clay. (4) Feldspar is the most stable silicate. (5) The sharp increase in Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit from the eluvial horizons to the B horizons is the result of weathering in both eluvial and B horizons and translocation from the eluvial into the B horizons.

## Profile Quebec

**Diffraction :** In the C horizon the silt fraction (fig. 4) contains trioctahedral chlorite, a mixed layer of 2.4 nm (002 at about 1.2 nm), micas, quartz and feldspar. The spacings of the phyllosilicates weaken upwards in the profile whereas quartz and feldspar becomes stronger.



**Figure 4 :** Quebec profile. X-ray patterns of the 2-50  $\mu\text{m}$  fraction, after dithionite treatment, saturated  $\text{Na}^+$ .  
 Profil Québec. Diffractogrammes de RX de la fraction 2-50  $\mu\text{m}$  après traitement dithionite, saturée  $\text{Na}^+$ .



## EVOLUTION OF PHYLLOSILICATES

	Ahe	Bhf	Bf	C
SiO <sub>2</sub>	49.46	27.76	26.34	27.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.30	21.09	21.67	18.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.23	13.74	15.09	15.66
MgO	1.06	0.72	1.56	3.03
CaO	0.18	0.06	0.10	0.23
Na <sub>2</sub> O	0.41	0.29	0.28	0.37
K <sub>2</sub> O	1.07	0.42	0.87	1.72
TiO <sub>2</sub>	2.28	1.22	1.22	1.17
H <sub>2</sub> O*	17.81	27.50	29.03	26.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.28	8.27	2.93	3.20
Tot.	99.08	101.07	99.09	98.70

\* Loss on ignition

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> dit	7.48	12.88	7.53	7.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> dit	2.32	12.45	9.96	7.49

**Table 6 :** Elemental composition and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit (in %) of the 0-2 μm fraction of the Quebec profile.

*Composition élémentaire et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit (en %) de la fraction 0-2 μm du profil Québec.*

In addition to the spacings of mica, quartz and feldspar, the clay fraction of the C horizon has the reflections of a 1.4 nm mineral, as well as a bridge between 1.0 and 1.4 nm (fig. 5). On K<sup>+</sup> saturation and heating both the 1.4 nm spacing and the bridge gradually but incompletely collapse to 1.0 nm. Higher in the profile, the collapse becomes more marked and no 1.4 nm peak is left; the quartz reflections increase. In the Ahe horizon swelling minerals occur.

**Chemical analysis :** The chemical data for the *fine earth* (table 5) show some interesting features : (1) total Fe and Mg have the strongest decrease from C horizon to Ahe horizon. (2) Ca and Na diminish less. (3) K is fairly consistent. (4) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dit and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit reach their highest values in the B horizons. It may be concluded that trioctahedral chlorite is most strongly weathered. In the *clay fraction* the most obvious features are : (a) the high Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>dit contents especially in the B horizons ; (b) a strong decrease of Mg from C horizon to Ahe horizon ; (c) the small Ca and Na amounts ; (d) the low K contents in the B horizons compared to the Ahe and C horizons as opposed to the fairly consistent content in the fine earth.

**Conclusions :** The data for both fine earth and clay indicate that trioctahedral chlorite and amphibole are most strongly weathered. The K contents suggest that mica undergoes a strong physical breakdown in the eluvial horizon. Feldspar shows least change. The decreasing resistance against collapse on heating in the clay fraction is a typical feature of an incongruent weathering of chlorite minerals. In the B horizons vermiculitic intergrades are formed. In the Ahe horizons the intergrades become swelling. An eventual Al-chlorite formation cannot be detected from the X-ray patterns. The weathering of different minerals has resulted in the formation of amounts of  $Fe_2O_3$  dit and  $Al_2O_3$  dit which have partially accumulated in the B horizons.

## GENERAL DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The three studied soils show different weathering trends during podzolization. In the first profile, glauconite although considered as being easily weatherable (JACKSON, 1964) does not show clear evidence of either congruent or incongruent weathering below the A2 horizon. The two other profiles have developed in a parent material with comparable mineralogical composition. Both have already well-developed mixed layers in both the silt- and clay fractions of the parent material, besides trioctahedral chlorite. The Norway profile has weakly expressed indications for transformation of the mixed layers and trioctahedral chlorite in the B horizons, but these minerals weather congruently in the eluvial horizons. The micas in the latter horizons tend to be broken down physically into clay-size particles, with only weak evidence of transformation into smectite intergrades. The Quebec profile has typical features of transformation : trioctahedral chlorite and mixed layers, present in the parent material, tend to collapse at gradually lower temperature upwards in the soil and the Ahe horizon has swelling intergrades. The evolution corresponds to the classical scheme of incongruent weathering of phyllosilicates. In this soil again mica accumulates in the clay fraction at least partially without transformation. An eventual process of aggradation to form soil chlorites cannot be observed in any of the three soils : (1) the Campine profile has no vermiculitization which is the necessary condition for a subsequent chloritization. (2) The Norway soil has inherited mixed layers in both parent rock and B horizons and an eventual secondary chloritization is impossible to detect. There is no evidence for the operation of this process in the eluvial horizons either. (3) In the Quebec soil the evolutionary trend is opposite to that involving the formation of soil chlorite.

### ABSTRACT

*During podzolization, the general trend in the weathering of the silicates can be summarized as follows. The primary silicates (mica and trioctahedral chlorite) undergo an incongruent weathering also referred to as degradation or vermiculitization. This process consists of an extraction of  $K^+$  from mica or of the OH-sheet from chlorite. This process forms vermiculitic or smectitic layers. The minerals present in the intermediate stage, during which the lattices are composed partially of mica or chlorite and partially of vermiculite or smectite, are called intergrades. The other silicates are congruently weathered. A supplementary process described by many authors, and often referred to as aggradation, involves the formation of partial dioctahedral Al-OH sheets in the interlayer space of vermiculite or smectite. The mineral formed in this way is in reality an intergrade as well, called secondary Al-chlorite or soil-chlorite.*

*However study of a large number of soils suggests that these classical schemes do not necessarily apply in all cases. Moreover, it is difficult to distinguish, in an absolute way, between the intergrades of degradation and those of aggradation. These*

points are demonstrated here by the analytical results from three different podzols: a humic podzol with B2h horizon on glauconiferous sand from Belgium, a podzol with B2lr horizons from northern Norway on fluvio-glacial deposits of micaschists and granite beds, a podzol with a Bhfe (= B2hir) horizon and a Bfe (= B2lr) horizon from Quebec (Canada) on eolian micaceous and chloritic sands. The study of these profiles has been based on X-ray diffraction, total chemical analyses and extraction of Fe and Al with dithionite-citrate. These analyses have been carried out on different size fractions.

The Belgium profile (fig. 1, tables 1 and 2) does not show characteristics of degradation of glauconite, except to a limited extent in the top horizon, but this mineral seems to weather congruently, without any indication of Al-chloritization..

The parent rock of the Norway profile is composed of trioctahedral chlorite, mica-trioctahedral chlorite mixed layers, mica, feldspar, amphibole and quartz (fig. 2). These minerals do not undergo very obvious changes in the B2lr horizons, but in the eluvial horizons, chlorite and the mixed layers weather congruently, without leaving much residue in any size fraction. Mica shows a pronounced physical breakdown into clay with only a weak transformation into smectitic layers (fig. 2 and 3, tables 3 and 4).

The parent material of the Quebec profile has a composition of trioctahedral chlorite, a mixed layer of 2.5 nm, mica, feldspars and quartz (fig. 4). During profile development trioctahedral chlorite and the mixed layers undergo a transformation or degradation with formation of vermiculitic and smectitic intergrades (fig. 4 and 5). Mica is predominantly broken down physically (tables 5 and 6).

The data for the three profiles suggest that Na-Ca feldspars are the most stable minerals. However they do appear to be partially broken down into clay particles and in addition undergo a slight chemical dissolution. Amphiboles almost completely disappear from the 2-50  $\mu\text{m}$ . The phyllosilicates have a divergent behavior. Trioctahedral chlorite and the mixed layer trioctahedral chlorite-mica undergo a transformation process before being broken down completely. Glauconite is dissolved congruently. The other micas are transformed into mixed layers, but the process is slower than in the chloritic minerals. Secondary Al chlorite does not appear to occur in any of the three profiles examined.

**KEY WORDS :** Silicates - Phyllosilicates - Podzolization - Trioctahedral chlorite - Soil chlorite.

#### REFERENCES

- BAIN D.C. and DUTHIE D.M.C. (1984). — The effect of weathering in the silt fractions on the apparent stability of chlorite in scottish soil clays. *Geoderma*, 34, 221-227.
- CAILLERE S. and HENIN S. (1950). — Mécanisme d'évolution des minéraux phylliteux. *Int. Congr. Soil Sci. Trans. 4th* (Amsterdam, Neth.), 1 : 96-98.
- COFFMAN C.B. and FANNING D.S. (1975). — Maryland soils developed in residuum from chloritic metabasalt having high amounts of vermiculite in sand and silt fractions. *Soil Science Society of America Proceedings*, 39 : 723-732.
- Commission Canadienne de Pédologie (1978). — *Le système canadien de classification des sols*. Agriculture Canada Publ. 1636. Ottawa Ont. 170 p.
- DE CONINCK F. (1983). — Genesis of podzols. *Academia Analecta*. Mededelingen van de Koninklijke Academie voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van België, 65 p.
- DE CONINCK F., VASU A. and RAPAPORT C. (1976). — Mineralogy of the clay fraction of 4 soils of the Bucegi Mountains (S. Carpathians - Romania). *Pedology* XXVI, 3 : 255-279.
- DE CONINCK F. and HERBILLON A. (1969). — Evolution minéralogique et chimique des fractions argileuses dans des Alfisols et des Spodosols de la Campine (Belgique). *Pédologie* XIX, 2 : 159-272.



- DE CONINCK F., VAN RANST E. and JENSEN W. (1983). — Trioctahedral or dioctahedral chlorite in soils ; examples of a Dystrochrept (Corsica), a Cryorthod (Norway) and a Haplaqualf (France) ; in : *Pétrologie des altérations et des sols (Petrology of weathering and soils)*. D. Nahon and Y. Noach, Ed. Sciences Géologiques, Mémoire (Strasbourg, France), 73 : 74-84.
- DOUGLAS C.A. (1977). — Vermiculites in « *Minerals in soil environments* ». Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin USA, 259-292.
- FANNING D.S. and KERAMIDAS V.Z. (1977). — Micas, in « *Minerals in soil environment* », Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin USA, 195-258.
- GJEMS O. (1967). — Studies on clay minerals and clay mineral formation in soil profiles in Scandinavia. *Medd. Nor. Skogsgorsoeksves*, 21 : 303-345.
- HERBILLON A.J. and MAKUMBI M.N. (1975). — Weathering of chlorite in a soil derived from a chloritoschist under humid tropical conditions. *Geoderma*, 13 : 89-104.
- INGAMELLS C.D. (1966). — Absorptiometric methods in rapid silicates analysis. *Anal. Chim.* 38, 9 : 1228-1234.
- JACKSON M.L. (1963). — Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering. *Clays and Clay Miner.*, 11th Conference, Pergamon Press, London, 29-64.
- LELONG F. et SOUCHIER B. (1972). — Nature et genèse des argiles dans les profils vosgiens de la séquence sols bruns acides-podzols sur granite. *Science de la Terre* (Nancy), 27, 4 : 353-379.
- MILLOT J. (1964). — *Géologie des argiles*. Masson et Cie (Paris), 499 p.
- OMANG S.V. (1969). — A rapid fusion method for decomposition and comprehensive analysis of silicates by atomic adsorption spectrophotometry. *Anal. Chem. Acta*, 46 : 225-230.
- RICH C. (1960). — Aluminium in interlayers of vermiculite. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 24 : 26-32.
- VICENTE M.A., RAZZAGHE-KARIMI M. and ROBERT M. (1977). — Formation of aluminum hydroxyvermiculite (Intergrade) and smectite from mica under acidic conditions. *Clay Miner*, 12 : 101-112.

---

# TRANSFORMATIONS MINÉRALOGIQUES DANS LES PODZOLS ET LES SOLS PODZOLIQUES DE GALICE (NW. ESPAGNE)

F. MACIAS-VAZQUEZ <sup>(1)</sup>, M.-L. FERNANDEZ-MARCOS <sup>(1)</sup>,  
W. CHESWORTH <sup>(2)</sup>

---

## ABSTRACT

### MINERALOGICAL TRANSFORMATIONS DURING PODZOLIZATION IN PODZOLS AND PODZOLIC SOILS FROM GALICIA (NW SPAIN)

The weathering and formation of minerals in Podzols and the hypotheses on the mechanism of podzolization are discussed in accord with the composition of active fraction (colloids and soil solution) and physico-chemical parameters (pe-pH) of horizons of «*Ortic Podzols*» from Galicia (NW Spain).

Two different geochemical environments are established in «*Ortic Podzols*». The first one, that includes surface horizons (A and E), is characterized by the predominance of dissolution of primary minerals through a mechanism of «*acid-complexolysis*» and by the nearly total absence of mineral formation. Under these conditions, only kaolinite can be stable, being promoted by high temperatures and a lowering in the activity of organic matter. Imogolite, halloysite and gibbsite are always unstable. In the second environment, represented by the spodic horizons (Bh and Bs), the conditions are controlled by weaker acids than above (CO<sub>2</sub>, hydroxy-Al ions,...), the weathering mechanisms range from hydrolysis to moderately acid hydrolysis and the geochemical processes are defined as «*aluminosiallitzation*» or «*monosiallitzation*». Kaolinite is always a stable mineral and metastable phases like imogolite, gibbsite and sometimes halloysite can be precipitated from soil solution or formed as the mineralization of organic ligands proceeds.

The mechanism of podzolization supported by experimental data is the migration of organo-metallic complexes, and there are not evidences that justify the presence of protoimogolite in surface horizons. Imogolite or protoimogolite must not be considered as typical phases of surface horizons during podzolization, but as characteristic components of environments with moderate acidity and low organic matter activity. This kind of conditions occur in spodic horizons of *Ortic Podzols* and in surface (A) and weathering (B) horizons of acid soils without albic horizons.

## INTRODUCTION

La podzolisation est un processus pédologique qui a lieu dans beaucoup d'endroits de la Péninsule Ibérique, mais toujours sur de petites surfaces liées aux sols et aux matériaux géologiques dont les horizons ou les couches superficielles ont un contenu très élevé en quartz (fig. 1). Dans tous les cas, les précipitations annuelles sont supérieures à 800 mm avec une période d'infiltration dans le sol plus ou moins longue. La distribution des précipitations peut varier du régime «*udique*» dans certaines régions (le plus souvent) jusqu'aux conditions «*xériques*» (rarement) dans d'autres

(1) Edafologia y Geología. Facultad de Biología. Univ. Santiago de Compostela. España.

(2) Dpt. «*Land Resources*». Univ. Guelph, Ontario. Canada.

régions où la podzolisation est un processus actuellement actif (TORRENT, GOMEZ, MARTIN, 1985).

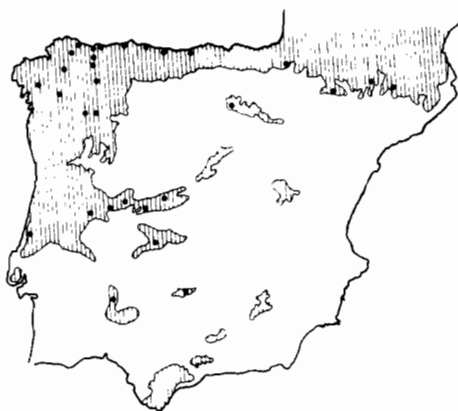
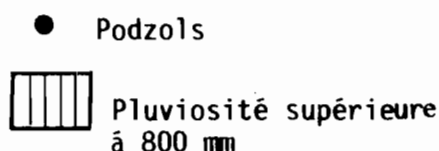


Figure 1 : Localisation des Podzols et Sols Podzoliques de la Péninsule Ibérique.  
Location of podzols and podzolic soils.

Une vision rapide de la distribution des podzols ne permet pas d'établir une relation entre leur localisation et l'altitude (ou bien la température) puisqu'on peut trouver des podzols et des sols podzoliques au niveau de la mer (Rasa Cantabrica, avec une température moyenne à peu près de 12° C) et dans des zones de montagne où l'on trouve une température inférieure à 8° C. Cependant, si nous considérons en même temps le matériel originel, on observe que dans les régions côtières, les podzols se développent exclusivement à partir de matériaux très perméables, constitués presque entièrement de quartz, tandis que sur des matériaux ayant un contenu plus élevé en fer et en aluminium (tel que le granite,...) la podzolisation reste réduite aux régions les plus froides et les plus élevées de la Péninsule, où la libération de ces éléments est ralentie par l'altération. Dans ces conditions les sols n'ont plus une morphologie podzolique évidente avec différenciation d'un horizon albique, et le caractère podzolique se reconnaît seulement par l'existence d'un horizon superficiel riche en Fe et en Al, plus ou moins ocre, qui satisfait les exigences chimiques pour la définition de l'horizon spodique. En réalité, on peut trouver toute une série d'intergrades entre les Cambisols humiques acides (Sol Brun acide) et les Podzols leptiques (Sol ocre podzolique). Au contraire, sur les matériaux plus riches en silice (grès, quartzites...) on observe que, dans les régions de montagne, de même qu'au niveau de la mer, se développent des sols avec une morphologie podzolique, parfaitement définie, avec des horizons albiques de 10 cm ou plus d'épaisseur et des horizons illuviaux riches en C, Al et Fe (parfois il existe un horizon inférieur d'argille illuviale) qui n'atteignent pas les critères chimiques pour la définition de l'horizon spodique mais ayant les critères microstructuraux (AGUILARD *et al.*, 1980). On peut classer ces sols comme des « *Podzols ortiques* ». Dans cet article, nous allons nous borner à l'étude des données sur la composition des fractions actives (colloïdes et solution du sol) des Podzols ortiques de la Galice avec les objectifs suivants :

— faire une synthèse de la composition chimique et minéralogique de la fraction argileuse ;

— élucider les tendances des processus d'altération et de néoformation minérale en utilisant les données de la composition chimique de la solution du sol ;

— présenter quelques données, à partir des diagrammes d'équilibre avec de différentes approches et des diagrammes pe-pH pour la discussion actuelle sur les mécanismes de la podzolisation.

## COMPOSITION CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES ARGILES DE PODZOLS DE LA GALICE

La composition chimique des argiles de Podzols orthiques, dans le système  $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , présente une forte variation entre les horizons superficiels, A et E, avec des argiles très riches en silice (rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 3 et 9) et les horizons spodiques (rapport proche de 2). Dans les Podzols leptiques sur granite on remarque à peine l'enrichissement en silice dans l'horizon éluvial et, par contre, les horizons superficiels présentent des argiles très riches en Al, où sont atteints des rapports  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  proches de 1 ou même inférieurs (fig. 2).

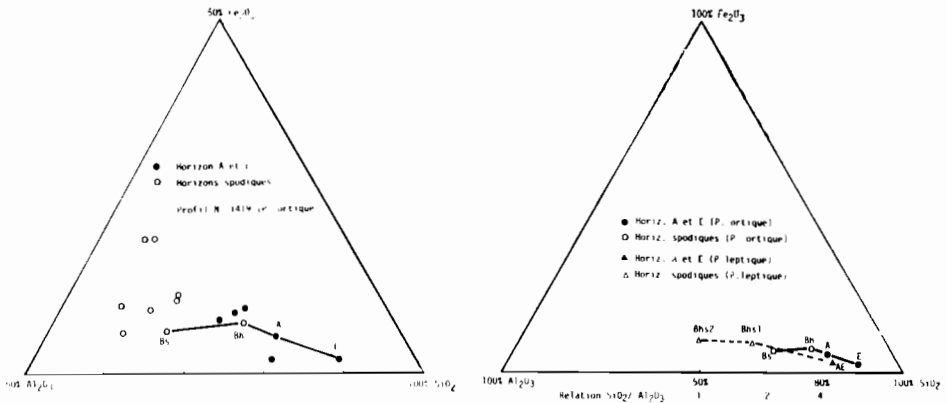


Figure 2 : a) Composition chimique des argiles des Podzols orthiques de Galice.  
b) Composition chimique des argiles d'un Podzol orthique sur grès et un Podzol leptique sur granite.

a) Chemical composition of clays from orthic podzols from Galicia (Spain).  
b) Chemical composition of clays from an orthic podzol on sandstone and from a leptic podzol on granite.

Au point de vue minéralogique, la fraction argileuse de ces sols est constituée par de différentes associations de *phyllosilicates kaolinitiques*, *micas*, avec une dégradation plus ou moins grande en vermiculite et aluminisation, et de petites quantités de *gibbsite* et *oxyhydroxydes de Fe*. On n'y identifie pas de minéraux du type smectite ni de vraies chlorites.

Les minéraux 2:1 (*micas*, *intergrades* et *vermiculites*) se trouvent dans tout le profil. Leur comportement est caractérisé par la présence d'un pic de 10 à 14 Å (avec des maximums à 10,12 et 13,8) qui ne varient pas avec un traitement au HCl et qui exige, outre une saturation en K, de la chaleur ou un traitement préalable avec du citrate, pour que la fermeture à 10 Å se produise (\*). Dans les horizons spodiques, celle-ci se produit à une température plus élevée, fait attribué à une plus élevée, fait attribué à une plus grande aluminisation de ces horizons. On a aussi observé que le contenu et le degré de cristallinité des argiles kaolinitiques diminue fortement dans les horizons superficiels (fig. 3). Dans les Podzols orthiques on n'a pas identifié la présence d'*halloysite* ou de *métahalloysite* et la *gibbsite* se trouve exclusivement dans les horizons spodiques en concentrations très faibles ; cependant, dans les Podzols leptiques, sur des matériaux granitiques, on a identifié parfois la présence de *métahalloysite*, la *gibbsite* existe en grande quantité dans les horizons

(\*) On a suivi les méthodes décrites par De CONINCK *et al.* (1975).

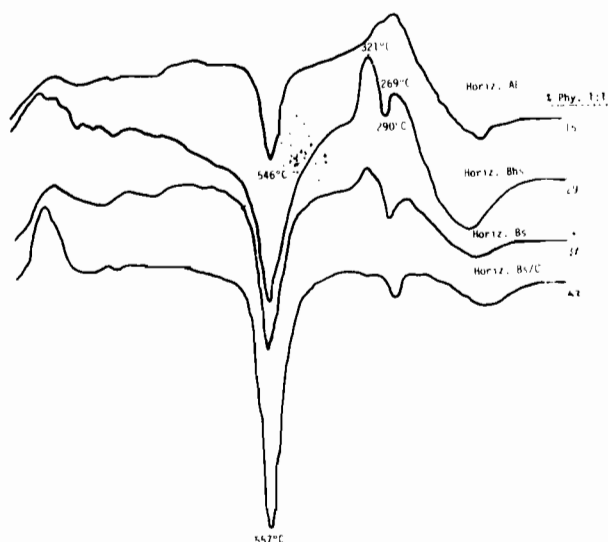


Figure 3 : Diagramme des ATD des argiles d'un Podzol ortique sur grès.  
DTA diagram for clay from an orthic podzol on sandstone.

Bs et, surtout, dans les horizons C, et les saprolites où elle se trouve, soit dispersée dans la masse de l'altérite, soit concentrée dans les fentes verticales à travers lesquelles se produit un écoulement préférentiel de la solution du sol. Dans ces saprolites granitiques, il est fréquent que la gibbsite représente plus de 50 % de la fraction d'argile (MACIAS *et al.*, 1980). D'ailleurs, il faut signaler la présence de matériaux de bas degré d'ordre dans les horizons spodiques, où ils produisent une forte réactivité au NaF, aussi bien dans le test de Fieldes, que dans la cinétique de libération des groupes OH<sup>-</sup> par les argiles (Tableau I). Dans ce dernier test on obtient entre 200 et 500 meq/100 g d'argile par 25 minutes ; valeurs élevées si on les compare avec celles des argiles cristallines qui sont toujours inférieures à 100, mais qui sont nettement inférieures à celles observées dans la fraction d'argile des Podzols leptiques sur granite, où sont atteintes des valeurs jusqu'à 1500 meq/100 g d'argile, semblables à celles des matériaux du type de l'imogolite. Il se produit aussi une forte fixation de phosphates.

Ces données signalent la présence de matériaux très réactifs dont la nature n'est pas facile à reconnaître. Après plusieurs études d'extraction avec pyrophosphate, oxalate, dithionite-citrate, NaOH, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> froid et chaud, et l'application de techniques de IR, RX et RMN il semble que dans les horizons spodiques il existe différents mélanges de complexes organométalliques très réactifs, gibbsite microcristalline et aluminosilicates à bas degré d'ordre qui sont plus riches en Al dans les horizons spodiques des sols sur granites où l'on a aussi identifié la présence d'imogolite. A partir des sols étudiés (plus de 20 profils) on peut conclure que des matériaux inorganiques non cristallins du type de l'imogolite apparaissent spécialement dans les horizons B des Podzols leptiques et des Cambisols humiques à pH acide sur granite, mais ils ne sont pas abondants dans les Podzols ortiques où le processus de podzolisation est beaucoup plus évident, du moins morphologiquement.

Tableau I : Sommaire de quelques propriétés des Podzols de Galice (GARCIA-RODEJA E.)

Classification	Roche mère	Hor.	pH NaF 2 min.	Reactivité Na F meq/100 grs argil.	Fixation P pH 7 (x)	Charge variable %
Podzol ortique	Grès	A	8.6	60	550	85
		E	7.7	56	100	80
		Bh	10.5	133	1800	79
		Bs	11.8	434	1800	88
		2Bt	11.6	365	1350	86
Podzol ortique	Quartzzi.	AE	7.0	198	1050	78
		Bhs	10.5	258	1500	87
		Bs/C	10.7	310	1650	95
Podzol leptique	Granite	AE	8.8	142	700	82
		Bhs1	11.0	915	2100	81
		Bhs2	11.1	1419	2400	94

(x) mg P/100 g sol. Méthode de Kawai.

## LA SOLUTION DU SOL DANS LES PODZOLS ORTIQUES DE LA GALICE. APPLICATION DES DIAGRAMMES D'EQUILIBRE

L'étude de la solution du sol des Podzols et des Sols podzoliques de Galice commença en 1975. Dans une première phase on procéda à un large échantillonnage, retirant la solution de plusieurs types de Podzols (leptiques, placiques, ortiques et gleyics) sur différents matériaux par les méthodes de pression dans un appareil de Richard à valeurs de pF 3.0 ; 3.5 et 4.2 et de déplacement, procédant à des analyses chimiques avant et après filtrage. Les résultats (FERNANDEZ-MARCOS *et al.*, 1980) permirent d'établir la tendance générale à la stabilité de la kaolinite et l'existence de grandes différences de composition de la solution entre les horizons superficiels et profonds. De même, on arriva à conclure que la méthode la plus adéquate est celle du déplacement, analysant la solution après filtrage à 0.2  $\mu\text{m}$  (FERNANDEZ-MARCOS, 1985).

Pendant la période 1980-1981, on procéda à un nouvel échantillonnage saisonnier, seulement dans les Podzols ortiques ayant un horizon albaque bien défini. Les données de la solution déplacée et filtrée sont celles qui seront utilisées dans cette étude.

D'abord, on doit souligner l'importance de la variation saisonnière de certains paramètres qui intéressent spécialement les horizons superficiels, à forte élévation du pH et du produit ionique du  $\text{Al}(\text{OH})_3$  pendant l'été. La concentration en silice est très basse dans les horizons spodiques et relativement importante dans les horizons superficiels où la saturation par rapport au quartz peut être atteinte. Quelques exemples de ces variations saisonnières se trouvent à la fig. 4.

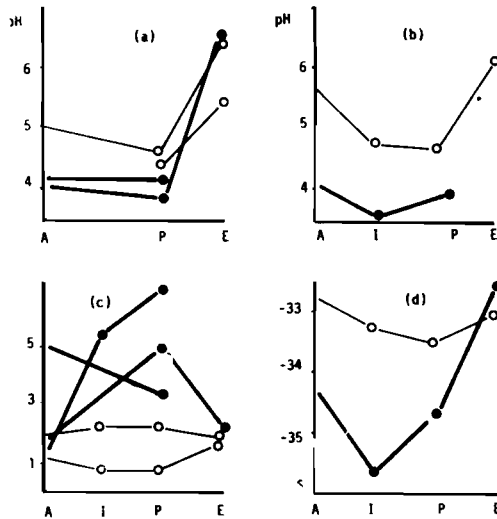


Figure 4 : Exemples de la variation saisonnière de quelques paramètres chimiques de la solution du sol dans les Podzols orthiques (1980-81).

- a) Variation saisonnière du pH de la solution déplacée des Podzols sur grès.
- b) Variation saisonnière du pH de la solution déplacée des Podzols sur quartzite.
- c) Variation saisonnière du Si dans la solution déplacée des Podzols.
- d) Variation saisonnière du produit ionique  $(Al^{3+})(OH^{-})^3$  dans les horizons superficiels (●) et spodiques (○). (Données moyennes).

*Composition of soil solutions from orthic podzols.*

a) pH (podzols on sandstone) ; pH (podzols on quartzite) ; c) silicon ; d)  $(Al^{3+})(OH^{-})^3$  ; product ; ●) A horizons ; ○) spodic B horizons ; A) autumn ; I) winter ; P) spring ; E) summer.

L'activité en solution des différents éléments est représentée dans les diagrammes d'équilibre réalisés à partir des données thermodynamiques de Robie et al., suivant les critères de Lippman (FERNANDEZ-MARCOS, 1985). Outre les minéraux couramment utilisés, on a considéré les données correspondantes à d'autres minéraux comme les vermiculites-Al, smectites des milieux acides, illite, halloysite, imogolite, gibbsite microstalline et  $Al(OH)_3$  amorphe, à partir des données de différents auteurs (FERNANDEZ-MARCOS, 1985).

Pour calculer l'activité de  $Al^{3+}$  on a considéré qu'il n'y a que des formes liées à  $OH^{-}$  et qu'il s'agit essentiellement de formes monomères. Cette dernière hypothèse doit être considérée comme correcte puisque l'Al réactif avant une hydrolyse acide, représente toujours plus de 90 % de la valeur postérieurement obtenue. Cependant, la première approche présente beaucoup de problèmes puisque l'existence de formes d'aluminium liées à de la matière organique ou à des ions  $F^{-}$ ,  $SiO_4^{4-}$ ,  $SO_4^{2-}$  peut être importante. Par conséquent on doit considérer que l'activité de  $Al^{3+}$  utilisée dans les diagrammes est la maximale possible mais que, en fait, elle doit être inférieure à cette valeur, spécialement dans les horizons superficiels.

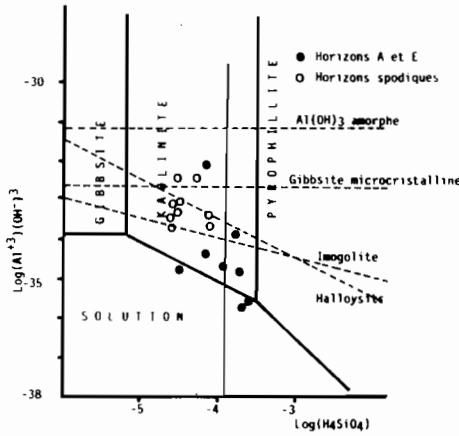


Figure 5 : Diagramme d'équilibre du système  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$  à 25°C. Solution des Podzols ortiques.  
 Equilibrium diagram in the  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$  system at 25°C. Solutions from orthic podzols.

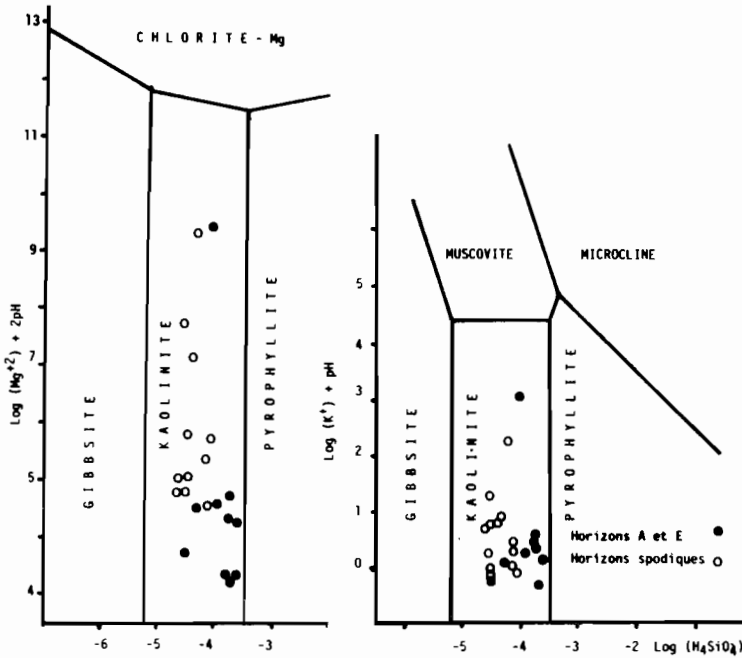


Figure 6 : Diagramme d'équilibre du système  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$  à 25°C.  
 Diagramme d'équilibre du système  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$  à 25°C.  
 Equilibrium diagram in the  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$  and  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$  systems at 25°C.

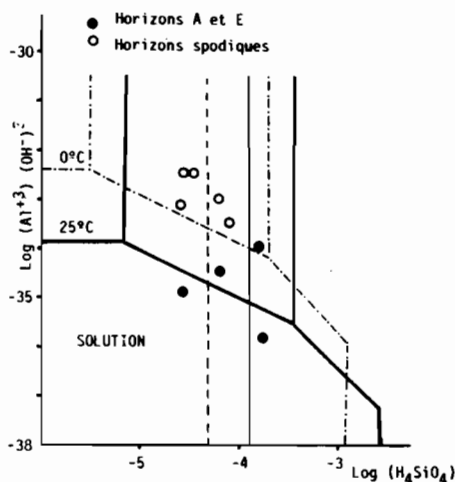


Si l'on considère un système de 3 composants,  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$ , à  $25^\circ\text{C}$  (fig. 5), on observe une différenciation remarquable dans la situation de stabilité ou d'instabilité des minéraux dans les horizons superficiels (A et E) et spodiques (Bh et Bs). Dans ce premier cas, une interprétation directe indique que la solution se trouve soit dans le champ de stabilité de la kaolinite soit dans la zone de dissolution où il n'y a pas de minéraux stables. D'ailleurs, ces horizons sont sous-saturés en  $\text{Al}(\text{OH})_3$  amorphe, gibbsite microcristalline et, presque toujours en gibbsite, imogolite et halloysite.

Les horizons spodiques se trouvent toujours dans la zone de stabilité de la kaolinite et ils présentent une saturation en gibbsite et imogolite et même parfois en halloysite et gibbsite microcristalline. Les minéraux 2:1 ne sont pas stables et on obtient la même conclusion quand on considère des systèmes à 4 composants et les données thermodynamiques correspondantes à illite, vermiculite-Al et smectite des milieux acides (fig. 6).

De ces données-là on peut déjà tirer quelques conclusions, cependant nous pouvons procéder à quelques modifications dans les diagrammes qui nous permettent d'obtenir un modèle plus proche des conditions naturelles. Parmi ces modifications, nous considérerons les effets de la température, la présence de matière organique et la modification de la mobilité géochimique de l'Al.

**Effets de la température** : Généralement la température de ces sols en Galice est inférieure à  $25^\circ\text{C}$  et en hiver on peut y trouver des températures proches de  $0^\circ\text{C}$ , spécialement dans les zones montagneuses. Un diagramme à cette dernière température (fig. 7) permet d'observer une amplification des conditions de dissolution de tous les minéraux et, surtout, de voir que les conditions de stabilité de la gibbsite restent très réduites.



**Figure 7 : Diagramme d'équilibre du système  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$  à  $0^\circ\text{C}$  et  $25^\circ\text{C}$ .**  
*Equilibrium diagram in the  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$  system at  $0^\circ\text{C}$  and  $25^\circ\text{C}$ .*

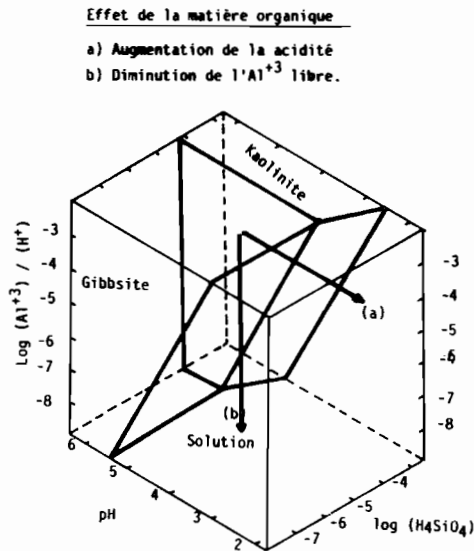
Les données de l'automne et de l'hiver indiquent que, à  $0^\circ\text{C}$ , la composition de la solution des horizons superficiels ne permet, dans la généralité des cas, la stabilité d'aucun minéral. Dans les horizons spodiques, la kaolinite est stable et il peut avoir une saturation en gibbsite ; imogolite et halloysite sont toujours sous-saturées.

La situation la plus probable dans des conditions naturelles, serait l'intermédiaire entre celle représentée par les diagrammes à 0 et  $25^\circ\text{C}$ . C'est-à-dire que imogolite,

halloysite, gibbsite microcristalline et surtout gibbsite, peuvent être des phases métastables dans les horizons spodiques mais sont toujours instables dans les horizons superficiels.

La kaolinite serait toujours stable dans les horizons spodiques tandis que dans les horizons superficiels on trouve soit des situations d'équilibre avec ce minéral soit des conditions de dissolution de tous les minéraux du système.

**Effet de la matière organique :** Une seconde modification est la prise en considération de l'effet que peuvent produire les complexants organiques sur la solubilité de l'Al. Selon les données, les plus fréquemment admises, elle peut être multipliée par un facteur entre 10 et 100, dépendant de la quantité et de la nature de la matière organique et, bien sûr, du rapport C/Al (CHESWORTH et MACIAS, 1985) ; d'ailleurs la matière organique augmente l'acidité du système (fig. 8). Avec ces approximations on obtient que dans les horizons A et E il n'y a aucun minéral stable et que seule la kaolinite pourrait exister dans des situations de faible activité de la matière organique et de température élevée. En général, il s'agit d'une situation de solubilisation et d'impossibilité de formation d'argile « in situ ».



**Figure 8 :** Diagramme d'équilibre du système  $SiO_2-Al_2O_3-H_2O$  à  $25^\circ C$  avec l'effet de la matière organique sur la solubilité de  $Al^{3+}$ .

*Equilibrium diagram in the  $SiO_2-Al_2O_3-H_2O$  system at  $25^\circ C$ . The effect of organic matter on  $Al^{3+}$  solubility have been considered.*

Dans les horizons spodiques, avec un moindre effet de la matière organique, le minéral stable est la kaolinite et l'on trouve des situations de saturation en gibbsite et plus rarement en imogolite, ce qui est en conformité avec la plus grande sensibilité de ce minéral à l'activité de la matière organique et qui indique que les conditions les plus favorables à son existence se trouvent dans les horizons Bs.

**Considération d'un système avec Al mobile :** Dans les Podzols, on admet que l'Al est plus mobile que le Si, du moins dans les horizons superficiels. Par conséquent on peut construire des diagrammes où la silice est le composant immobile

et l'on peut considérer que cette situation est la plus favorable à la formation d'un horizon albaque. On observe que les horizons spodiques se trouvent dans le champ de la kaolinite tandis que les horizons superficiels apparaissent à proximité de l'équilibre quartz-kaolinite, se déplaçant vers la zone du quartz si on considère en même temps l'effet de la matière organique sur la solubilité de l'Al (fig. 9).

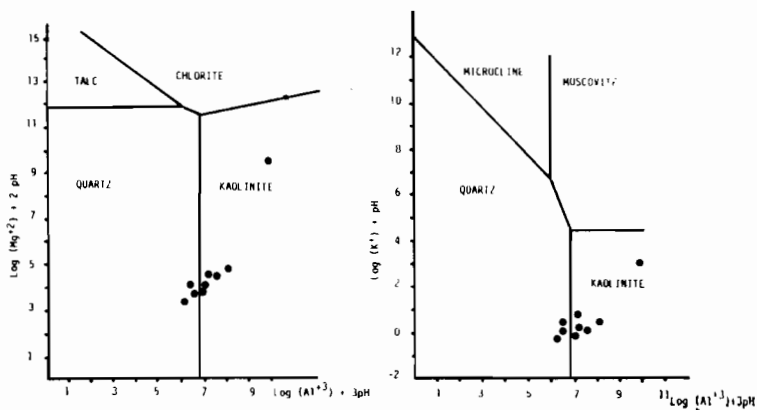


Figure 9 : a) Diagramme du système  $SiO_2-Al_2O_3-MgO-H_2O$  à 25°C avec Silice comme composant immobile.  
 b) Idem système  $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-H_2O$ .  
 a) Equilibrium diagram in the  $SiO_2-Al_2O_3-MgO-H_2O$  system at 25°C with silica as immobile component.  
 b) Idem, but  $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-H_2O$  system.

Tableau II : Information sur la stabilité des minéraux dans les horizons superficiels et spodiques des podzols de Galicia.

	Système Si-Al-Mg-H <sub>2</sub> O Si-Al-K-H <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub> - Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - H <sub>2</sub> O				Al mobile + Effet M.O. (x100)	Synthèse de la Stabilité minérale Dominante (rare)
		25°C	0°C	Effet M.O. (x10)	Effet M.O. (x100)		
Hor. A et E	Minéraux						
	Pyrophyllite	I	I	I	I	I	I
	Illite	I	I	I	I	I	I
	Smectite	I	I	I	I	I	I
	Vermiculite	I	I	I	I	I	I
	Kaolinite	-	S-I	I-S	I	I	I (S)
	Halloisite	-	I	I	I	I	I
	Imogolite	-	I	I	I	I	I
	Gibbsite	-	I-M	I	I	I	I
	Gibb. microcr.	-	I	I	I	I	I
Al(OH) <sub>3</sub> amorphe	-	I	I	I	I	I	
Hor. Spodiques	Pyrophyllite	I	I	I	I	I	I
	Illite	I	I	I	I	I	I
	Smectite	I	I	I	I	I	I
	Kaolinite	S	S	S	S-I	I	S
	Halloisite	-	M-I	I	I	I	I (M)
	Imogolite	-	M-I	I	I-M	I	I
	Gibbsite	-	M	I-M	I	I	M (I)
	Gibb. microcr.	-	I-M	I	I	I	M (I)
	Al(OH) <sub>3</sub> amorphe	-	I	I	I	I	I (M)

I= Instable      S=Stable      M=Hémostable

**Synthèse des données sur la solution du sol :** Une synthèse de l'application des diagrammes d'équilibre (Tableau II) aux Podzols ortiques de Galice indique que :

— Dans les horizons superficiels tous les minéraux sont instables et seulement la kaolinite peut avoir une certaine stabilité dans des situations très particulières.

Le processus dominant consiste en la destruction de tous les minéraux altérables avec solubilisation de leurs éléments constitutifs et l'impossibilité de néoformation d'aluminosilicates à cause de la plus grande stabilité des complexes organométalliques. Dans ces conditions, la possibilité de formation de structures de type imogolite sont à peu près nulles, mais elle serait favorisée par la hausse de la température, la baisse de l'activité de la matière organique, hausse du pH et plus grande activité de Al et Si. Conditions qui s'éloignent toutes du processus de podzolisation *sensu stricto* et se rapprochent de celles qui existent dans les « sols acides ».

— Dans les horizons spodiques se trouve une plus grande variabilité de situations. Les minéraux 2:1 sont toujours instables. La kaolinite est stable. Halloysite et imogolite peuvent exister comme phases métastables, spécialement si les conditions se rapprochent de celles signalées dans le paragraphe antérieur. Finalement, la gibbsite cristallise quand la solution est fréquemment saturée, sa stabilité augmentant avec la baisse de l'activité de la matière organique et de la silice et la hausse de la température ; la gibbsite microcristalline est moins probable dans ces cas-là et il se produit toujours une insaturation vis à vis d'Al(OH)<sub>3</sub> amorphe.

Toutes ces considérations sont conformes avec la minéralogie et les tendances observées dans les sols.

## APPLICATION DES DIAGRAMMES pe-pH

Les conditions pe-pH du sol peuvent être utilisées pour obtenir des informations sur le processus de podzolisation. Une méthode de travail utile consiste à considérer les conditions de formation des horizons albiques (Al et Fe plus mobile que Si) et à supposer l'existence de différentes phases solubles comme contrôle de la solubilité de Al et Fe selon le procédé décrit par CHESWORTH et MACIAS (1985).

La fig. 10 représente l'intervalle de conditions expérimentales pe-pH des horizons superficiels et spodiques de Podzols ortiques (\*) et le champ de formation d'horizons albiques qui existerait avec différentes phases comme contrôle de la solubilité.

La concentration des phases cristallines (Kaolinite et Goethite) n'explique pas les conditions observées dans les horizons superficiels. Le contrôle au moyen de l'imogolite et Fe(OH)<sub>3</sub> amorphe est plus adéquat, mais ne justifie pas encore une grande partie des conditions pe-pH et, en outre, on a déjà vu que, dans ces horizons, il n'y a pas saturation vis à vis de l'imogolite. Par ces mêmes raisons, le modèle des hydroxydes amorphes de Fe et Al doit être rejeté. Finalement une situation conforme avec l'expérience se produit quand on suppose l'intervention de complexes organométalliques, ce qui indique que dans les conditions actuelles de pe et pH, la formation d'un horizon albiq est possible par un mécanisme de mobilisation de complexes solubles.

(\*) Dans la période sèche il peut avoir un pe plus élevé qui n'est pas déterminable par la difficulté de contact avec l'électrode.

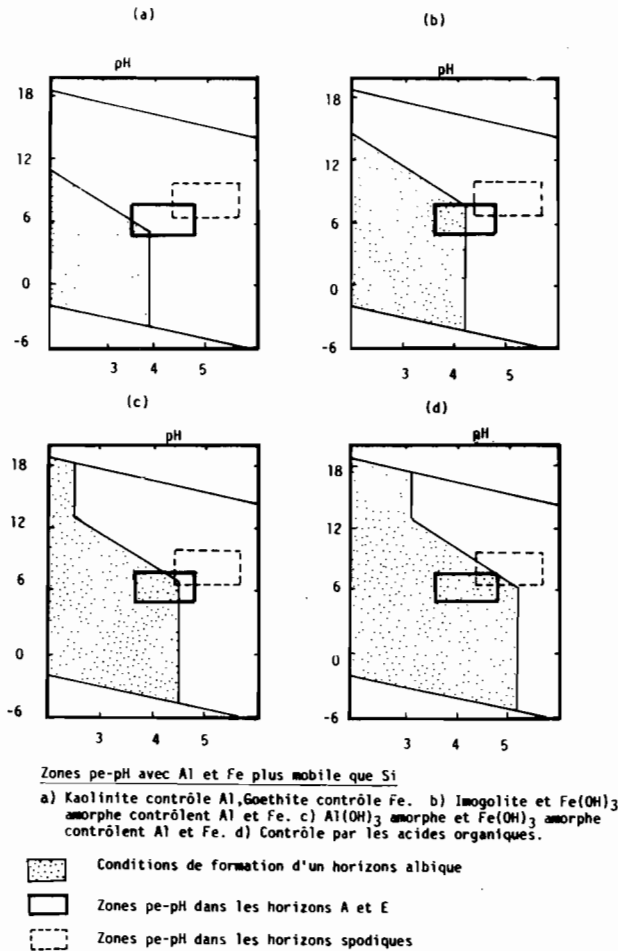


Figure 10 : Comparaison de différents modèles de contrôle de la solubilité du Fe et de Al et des conditions pe-pH expérimentales.

*Comparison between different modelisations of the control of Fe of Al solubility and experimental pe-pH conditions.*

## CONCLUSIONS

A partir des données préalablement discutées, on peut faire une série de considérations à propos du mécanisme de podzolisation et des conditions d'altération et de néoformation minérales.

D'abord on doit souligner la grande différence des conditions biogéochimiques qui existent entre les horizons superficiels et les horizons spodiques. Ceux-là constituent le domaine des processus de solubilisation, avec destruction de minéraux primaires et freinage des néoformations. La kaolinite serait le seul minéral avec une petite possibilité de stabilité et les fractions actives qui provoquent la mobilisation de Fe et de l'Al sont les composés organiques. Suivant PEDRO (1979), il s'agirait d'un mécanisme d'acidocomplexolyse forte où l'acidité du milieu est déterminée par les acides organiques libres de petit poids moléculaire. Dans ces conditions, la mobilité du Si est

plus petite que celle du Fe et de l'Al et il se produit un horizon albique ; les micas se dégradent et le complexe d'échange présente une prédominance de charges variables liées aux composants organiques, avec H<sup>+</sup> et Al<sup>+3</sup> comme cations dominants. Les structures du type de l'imogolite ou de la gibbsite sont totalement instables au contraire des chélates aluminiques. Conditions qui sont toutes spécifiques du processus défini comme « Podzolisation » (PEDRO, 1979).

Dans les horizons spodiques, le pH augmente comme conséquence de la diminution de l'activité des acides organiques et les équilibres acide-base deviennent contrôlés par le CO<sub>2</sub> et par divers ions hydroxyaluminiques. L'ordre de mobilité change (Si > Al et Fe) et il se produit la possibilité de néoformations de différentes phases solides, aussi bien directement à partir de la solution que, postérieurement, par la minéralisation progressive des ligands organiques, en même temps qu'il se forme des phases métastables comme imogolite, gibbsite et parfois d'halloysite qui, petit à petit, évolueraient vers la kaolinite (SPOSITO, 1985). En même temps, il peut se produire une exoaluminisation des minéraux 2:1.

Dans le complexe d'échange prédominant les charges variables, mais leur nature peut être inorganique et les ions hydroxoaluminiques sont les cations dominants. Le mécanisme d'altération serait une acidolyse modérée et le processus pédogéochimique serait défini comme *aluminosialitisation* ou *monosialitisation*, selon le type d'argile dominant (PEDRO, 1979). Un résumé de ces caractéristiques et la comparaison avec celles des Andosols et Sols acides de Galice a été fait par GARCIA-RODEJA et MACIAS (1984) (Tableau III).

**Tableau III : Synthèse des caractéristiques chimiques, minéralogiques et des processus pédogéochimiques des Podzols de Galicia (GARCIA-RODEJA et MACIAS, 1984).**

PODZOLS	FRACTION ACTIVE	pH MOBILITÉ	MÉCANISME de MÉTÉORI.	PROCESSUS PÉDOGÉOCHIMIQUES	COMPOSANTS COLLOÏDALES	CATIONS EXCHANGE	CHARGE VARIABLE	pH NaF
A	Acides organiques libres	<4Si Al, Fe	ACIDO-COMPLEXOLYSE FORTE	Destruction minéraux altérables.	Matière org. libre (C/M)	H <sup>+</sup>		< 9
E	CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> O Al <sup>+3</sup> , H <sup>+</sup>			Absence de néoformation. Dégradation totale des micas. Chéluviation de Al. PODZOLISATION	Restes siliciques 2 : 1 (xx)  Quartz (silice amorphe)	Al <sup>+3</sup>	>80 %  Organique	
Bh	Acides organiques liés		ACIDOLYSE MODÉRÉE ou HYDROLYSE	Immobilisation de chélates. Dégradation partielle des micas. Exoaluminaton 2 : 1. Néoformation 1 : 1 et gibbsite ALUMINOSIALITISATION ou MONOSIALITISATION	Chélates (C/ (C/M ) 2 : 1-Al 1 : 1 Gibbsite Imogolite ? Al-Si (x)	Al(OH) <sub>x</sub>	>80 %  Organ. et inorgan.	> 10,5
Bs	CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> O Al-Si (x) Al(OH) <sub>x</sub> <sup>3-x</sup>	>5 Al, Fe > Si (xxx)						

(x) Aluminosilicates de différent degré d'ordre et composition

(xx) Smectites ,structures 2:1 détruites.

(xxx) La relation de la mobilité de Fe et de l'Al est liée au Eh.

2:1-Al Intergrades mica-vermiculite et vermiculite hydroxyaluminique.

C/M Représente la relation des groupes organiques complexant les métaux au pH du sol.

Un autre aspect important est celui de l'origine de l'imogolite et son rôle dans le processus de podzolisation. On a déjà vu dans les horizons superficiels des Podzols ortiques qu'il n'y a pas de conditions de saturation pour ce minéral et par conséquent

nous devons conclure que sa formation est restreinte aux horizons spodiques, au fur et à mesure que l'activité des ligands organiques décroît et qu'augmente le pH.

La possibilité de migration à partir des horizons superficiels comme protoimogolite (FARMER, 1981) doit être rejetée, du moins dans les conditions actuellement existantes pour les profils étudiés, ce qui est l'opinion avancée par différents auteurs (BUURMAN, VAN REUWIJK, 1984).

On pourrait discuter si dans les phases initiales de la podzolisation, la mobilisation comme protoimogolite peut se produire selon ce que propose ANDERSON *et al.* (1982). A notre avis, il y a deux situations différentes qui résultent de la combinaison du climat et du matériel originel. Si l'activité de la matière organique libre, par rapport à celle de l'Al et le Fe, est élevée et que le pH est régi par les acides organiques libres il ne peut pas se former de protoimogolite. Par contre, si la matière organique est rapidement précipitée et inactivée par les cations métalliques et que le pH est régi par l'activité du CO<sub>2</sub>, elle pourrait se former et, peut-être, se mobiliser. La première de ces situations est un mécanisme de podzolisation directe dans des matériaux extrêmement riches en quartz sous n'importe quel climat et dans d'autres matériaux quand le processus de libération du Fe et de l'Al par altération se ralentit par l'action des basses températures. Dans le second cas, il s'agirait réellement d'une phase initiale avec la formation d'un sol acide, aluminique, dans des ambiances d'acidolyse modérée. Cette situation, fréquente dans les zones tempérées sur des roches acides peut rester stable ou conduire à la podzolisation quand l'activité des métaux est insuffisante à bloquer les acides organiques, soit parce que ces métaux sont déjà éliminés par l'intermédiaire des divers mécanismes (illuviation d'argile, réduction,...) soit parce que des modifications climatiques (et/ou de végétation) se produisent provoquant un changement dans la relation des formes actives de matière organique et métaux. En tout cas, l'imogolite (ou la protoimogolite) ne doit pas être considérée comme une phase typique des horizons superficiels durant la podzolisation (avec formation d'horizons albiques), mais comme une phase caractéristique des milieux d'acidité plus faible qui conduisent à l'aluminosialitisation ou monosialitisation dans les horizons d'accumulation des sesquioxides des Podzols ortiques (Bs) ou bien dans les horizons A et B de la zone de transition entre les Sols Brun Acides et les Podzols.

## RESUME

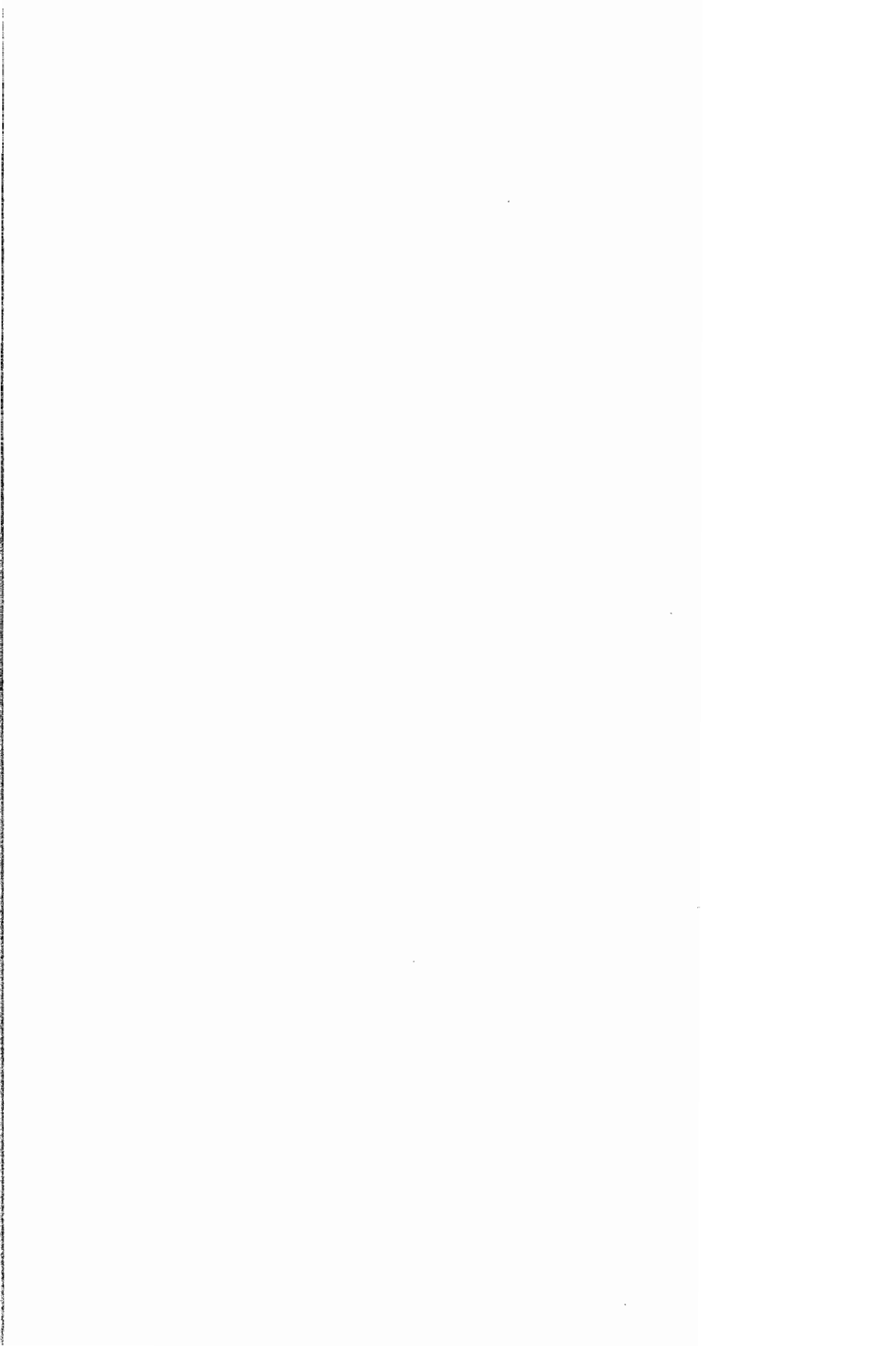
*On a établi deux zones de différentes conditions pédogéochimiques dans les Podzols ortiques. D'une part, les horizons superficiels (A, E) caractérisés par le domaine des processus de solubilisation des minéraux primaires par « acidocomplexolyse » et l'absence, presque totale, de néoformation minérale. D'autre part, les horizons spodiques (Bh, Bs) qui ont des conditions d'acidolyse modérée ou même d'hydrolyse, contrôlée par les acides les plus faibles (CO<sub>2</sub>, ions aluminiques...), raison par laquelle il y a des processus pédogéochimiques d'aluminosialitisation ou monosialitisation. La kaolinite est toujours stable dans ces cas-là et il peut y avoir des conditions de saturation et formation « in situ » de formes métastables d'imogolite, de gibbsite et parfois d'halloysite à partir de la solution du sol ou à mesure que se produit la minéralisation des chélates organiques.*

*Le mécanisme, de la podzolisation qui explique les données expérimentales est la migration des complexes organométalliques sans qu'il y ait des raisons qui justifient la présence de protoimogolite dans les horizons superficiels. La formation de protoimogolite ou imogolite ne doit pas être considérée comme une phase typique des horizons superficiels durant la podzolisation, mais comme une phase caractéristique des milieux d'acidité modérée, à faible activité de matière organique, milieux qui existent dans les horizons spodiques de Podzols ortiques et dans les horizons superficiels (A) et d'altération (B) des sols acides sans formation d'un horizon albiq.*

## BIBLIOGRAPHIE

- AGUILARD J., BENAYAS J., MACIAS F. (1980). — Procesos de edafogénesis. I. Podsolización. *An. Edafol. Agrobiol.* 39, 1895-1922.
- ANDESON H.A. *et al.* (1982). — A reassessment of podzol forming processes. *J. Soil Sci.*, 33, 125-136.
- BUURMAN P., VAN REUWIJK L.P. (1984). — Protoimogolite and the process of Podzol formation : a critical note. *J. Soil Sci.* 35, 447-452.
- CHESWORTH W., MACIAS F. (1985). —  $p_e$ , pH and podzolization. *Amér. J. Sci.*, 285, 128-146.
- DE CONINCK F., CONRY M., TAVERNIER R. (1975). — Influence of iron-bearing minerals, especially chlorite, on soil development of Irish brown podzolic soils. *Proc. Int. Clay Conf. Mexico*, 573-584.
- FARMER V.C. (1981). — Possible roles of a mobile hydroxyaluminium orthosilicate complex (protoimogolite) in podzolisation. In : *Migrations organominérales dans les sols tempérés*. Coll. Int. du CNRS, Nancy, 303, 275-279.
- FERNANDEZ-MARCOS M.L., MACIAS F., GUITIAN OJEA F. (1980). — Estudio comparativo de dos métodos de obtención de la solución del suelo. Aplicación al estudio de la solución de los suelos podsólicos de Galicia. *An. Edafol. Agrobiol.* 39, 1587-1607.
- FERNANDEZ-MARCOS M.L. (1985). — *Contribución al estudio de equilibrios sólido-líquido en suelos de Galicia*. Tesis Univ., Santiago.
- GARCIA-ROJEDO E., MACIAS F. (1984). — *Caracterización de suelos ácidos (Podsoles-Andosoles-Suelos aluminicos) de Galicia : Relación con los procesos edafogeoquímicos*. Acta I Congreso Nacional de Ciencia del Suelo. Madrid. 589-602.
- GARCIA-RODEJA E. (1983). — *Componentes no cristalinos en suelos de Galicia : Distribución, naturaleza y propiedades*. Tesis Univ., Santiago.
- MACIAS F. *et al.* (1980). — Origen y distribución de la gibbsita en Galicia. *An. Edafol.* 39, 1533-1563.
- PEDRO G. (1979). — General characterization of the hydrolytic processes of weathering. Basis of the geochemical and thermodynamical methods. *Science du Sol*, 93-105.
- PEDRO G., SIFFERMAN G. (1979). — Weathering of rocks and formation of soils. In : *Review of research of modern problems in geochemistry* (ed. by F.R. SIEGEL). Int. Ass. for Geochemistry and Cosmochemistry. Unesco.
- SPOSITO G. (1985). — Chemical models of weathering in soils (in press).
- TORRENT J., GOMEZ-MARTIN F. (1985). — Incipient podzolization processes in Humic Acrisols of Southern Spain. *J. Soil Sci.* 36, 389-399.





**PROCESSUS DE MIGRATION ET D'ACCUMULATION  
DANS LES PODZOLS**



---

# **pH-DEPENDENT CHARACTER OF COMPLEXATION IN PODZOLS <sup>(1)</sup>**

**P. BUURMAN <sup>(2)</sup>**

---

## **RESUME**

### **INFLUENCE DU pH SUR LA COMPLEXATION DANS LES PODZOLS**

*La quantité de métal complexé par de l'humus de podzol décroît avec le pH ; elle est beaucoup plus faible que l'acidité potentielle de l'humus ne l'indique. Comme le pH décroît avec l'intensité de la podzolisation, les horizons B des podzols perdront graduellement des sesquioxydes bien que la quantité de matière organique augmente. Ceci implique que dans les sols où la perte en sesquioxydes n'est pas compensée par l'altération (p.e. dans les podzols sableux tropicaux), la podzolisation puisse s'arrêter d'elle-même et que l'horizon illuvial puisse éventuellement disparaître. De la même façon, des dépôts acides font baisser le pH du sol et diminuent la capacité de complexation de la fraction organique, il en résulte une mobilisation des sesquioxydes et la disparition progressive de l'horizon B*

## **INTRODUCTION**

Although there may still be some discussion regarding the transport mechanism of sesquioxydes in podzols, there is little doubt that the organic material precipitates in podzol B horizons upon saturation with metal ions, mainly  $Al^{+++}$  and  $Fe^{+++}$ . Saturation with metal ions implies neutralization of acidic groups that are dissociated at the relevant pH, although this dissociation depends on metal ions as well as on pH. Strongly complexed ions, such as  $Cu^{++}$  bind more acidic groups at a specific pH than do  $Al^{+++}$  or  $Fe^{+++}$  or weakly complexed ions such as  $Mg^{++}$  and  $Ca^{++}$ .

The potential amount of dissociating groups is indicated by the titratable acidity at a specific high pH, e.g. 8 or 9, or by direct assessment of the amount of carboxylic groups and phenolic-OH groups (e.g. WRIGHT and SCHNITZER, 1960).

Amounts of metal ions in organic complexes can be expressed in various ways. In this paper, atomic ratios of carbon to metal (C/M<sup>+++</sup>) are used, because organic carbon, iron and aluminium can be accurately measured in extracts of podzol horizons.

## **ACIDITY OF HUMIC COMPONENTS**

The potential acidity of organic fractions varies strongly. Organic fractions from podzols tend to be very acidic. WRIGHT and SCHNITZER (1960) analyzed humic and fulvic acids from podzol Ao and Bh horizons. They found acidities of 6.6, 10.8 and 11.8 meq/gram organic matter in humic acids, fulvic acid II and fulvic acid I, respectively of a Bh horizon. Of these acidities, 3.7 7.2 and 9.1 meq/g, respectively, were

---

(1) Publication Nr 898 of the Department of Soil Science and Geology.

(2) Department of Soil Science and Geology, Agricultural University, P.O. Box 37, 6700 AA Wageningen. Present address : Centre for Soil Research, Jalan Juanda 98, Bogor (Indonesia).

due to carboxylic groups (FA I is the dializable part of the KOH-extracted fraction, after reprotonation; FA II is that part of the non-dializable KOH-extracted fraction which is acid-soluble after reprotonation).

Because C content in FA I was 48.4 %, an acidity of 11.8 meq/g fulvic acid I equals 24.4 meq/g C. If trivalent metal ions compensate this acidity, the maximum C/M<sup>+++</sup> atomic ratio in the saturated fulvic acid would be 11.2. If only the carboxylic groups of this sample are saturated (9.1 meq/gram fulvic acid I), the ratio would be 13.3.

Trivalent metal ions in organic complexes can be partly hydroxylated. HARGROVE and THOMAS (1982) reported OH/Al ratios of 0.88 at pH 4.6 and of 2.07 at pH 5.6 in Al saturated Michigan muck. Such partial hydroxylation of the neutralizing metal ion would suppress the C/M<sup>+++</sup> ratios. If only one acidic group is bound by each trivalent cation, the ratios in the Fulvic Acid I fraction mentioned above would be 3.7 and 4.4.

BUURMAN (1985) reported the discrepancy between such theoretical C/metal ratios and those encountered in podzol B horizons in the field. In upper B horizons investigated by MOKMA and BUURMAN (1982), C/(Fe+Al) atomic ratios varied between 4 and 30. The latter value is far beyond the range indicated by theoretical calculations based on potential acidity.

pH values in podzol illuvial and eluvial horizons are far below those used to determine potential acidity of the organic material. Titration curves of organic matter fractions give an indication of the titratable acidity to lower pH values. Unfortunately, such data are scarce. Differences in titratable acidity to various pH values of humic acids, fulvic acids, mucks and a podzol-B humus are given in Table 1. These values were recalculated from original data, using a 50 % organic C content for all samples, unless the real contents were known. All curves were of hydrogenated organic fractions.

**Table 1 : Titratable acidity of various organic matter fractions (meq/g C).**

Fraction	Titratable acidity to			Source
	pH 4	pH 5	pH 7	
Muck Sally Gap	0.6	1.3	2.5	Hargrove & Thomas, 1982
Muck Michigan	1.3	2.1	3.6	do.
HA from peat, 082 I	1.1	2.5	6.1	Van Dijk, 1962, 1971
HA from sandy soil, 113	1.6	3.0	7.4	Van Dijk, 1965
HA Reddish Brown Earth (11)	1.8	4.1	6.8	Posner, 1964
HA from Brunizem		5.9	8.4	Khanna & Stevenson, 1962.
Podzol-E humus Beerwah soil	7.3	10.5	13.8	Martin & Reeve, 1985
FA fraction II	9.0	11.0	13.7	Davis & Mott, 1981

Values recalculated from original data. HA = Humic Acid ; FA = Fulvic Acid.

Evidently, mucks have low titratable acidities and fulvic acids very high values, with humic acids in an intermediary position. In humic acids, the titratable acidity to pH 4 is roughly one quarter of that to pH 7. In the podzol-B humus and the fulvic acid the ratio is between 0.5 and 0.7. At pH 3 (not in Table 1), the titratable acidity is about half the value at pH 4. All figures illustrate a marked decrease

in complexing groups with decreasing pH. Such a decrease is reflected in higher C/metal ratios in saturated complexes. For the Fulvic Acid II fraction in Table 1, the C/M+++ ratio at saturation would be 27.8 at pH 4, 22.7 at pH 5, and 18.2 at pH 7. Because podzol-B humus contains humic acid, which binds less metal ions, values would tend to be higher.

### C/SESQUIOXIDE RATIOS, pH AND PODZOL DEVELOPMENT

In podzols investigate by PETERSEN (1976) and by MOKMA and BUURMAN (1982), C/sesquioxide ratios in E and B horizons tended to increase with profile development (fig. 1). Because increasing podzol development is generally accompanied by a decrease in pH, this corroborates well with the preceding discussion. An attempt to illustrate the relation between podzol development, pH and C/M+++ ratios in the

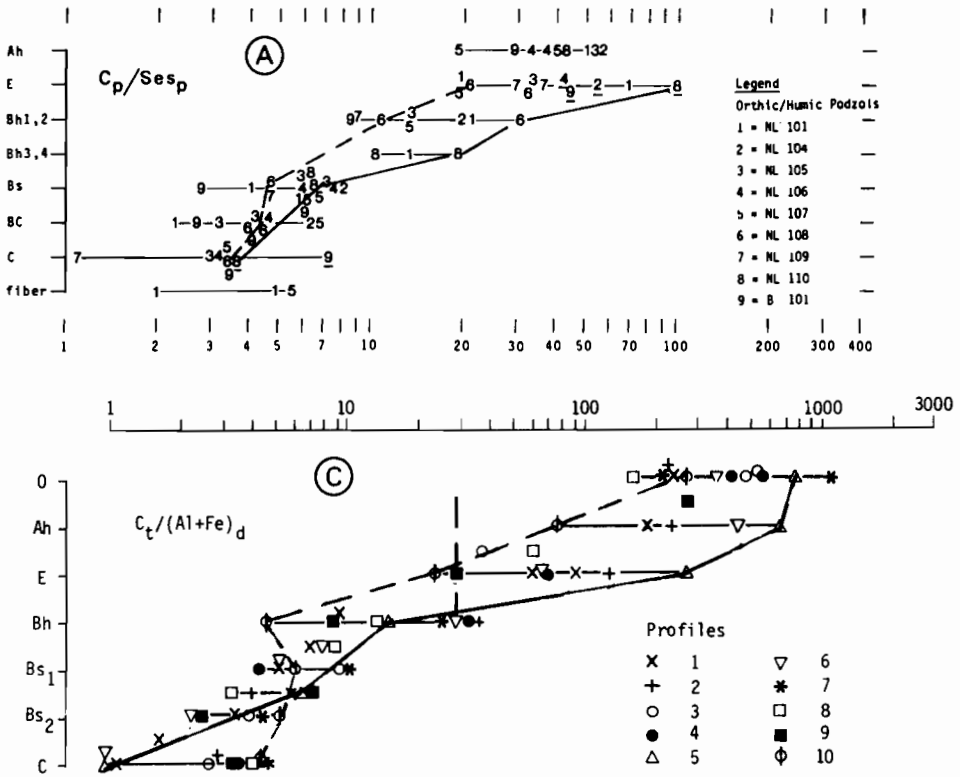
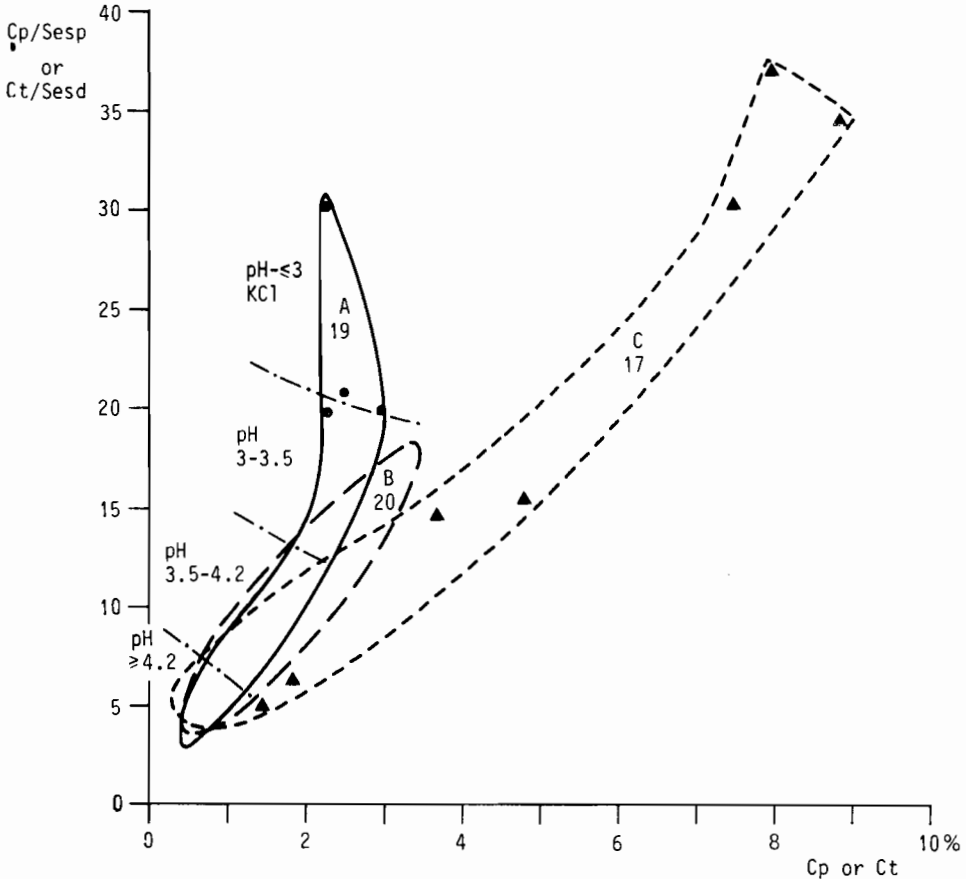


Figure 1 : Relation between C/sesquioxide ratio and profile development in Orthods and Humods from the Netherlands (population A) and in Orthods from Denmark (population C).

Dashed line connects horizons of weakly developed podzol, drawn line horizons of most strongly developed podzol in each population.

organic matter is made in figure 2. In this figure, the amount in the B horizon of total organic carbon or that of pyrophosphate-extractable organic carbon is take as a measure of podzol development. It is plotted against the C/sesquioxide ratio of the pertaining horizon. Data are from three populations of samples : A. Dutch Orthods and Humods analyzed by MOKMA and BUURMAN (1982); B. Orthods from Dutch barrows investigated by RUNIA and BUURMAN (1986) ; and C. Orthods from



**Figure 2 : Relation between accumulation (Cp or Ct and Carbon/sesquioxide ratio in podzol Bh horizons Bs of various populations).**

*Population A : Humods et Orthods, 19 samples from 9 profiles, Netherlands (MOKMA et BUURMAN, 1982).*

*Population B : Orthods from Dutch barrows, both recent and buried (RUNIA et BUURMAN, 1986), 20 samples.*

*Population C : Orthods and Humods from Denmark, 17 samples (PETERSEN, 1976).*

*Cp against Cp/Sesp in population A and B ; Ct against Ct/Sesd in population C.*

*Cp = pyrophosphate extractable C (%)*

*Sesp = pyrophosphate extractable Al + Fe*

*Ct = total C content (%)*

*Sesd = dithionite-EDTA extractable Al + Fe*

*ratios are atomic ratios*

*pH trajectories are for population A.*

*Only those points that lie outside the general overlap have been indicated.*

Denmark, investigated by PETERSEN (1976). All data refer to B horizons. In population A and B, pyrophosphate-extractable carbon and sesquioxides were used. Such data were not available for population C, for which total carbon is plotted against dithionite-EDTA extractable sesquioxides. Because Ct values are always higher than Cp values and Sesd values of lower B horizons are always higher than Sesp values of these horizons, population C cannot be compared with A and B, although the trend is similar.

All populations show an increase in C/Ses ratio upon increasing C content. In population A and C a direct relation exists with pH: high C/Ses values occur at low pH values. pH trajectories for population A have been indicated in figure 2. In population C the lowest pH (CaCl<sub>2</sub>) values are 3.5 at C/Ses ratios above 35. pH values were not available for population B.

A Cp/Ses ratio of 30 at pH 3 (population A) would indicate a titratable acidity in the organic matter of 8.3 meq/g C. This is the order of magnitude of the titratable acidity of fulvic acid and podzol-B humus at pH 4 (Table 1), but is rather high for titratable acidity at pH 3.

Because trends as observed in figure 2 strongly depend on the kind of organic matter and thus on climate and vegetation, it is likely that trends from other areas will have a different position in the diagram.

## DISCUSSION

A decrease with time or profile development in complexing ability of the organic matter in podzol B horizons is clearly illustrated by the field data. Its impact on podzol dynamics, however, is difficult to assess.

Presuming a constancy of climate, we may assume that podzol development increases with time at least until the Mean Residence Time of organic matter in the B horizon is reached. During this phase the eluvial horizon deepens and the B horizon moves downward in the profile while its organic matter content increases. During this development, pH decreases, which decreases the complexing ability of the organic matter and increases its Mean Residence Time. Presumably, adaptation of the complexing ability of the organic matter content of the B horizon to a new, lower, pH is more rapid than adaptation of the organic matter content of the B horizon to a new MRT. As a result, a decrease in pH will result in liberation of sesquioxides from organic complexes present in the B. These sesquioxides can be either precipitated as allophane, incorporated in clay minerals as interlayers (a fact which is frequently observed in B horizons) or be lost from the soil system by leaching. Decreasing hydroxylation of sesquioxides at low pH increases the above effect. These changes may be accompanied by a change in vegetation, which also alters input and kind of organic matter.

In temperate areas podzols are relative young, and their ages amount to only 2 to 10 times the MRT of organic matter in the B horizon. Moreover, parent materials may be rich in sesquioxides and the effects of loss due to de-complexation are easily compensated by weathering of fresh primary minerals. In the humid tropical lowlands, however, podzols are developed in extremely poor materials and may be very old. Here, every removal of sesquioxides from the solum is irreparable and implies the breakdown of the illuvial horizon. In fact, many podzols in the tropics, including well-drained ones, have lost their B horizon and are only characterized by deep, homogeneous eluvial layers. Clearly, podzolization is a self-terminating process but podzols on rich parent materials will last longer than those on quartz sands.

Addition of inorganic acid by precipitation (acid rain) lowers pH of the soil and should thereby set free sesquioxides from organic complexes. The leaching by acid rain of inorganic Al-species from podzols was reported by e.g. MULDER and VAN BREEMEN (1985).



**ABSTRACT**

The amount of metal complexed by podzol humus decreases with decreasing pH and is much less than the potential acidity of the humus would indicate. Because pH decreases upon increasing intensity of podzolization, podzol-B horizons will gradually lose sesquioxides, unless the organic matter content increases. This implies, that in soils where loss of sesquioxides is not balanced by supply of sesquioxides through weathering (e.g. in tropical sandy podzols), podzolization is a self-terminating process and the illuvial horizon will eventually disappear. Similarly, acid deposition lowers the pH of the soil and decreases complexing ability of the organic fraction, which results in immobilization of sesquioxides and gradual disappearance of the B horizon.

**REFERENCES**

- BUURMAN P. (1985). — Carbon/sesquioxide ratios in organic complexes and the transition albic-spodic horizon. *Journal of Soil Science*, 36 : 255-260.
- DAVIS H. & MOTT C.J.B. (1981). — Titrations of fulvic acid fractions I : Interactions influencing the dissociation/reprotonation equilibria. *Journal of Soil Science*, 32 : 379-391.
- HARGROVE W.L. & THOMAS G.W. (1982). — Titration properties of Al-organic matter. *Soil Science*, 134 : 216-225.
- KHANNA S.S. & STEVENSON F.J. (1962). — Metallo-organic complexes in soil. I : Potentiometric titration of some soil organic matter isolates in the presence of transition metals. *Soil Science*, 93 : 298-305.
- MARTIN A.S. & REEVE R. (1958). — Chemical studies of podzolic illuvial horizons III. Titration curves of organic-matter suspensions. *Journal of Soil Science*, 9 : 89-100.
- MOKMA D.L. et BUURMAN P. (1982). — *Podzols and podzolization in temperate regions*. ISM Monograph N° 1 : 1-131. International Soil Museum, Wageningen.
- MULDER J. et VAN BREEMEN N. (1985). — *Differences in Aluminium mobility in Spodosols in New Hampshire (USA) and in the Netherlands, as a result of acid deposition*. NATO Advanced Research Workshop on Effects on Acidic Deposition on Forests, Wetlands and Agricultural Ecosystems. Toronto (in presse).
- PETERSEN L. (1976). — *Podzols and Podzolization*. Ph. D. Thesis, Royal Veterinary and Agricultural University, Copenhagen, 1-293.
- POSNER A.M. (1964). — Titration curves of humic acid. *Proceedings of the 8th International Congress of Soil Science*, Bucharest, Romania, III : 161-175.
- RUNIA L.T. et BUURMAN P. (1986). — The so-called « Sekundärpodsolierong » in burial mounds : chemical data from Dutch barrows. *Journal of Archeological Science* (in press).
- VAN DIJK H. (1962). — Analyse van zuurfuncties bij huminezuren door middel van electrometrische titratie. *Chemisch Weekblad* 58 : 426-427.
- VAN DIJK F. (1965). — *Zuurgroepenanalyse en kationenbinding bij huminezuren*. Ph. D. Thesis, University of Groningen, 1-175.
- VAN DIJK H (1971). — Cation binding of humic acids. *Geoderma* 5 : 43-67.
- WRIGHT J.R. et SCHNITZER M. (1960). — Oxygen-containing functional groups in the organic matter of the Ao and Bh horizons of a podzol. *Transactions of the 7th International Congress of Soil Science*, Madison, Wisc., USA, II : 120-127.

---

# THE ROLE OF INORGANIC SPECIES IN THE TRANSPORT OF ALUMINIUM IN PODZOLS

V.C. FARMER <sup>(1)</sup>

---

## RESUME

### LE ROLE DES FORMES INORGANIKES POUR LA MIGRATION DE L'ALUMINIUM DANS LES PODZOLS

Les traits micromorphologiques de la proto-imogolite allophane et de l'imogolite dans les horizons Bs cimentés d'un podzol tourbeux écossais et d'un podzol humo-ferrugineux australien montrent à l'évidence que ces matériaux se sont formés directement à partir de la solution du sol et non pas par la transformation de complexes organo-minéraux préalablement précipités ni à partir des minéraux du sol in situ.

On montre que le fait que de substantiels dépôts de proto-imogolite/allophane ne se produisent que pour des horizons dont le pH est supérieur à 4,9 est cohérent avec la solubilité, en fonction du pH, des sols et des précipités de proto-imogolite. Des études récentes sur les formes de l'aluminium dans la solution du sol d'horizon B de podzol avec un pH (eau) égal ou inférieur à 4,6 montrent la présence de monomère inorganique d'aluminium en quantités proches de l'équilibre avec la gibbsite ; à pH plus élevé, ces monomères se transformeront en proto-imogolite. Dans l'horizon Bs, les sols de proto-imogolite sont les seules formes mobiles qui peuvent justifier d'une distribution parallèle de Fe et Al soluble dans l'oxalate.

## INTRODUCTION

I propose to re-examine and extend the evidence and arguments for the migration of aluminium as a proto-imogolite sol in the B horizon of podzols (FARMER, 1982, 1984 ; FARMER *et al.*, 1984, 1985). In particular, I will present additional micromorphological evidence to show that allophane/imogolite gels are deposited directly from solution ; substantial deposits appear, however to be restricted to Bs horizons of pH(H<sub>2</sub>O) greater than about 4.9, and to be absent from horizons of pH(H<sub>2</sub>O) of 4.6 or less. The reasons for this are discussed in the light of the known solubility of proto-imogolite, and of recent studies of the nature of the aluminium species in drainage water from podzol horizons of pH < 4.6. It is shown that such solutions include sufficient inorganic monomeric aluminium and silicic acid to account for the formation of proto-imogolite when their pH is raised to 5.0 and over. Further investigation of the nature of non-labile monomeric species is, however, necessary for a full understanding of the processes involved.

## MICROMORPHOLOGICAL EVIDENCE

The thin sections shown in figures 1 and 2 come from a Scottish Peaty Podzol and an Australian Iron Humus Podzol, and supplement those already published for these profiles (FARMER *et al.*, 1984, 1985). In the Scottish podzol, the allophane-cemented

---

(1) The Macaulay Institute for Soil Research, Aberdeen, AB9 2QJ, U.K.

Bs horizon shows massive, rather uniform, gel deposits lining pores (fig. 1a). There is no evidence here for the transformation of an initial organometallic deposit into allophane. Moreover, the presence of well-formed imogolite tubes in substantial amounts within these gel coatings (FARMER *et al.*, 1985) requires parent solutions containing hydroxyaluminium species, relatively free from complexing contaminants (INOUE and HUANG, 1985).

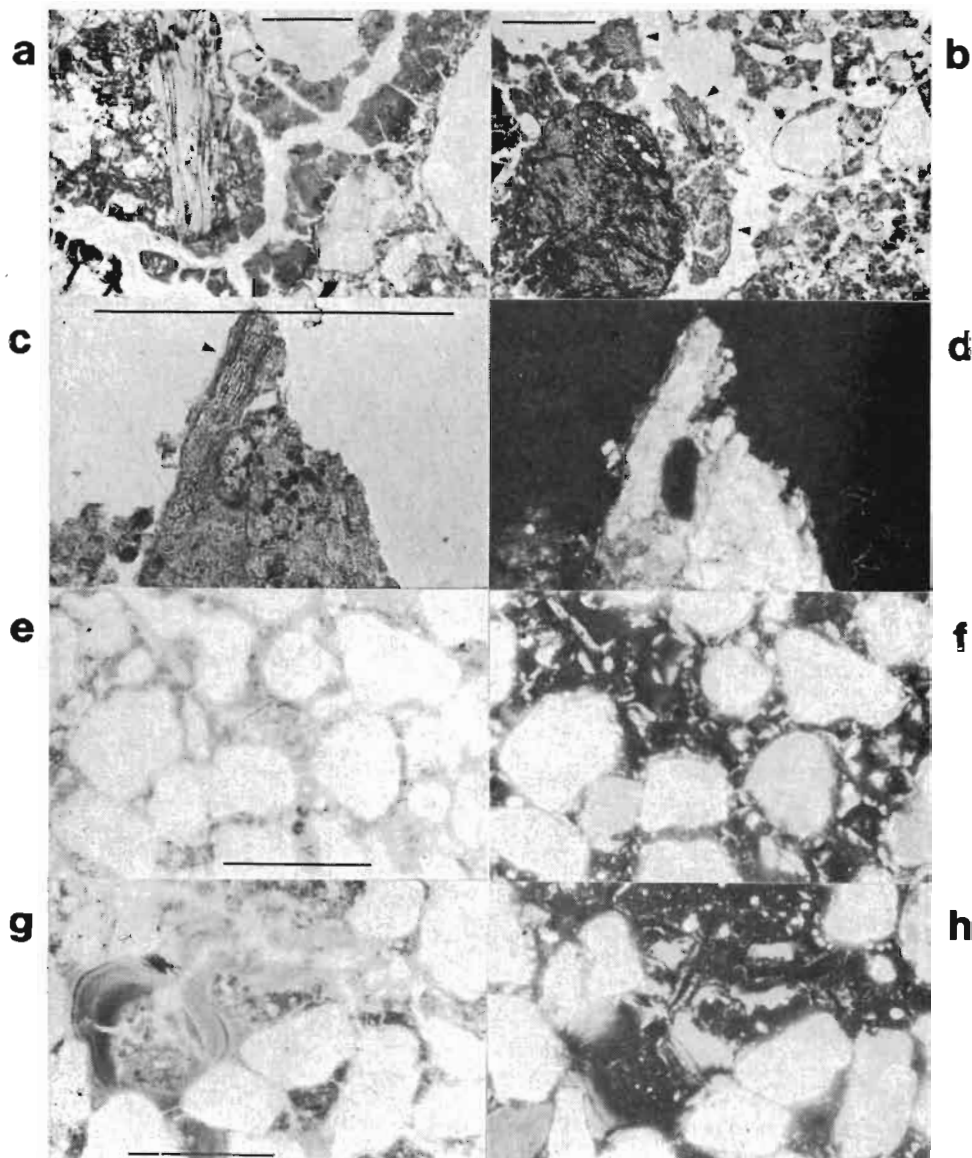


Figure 1 : Photomicrographs of allophanic deposits in the Bs horizon of two podzols. Peaty Podzol (Nethy Valley, Scotland) : (a) allophane lining a pore ; (b) allophanic root pseudomorphs (arrowed) ; (c) allophanic deposit showing cell wall structures (arrowed) ; (d) same as (c) ; showing fluorescence under U.V. illumination. Iron Humus Podzol, Jervis Bay, Australia : (e) (g) allophane cemented sands ; (f) (h) the same , under crossed Nicols. Bar = 0.5 mm.

Rots pseudomorphs in which the cell wall structure is preserved as allophane are common (FARMER *et al.*, 1985). These occur as isolated, almost intact, root-like structures (fig. 1b) or as cell-wall fragments inbeded in gel deposits (fig. 1c) where they show the same fluorescence as the surrounding gels (fig. 1d) under UV illumination. The fossilization of these root structures seems to require the impregnation of the cell walls, before their final decomposition, by soluble, readily diffusible, aluminium and silicon species, either separately or in combination. Typically, the root pseudomorphs are completely isotropic, whereas the gel deposits show a very weak birefringence, visible at high light intensities.

In contrast, the cementing allophane of the Bs horizon of the Australian Iron Humus Podzols (fig. 1e, g) shows pronounced birefringence (fig. 1f, h), particularly in regions where the deposits are obviously layered. Deposits incorporating particulate organic and inorganic matter are weakly or not birefringent. The layered deposits suggest repeated periods of desiccation, which can cause a strain birefringence in gel deposits. Similar strain birefringence is shown by silcrete cementation, and is not indicator of a layer silicate component in the deposits.

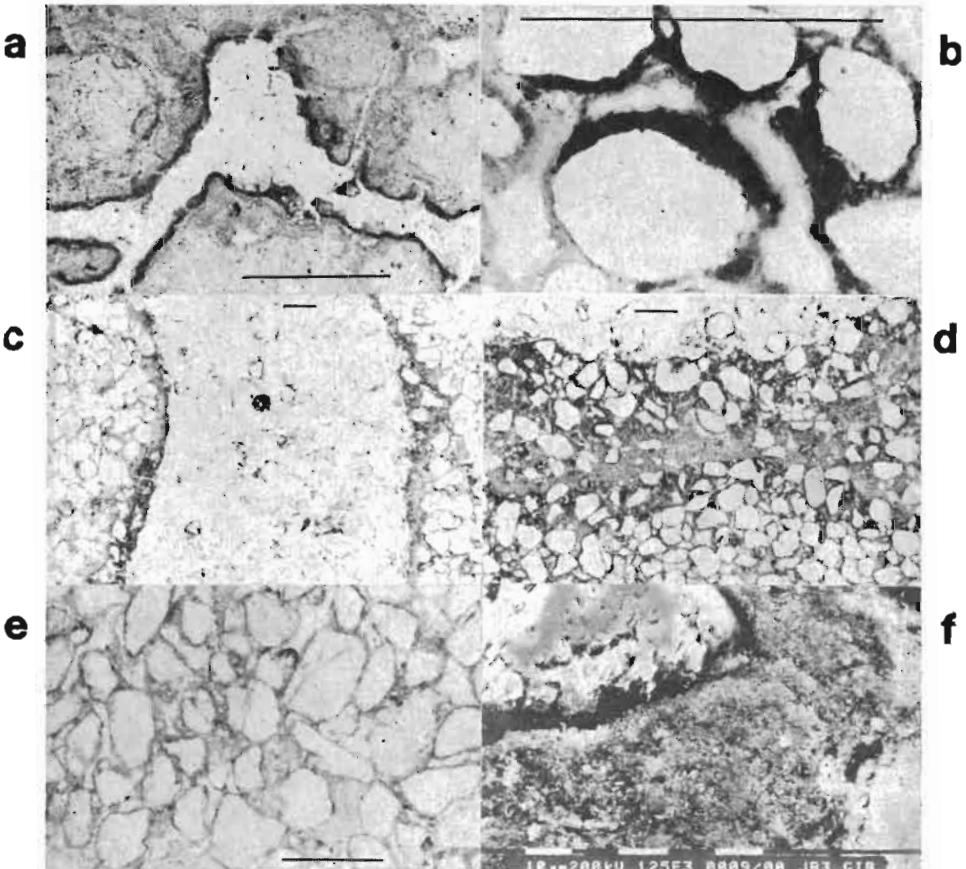


Figure 2 : Photomicrographs of mixed deposits in the Bs horizon of an Iron Humus Podzol, Jervis Bay, Australia.

(a) Organic deposit overlying allophane ; (b) allophane overlying an organic deposit ; (c) vermicular channel through allophane-cemented sands ; (d) secondary allophanic deposits lining the wall of a vermicular channel ; (e) gibbsitic infilling in cemented sands ; (f) scanning electron micrograph showing that the anhedronal gibbsite crystals in the deposit in (e) are detached from the surface of the sand grains (S.E.M. by S.E. PHILLIPS). Bar = 0.5 mm, except in (f) = 10  $\mu$ m.

The occurrence of organic deposits and impregnations on earlier allophanic deposits (fig. 2a) or vice versa (fig. 2b) show clearly that these occur in separate episodes. Evidence of alternating episodes of dissolution and reprecipitation of the allophanic cement are seen in the vermicular channels which penetrate the cemented close-packed sands of the Bs horizon (fig. 2c). These channels are in-filled with loose A2 organic sands, but the walls of the channel usually show secondary allophanic deposits, which entrap sand, silt and organic fragments (fig. 2d). In some region of the Bs horizon, the intergranular space is filled with a microcrystalline gibbsite (fig. 2e), rather than allophane. Gibbsite could crystallize directly from hydroxy-aluminium solutions containing low levels of silicic acid, less than about 1 mg Si/l. However, here gibbsite appears to have crystallized from a pre-existing gel deposit, as the gibbsite microcrystals are not in contact with the sand grains (fig. 2f). A fuller report on the micromorphology of the B horizon of this Australian podzol is being prepared by MILNE, FARMER and PHILLIPS.

These microscopic observations can leave little doubt that allophane and imogolite are deposited directly from solution. However, many podzols contain little evidence of allophane, and the reason for this will now be examined.

## THE OCCURRENCE OF ALLOPHANE AND IMOGOLITE IN PODZOLS

FARMER (1984) noted that podzols containing substantial amounts of allophane and imogolite had pH(H<sub>2</sub>O) values in their C horizon of 4.9 or more, whereas these compounds were absent from podzol with pH(H<sub>2</sub>O) values of 4.6 or less. A similar effect can be seen within Scottish podzols. In the Tarbothill series Peaty Podzol (fig. 3)

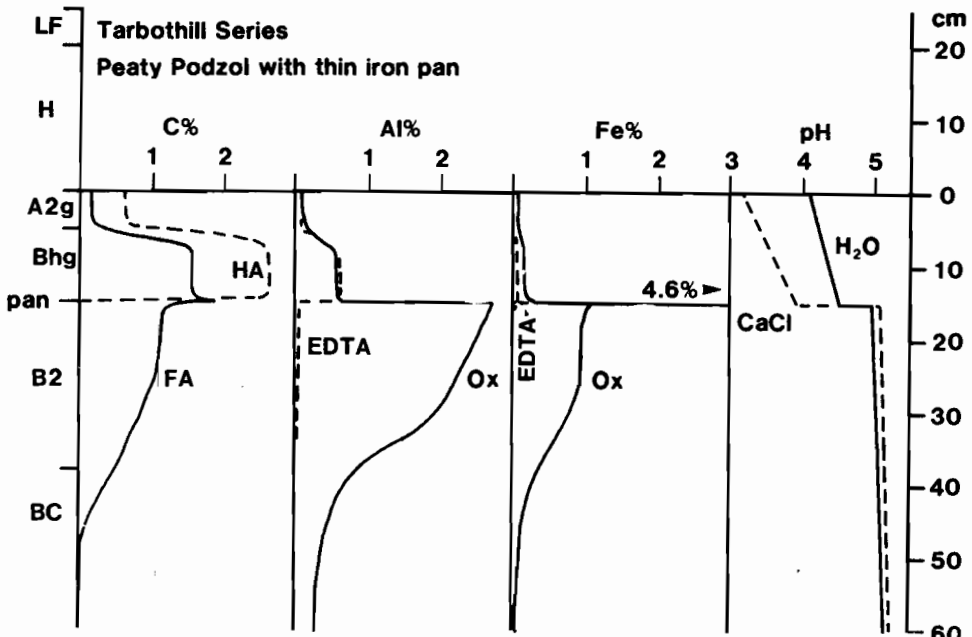


Figure 3 : Distribution of humic and fulvic acids, oxalate-soluble and EDTA-soluble Al and Fe, and variation of pH in H<sub>2</sub>O and 0.01 M CaCl<sub>2</sub> in the mineral horizons of the Tarbothill Peaty Podzol with thin iron pan. (From FARMER *et al.* 1985). EDTA preferentially extracts organic forms of Al and Fe but oxalate extracts both organic and poorly ordered inorganic species. Accordingly Al(Ox) - Al(EDTA) indicates Al in allophane and imogolite, and Fe(Ox) - Fe(EDTA) represents largely Fe in ferrihydrite. These inorganic forms are dominant in the Bs horizons but absent from the A2 and Bhg horizons.

allophane and imogolite are present in the Bs horizon with  $\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$  of 5.2, but absent from the Bhg horizon with  $\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$  of 4.4. Indeed, examination of the distribution and etching of feldspars within this profile shows clearly that the Bhg is an eluvial horizon (FARMER *et al.*, 1985). The increased concentration of organic matter in the Bhg horizon may arise largely from decomposing roots (which form a mat above the thin iron pan), rather than from illuvial organic matter. Similarly, in the Forres II Iron Podzol (fig. 4) allophane/imogolite is absent, or nearly so, from the Bh horizon with  $\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$  of 4.6, but present in the upper Bs with  $\text{pH}(\text{H}_2\text{O})$  of 4.7. The difference in pH is much greater measured in 0.01 M  $\text{CaCl}_2$  (3.6 in the Bh, 4.6 in the Bs), as the acidic organic matter in the Bh horizon releases additional protons in a  $\text{CaCl}_2$  solutions, whereas the allophane in the Bs horizon does not.

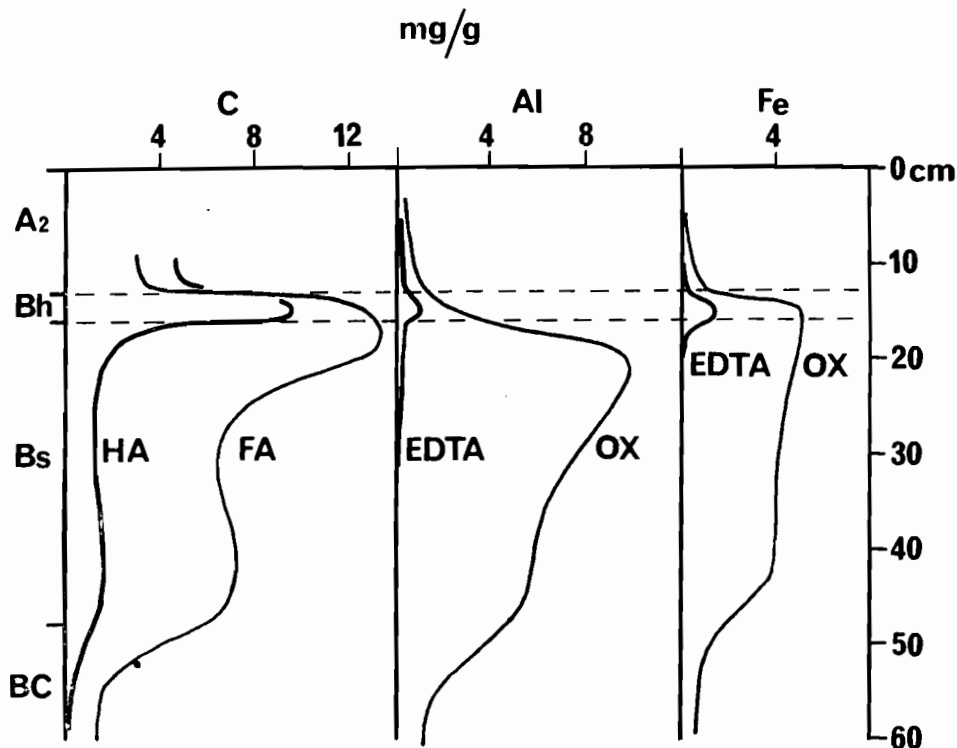


Figure 4 : Distribution of humic and fulvic acids, oxalate-soluble and EDTA-soluble Al Fe, in the mineral horizons of an Iron Podzol. Data for Forres II profile tabulated by ANDERSON *et al.*, (1982). Following the interpretation given for Fig. 3, allophane is absent, or nearly so, from the Bh horizon, but rises to a maximum at the top of the Bs horizon.

This distribution of allophane and imogolite with pH can be understood in terms of their solubility. According to the equation,



the equilibrium between imogolite and gibbsite is independent of pH, and determined only by the silicic acid concentration. Thus solubility versus pH curve of imogolite is identical with that of gibbsite (fig. 5) at the equilibrium concentration of silicic acid, which has been estimated at around 1-2 mg Si/l by FARMER and FRASER (1982). As the solubility product for imogolite takes the form  $\log K_s = 2 \log [\text{Al}^{3+}] + \log [\text{Si}(\text{OH})_4] + 6 \text{pH}$ , a nine-fold increase in Si concentration would reduce Al

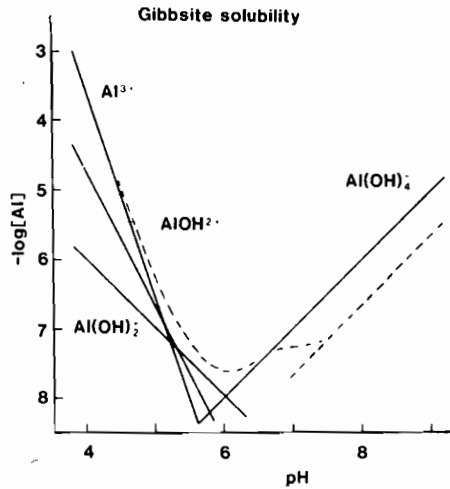


Figure 5 : The solubility vs pH curve of gibbsite (MAY *et al.*, 1979) is the same as that of imogolite at the equilibrium  $\text{Si}(\text{OH})_4$  concentration (1.2 mg Si/l).

concentrations only three-fold. Thus figure 5 can be taken as a rough approximation to the solubility of imogolite in podzol soil solutions, which commonly have Si concentrations in the range 2-5 mg/l (VEDY and BRUCKERT, 1982 ; DAVID and DRISCOLL, 1984 ; DRISCOLL *et al.*, 1985). Proto-imogolite allophane can be considered as a poorly crystallized imogolite, but will show a parallel pH-solubility relationship. From fig. 5, we can conclude that the equilibrium concentrations of aluminium over imogolite in the forms of  $\text{Al}^{3+} + \text{Al}(\text{OH})_2^+ + \text{Al}(\text{OH})_2^+$ , are around 10 mg Al/l at pH 4, 0.35 mg/l at pH 4.5, and 0.017 mg/l at pH 5. In the soil solutions of podzols. Thus Al in solutions saturated with respect to gibbsite at a pH around 4.5 will be effectively transformed to allophane/imogolite on entering horizons of pH 5 and over, in the absence of competing sites for Al adsorption. The evidence that the upper horizons of podzols generate soluble inorganic aluminium species in sufficient concentration will be examined in the next section.

## SPECIATION OF ALUMINIUM IN SOIL SOLUTIONS

Recently, a limited number of lysimetric studies have been made in the USA which provide information on the amounts and speciation of aluminium in podzol soil solutions (table 1). The profiles listed in this table are very acidic in depth, with  $\text{pH}(\text{H}_2\text{O}) < 4.6$  in their lower B horizons. These B horizons are too acidic to allow precipitation of allophane, so that substantial amounts of aluminium are exported from the profiles in solutions of pH 4.5 - 4.8 (table 1). These solutions contain inorganic aluminium monomers in amounts ranging from 0.16 - 1.0 mg/l. In the presence of more than 2 mg Si/l, these inorganic species must transform to allophane/imogolite as the pH rises above 5, or be trapped as hydroxyaluminium interlayers in layer silicates. Even the presence of 5-7  $\mu\text{mol/l}$  of fluoride in the solutions from profiles 2a and 2b can only delay precipitation of aluminium until the pH rises to near 6. These solutions also contain 0.1 - 0.5 mg Al/l as monomeric organic complexes, together with some acid-soluble polymeric species. The behaviour of these species on passing into horizons of pH 5 and over is, as yet, speculative.

Further evidence for the presence of inorganic aluminium ions in podzol soil solutions, in amounts sufficient to account for the formation of allophane and imogolite, is provided by speciation studies on streams and surface seeps in areas of shallow podzolized soils (DRISCOLL *et al.*, 1984 ; 1985). The more acidic of these

waters, of pH < 4.5, are almost all unsaturated with respect to gibbsite, but in waters of pH 4.5 and over the Al<sup>3+</sup> contents mostly lie between values corresponding to equilibrium with gibbsite and ten times supersaturation. This implies that, as the solution pH rises above 4.5, aluminium is precipitated in a form with a solubility behaviour similar to gibbsite. This phase could well be allophane/imogolite, although hydroxy-aluminium interlayers in layer silicates might play a similar role. Gibbsite is not present in these soils.

All these speciation studies have been made in areas that are considered to be affected by acid rain, and it may be suspected that the high levels of inorganic Al monomers in the drainage waters arise from the influx of sulphuric and nitric acids from the rain. However, fluxes of nitrate and sulphate can also occur during periods of active mineralization of organic sulphur and nitrogen. In maritime climates, rain water containing sulphate and chloride salts can become acidified by cation exchange with acidic surface humus. Moreover, much of the acid carboxylate groups of dissolved organic matter will not be strongly complexing and will act only as counter ions to inorganic monomeric cations. Even strongly complexing organic anions, such as oxalate or citrate, cannot compete at low concentrations (<10<sup>-5</sup> M) with hydroxyl ions as the pH rises above 5.5, and they are in any case subject to biological degradation.

Accordingly, it seems likely that the same processes that operate in the acidic podzols of table 1 can also operate in podzols not affected by acid rain, although perhaps with less intensity, or more sporadically.

### Migration of aluminium within Bs horizons

The above arguments indicate that solutions draining from Bh horizons of pH 4.5 carry sufficient silicic acid and labile aluminium species to account for the formation of proto-imogolite when the pH rises to 5 within allophanic Bs horizons. It may then be asked whether the proto-imogolite sol is precipitated immediately on its formation, or whether it, too, continues to migrate within coarse-textured Bs horizons. The prin-

**Table 1 : Amounts (mg/l) of aluminium in the form of inorganic monomers (Al<sub>i</sub> and organic monomers (Al<sub>o</sub>) in soil solutions draining for the horizons indicated.**

Site	1			2a			2b			3		
	pH	Al <sub>i</sub>	Al <sub>o</sub>	pH	Al <sub>i</sub>	Al <sub>o</sub>	pH	Al <sub>i</sub>	Al <sub>o</sub>	pH	Al <sub>i</sub>	Al <sub>o</sub>
02/H	3.62	0.18	0.51	4.63	0.01	0.22	3.96	0.05	0.28	na	na	na
E	na	na	na	4.60	0.12	0.28	4.19	0.19	0.61	3.93	0.43	0.17
Upper B	4.67	0.11	0.81	na	na	na	na	na	na	na	na	na
Lower B	4.77	0.22	0.53	4.70	0.16	0.09	4.54	0.21	0.43	4.50	1.00	0.12

na : data not available

References for sites : (1) DRISCOLL *et al.*, 1985.  
 (2a, b) DAVID and DRISCOLL, 1984.  
 (3) CRONAN, 1985.



cial argument in favour of a mobile proto-imogolite species is probably the parallel distribution of oxalate-soluble Al and Fe in the Bs horizons of Scottish podzols on unweathered granites (ANDERSON *et al.*, 1982). Proto-imogolite sols can carry iron with them (FARMER and FRASER, 1982), but there is no reason why monomeric inorganic or organic complexes of aluminium and iron should be transported and precipitated in parallel.

#### ABSTRACT

*The micromorphological features of proto-imogolite allophane and imogolite in cemented Bs horizons of a Scottish Peaty Podzol and an Australian Iron Humus Podzol are convincing evidence that these materials are formed directly from solution, and not by the transformation of previous precipitated organic complexes, nor of soil minerals in situ.*

*The fact that substantial deposits of proto-imogolite allophane occur only in horizons of pH (H<sub>2</sub>O) greater than about 4.9 is shown to be consistent with the solubility versus pH characteristics of proto-imogolite sols and precipitates. Recent speciation studies of aluminium in the soil solution of podzol B horizons of pH(H<sub>2</sub>O) of 4.6 and less show the presence of inorganic monomeric aluminium species in amounts close to equilibrium with gibbsite; these species will transform to proto-imogolite sols are only mobile species which can account for a parallel distribution of oxalate-soluble Al and Fe.*

#### REFERENCES

- ANDERSON H.A., BERROW M.L., FARMER V.C., HEPBURN A., RUSSEL J.D., and WALKER A.D. (1982). — A reassessment of podzol formation processes. *J. Soil Sci.* 33, 125-136.
- CRONAN C.S., (1985). — Biochemical influence of vegetation and soils in the ILWAS watershed. *Water, Air and Soil Pollution* 26, 355-371
- DAVID M.B. and DRISCOLL C.T., (1984). — Aluminium speciation and equilibrium in soil solutions of a haplorthod in the Adirondack Mountains (New Jersey, USA). *Geoderma* 33, 297-318.
- DRISCOLL C.T., VAN BREEMEN N. and MULDER J., (1985). — Aluminium chemistry in a forested spodosol. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49, 437-444.
- DRISCOLL C.T., BAKER J.P., BISOGNI J.J. and SCHOFIELD C.L. — Aluminium speciation in dilute acidified surface waters of the Adirondack region of New-York State. In : BRICKERT O.P. (ed.) « *Geological Aspects of Acid precipitation* ». Ann. Arbor. Science, Ann. Arbor. MI. (Acid Precipitations Series, Vol. 7).
- FARMER V.C., (1982). — Significance of the presence of allophane and Imogolite in podzol Bs horizons for podzolization mechanisms : A review. *Soil Sci. Plant Nutr.* 28, 571-578.
- FARMER V.C., (1984). — Distribution of allophane and organic matter in podzol B horizons : reply to Buurman and Van Reeuwijk. *J. Soil Sci.*, 35, 453-458.
- FARMER V.C. and FRASER A.R., (1982). — Chemical and colloidal stability of sols in the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system : their role in podzolization. *J. Soil Sci.*, 33, 737-742.
- FARMER V.C., FRASER A.R., ROBERTSON L. and SLEEMAN J.R., (1984). — Proto-imogolite allophane in podzol concretions in Australia. *J. Soil Sci.*, 35, 333-340.
- FARMER V.C., McHARDY W.L., ROBERTSON L., WALKER A. and WILSON M.J. (1985). — Micromorphology and submicroscopy of allophane and imogolite in a podzol Bs horizon : evidence for translocation and origin. *J. Soil Sci.*, 36, 87-95.
- INOUE K. and HUANG P.M. (1985). — Influence of citric acid on the formation of short-range ordered aluminosilicates. *Clays Clay Miner.*, 33, 312-322.
- MAY H.M., HELMKE P.A. and JACKSON M.L. (1979). — Gibbsite solubility and thermodynamic properties of hydroxy-aluminium ions in aqueous solution at 25°C. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 43, 861-868.
- VEDY J.C. and BRUCKERT S. (1982). — Soil solution : composition and pedogenic significance. In BONNEAU M. and SOUCHIER B. (eds) « *Constituents and Properties of Soils* », pp. 184-213. Academic Press, London.

---

# THE MECHANISM OF PODZOLIZATION AS REVEALED BY SOIL SOLUTION STUDIES

F.C. UGOLINI <sup>(1)</sup> and R. DAHLGREN <sup>(1)</sup>

---

## RESUME

### APPROCHE DU MECANISME DE LA PODZOLIZATION PAR L'ETUDE DES SOLUTIONS DU SOL

Le mécanisme de la podzolisation et la formation d'imogolite et d'allophane dans les podzols sont examinés. Actuellement, deux théories sont proposées pour expliquer ces processus. L'une, la théorie des fulvates, comprend que la synthèse de l'imogolite dans l'horizon Bs est due à la réaction de Si avec Al libéré des acides organiques dans l'horizon Bhs. A l'opposé, la théorie de Farmer (proto-imogolite) propose la formation d'imogolite dans les horizons de surface et sa migration subséquente en Bs sous forme d'un sol positivement chargé. La composition des solutions provenant d'un sol fortement podzolisé de Washington Cascades suggère un troisième mécanisme. Les solutions recueillies à partir des horizons O, E et Bhs contiennent essentiellement des acides fulviques (AF) qui abaissent le pH de la solution ; dans ces conditions,  $H_2CO_3$  n'est pas dissocié. Les AF sont en compétition avec Si pour la liaison avec Al ; il en résulte la formation de complexes organo-Al stables ce qui inhibe la formation d'imogolite-allophane. La migration de ces complexes est arrêtée à la limite Bhs/Bs suite à l'élévation du pH de la solution. L'absence d'AF et un fort  $pCO_2$  (50 atmosphères) font que  $H_2CO_3$  devient l'agent d'altération. L'altération par l'acide carbonique provoque le départ des cations basiques et de Si, mais permet l'accumulation relative de Al. L'aluminium libéré réagit alors avec Si pour former l'imogolite-allophane. Nous proposons que l'imogolite-allophane dans les horizons Bs, Bc et C soit formé in situ, au moins en partie, comme résultat de l'altération par  $H_2CO_3$ .

## INTRODUCTION

The widespread occurrence of imogolite/allophane in the B horizon of Podzols and Spodosols and its involvement in podzolization has prompted a renewed interest in the mechanisms of this process. Most current theories on podzolization are based on the interpretation of data involving analysis of the solid phase. These data reflect the cumulative effects of all soil forming processes active during the formation of the soil (Jenny, 1980). As a consequence the measured soil properties may display relict features which have persisted through successive stages of soil development. Thus, mechanisms based on such static studies may not accurately portray the processes currently responsible for soil formation.

This paper proposes a theory of podzolization based on analysis and interpretation of soil solutions collected *in situ* from beneath genetic horizons of a subalpine tephritic Spodosol. The soil solution is the primary vehicle responsible for redistribution of mass and energy within the soil profile which is the essence of soil genesis. Analyses of these soil solutions allow examination of current soil forming processes unencumbered by past soil forming events. This methodology is highly sensitive and responds rapidly to short term changes such as seasonal variations.

The development of the proposed theory is based on information gathered over ten years of research on the soils in the Findley Lake watershed, central Cascades, Washington, USA. Detailed descriptions of site, soil and soil solution are available from UGOLINI *et al.* (1977a, b) ; SINGER *et al.* (1978) ; DAWSON *et al.* (1978) ;

---

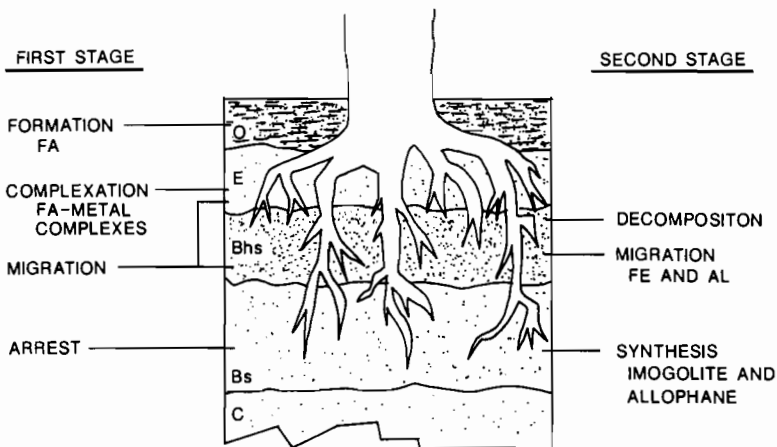
(1) College of Forest Resources University of Washington, Seattle, WA, U.S.A.

ZACHARA (1979) ; VOGT *et al.* (1981) ; VOGT *et al.* (1983) ; DAHLGREN (1984) ; DAHLGREN and UGOLINI (1986) ; VOGT *et al.* (1987a, b).

## THEORIES OF PODZOLIZATION

A large number of hypotheses and theories have been proposed to explain the formation of Podzols or Spodosols (e.g, DEB, 1949 ; STOBBE and WRIGHT, 1959 ; PONOMAREVA, 1969 ; RODE, 1970 ; PETERSEN, 1976 ; DE CONINCK, 1980 ; McKEAGUE *et al.*, 1983 ; ANDERSON *et al.*, 1982 ; BUURMAN, 1984). Currently two major contrasting theories share the most attention : the fulvate theory and Farmer's proto-imogolite theory.

### FULVATE THEORY



### PROTO-IMOGLITE THEORY

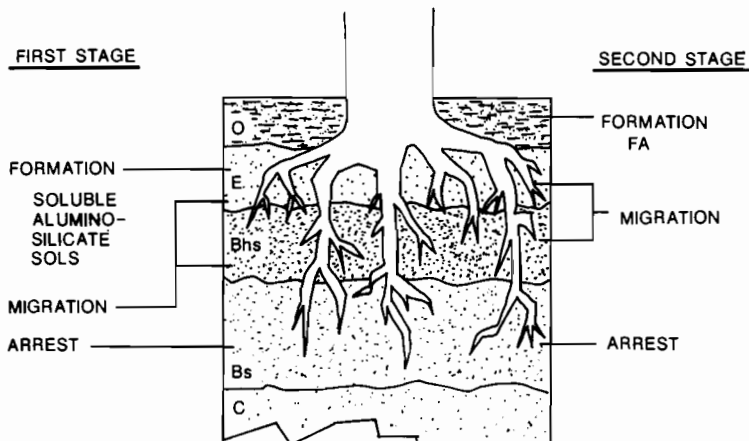


Figure 1 : a) Schematic representation of the fulvate theory of podzolization.  
 b) Schematic representation of the proto-imogolite theory of podzolization.

The fulvate theory (fig. 1) involves two stages which may occur concomitantly. The first stage involves the formation of water soluble organic, predominantly fulvic acid (FA), primarily from litter and root decomposition. Fulvic acid chelates Fe and Al in the E horizon and subsequently migrates through the E and Bhs to the top of the Bs horizons where it is arrested. In a second stage, these organo-metal complexes decompose liberating the Fe and Al which migrate as free metals into the Bs horizon. Synthesis of imogolite/allophane occurs when the Fe and Al react with percolating silica.

Farmer's proto-imogolite theory (fig. 1) similarly occurs in two successive stages (FARMER *et al.*, 1980 ; FARMER, 1981 ; FARMER, 1982). The first stage, involves the formation of the Bs horizon. Positively charged soluble proto-imogolite sols form in the E horizon, migrate through the E and Bhs horizons and become arrested in the Bs horizons in response to an increase in pH or adsorption by negatively charged surfaces or anions. The second stage invokes the formation of FA and its migration through the E and Bhs horizons. Fulvic acid is then precipitated on the imogolite surfaces of the Bs horizon.

## PROPOSED THEORY

A third theory is proposed in this paper that explains more fully the process of podzolization and occurrence of imogolite/allophane in the Bs and C horizons of the Fondley Lake profile. This theory, summarized in fig. 2, can best be viewed in two stages although the two stages can occur simultaneously. The first stage involves formation of high levels of  $H_2CO_3$  resulting from reaction of  $H_2O$  with  $CO_2$  liberated from organic matter decomposition and microbial and root respiration. Carbonic acid attacks minerals leaving an Al-rich amorphous residue. Synthesis of imogolite/allophane then occurs *in situ* as silica combines with the Al released from  $H_2CO_3$  weathering. The second stage of the proposed theory is identical to the first stage of the fulvate theory. Fulvic acid produced in the forest floor forms organo-metal complexes with Fe and Al in the E and Bhs horizon. These organo-metal complexes migrate through the E and Bhs horizons and are arrested by interaction with the amorphous materials of the Bs horizon.

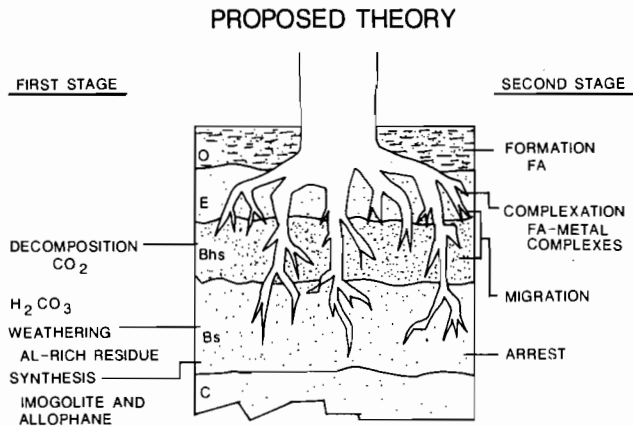


Figure 2 : Proposed theory of podzolization derived from soil solution data, Findley Lake, WA. (U.S.A.)

## SOIL SOLUTION STUDY

The major proton donating systems and solution pH are shown in fig. 3. All solution data presented in this paper represent the average of monthly collections

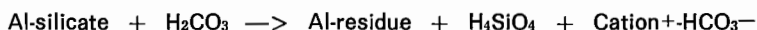
obtained over a one year period. An inverse relationship exists between solution pH and the concentration of FA. In contrast, concentration of dissociated  $\text{HCO}_3^-$  are directly related to solution pH. Fulvic acid being a stronger acid than  $\text{H}_2\text{CO}_3$   $pK \approx 4.5$  vs.  $pK = 6.3$ , depresses the pH in the Oa, E and Bhs horizons suppressing the dissociation of  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . The FA is effectively removed from solution at the interface of the Bhs/Bs and only attenuated concentrations enter the Bs and C horizons. The  $\text{H}_2\text{CO}_3$  becomes the strongest acid in these lower horizons where it governs weathering reactions. The high concentrations of  $\text{CO}_2$  (20-50 times atmospheric) in the lower horizons greatly increases  $\text{H}_2\text{CO}_3$  concentrations resulting in a strong weathering environment. The presence of intense pitting and etching of the primary minerals of the Bs horizon confirms this intense weathering environment. Solution data show that  $1.0 \text{ kmol ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$  of  $\text{H}^+$  is contributed by  $\text{H}_2\text{CO}_3$  to weathering reactions in the Bs horizon based on an estimate of 250 cm of  $\text{H}_2\text{O}$  leaching through this horizon.

In considering the chemical reactions occurring in the profile, the FA, which dominates the upper horizon, promotes a congruent dissolution of minerals :



The minerals are completely dissolved and no residue remains. The availability of a chelating agent in the form of the fulvate anion results in removal of Fe and Al.

In contrast, the  $\text{H}_2\text{CO}_3$  weathering in the lower horizons induces an incongruent dissolution reaction :



An Al-rich residue remains due to the inability of the  $\text{HCO}_3^-$  anion to form a mobile complex with Fe and Al. The elevated pH ( $> 5.0$ ) also results in low solubility of free  $\text{Al}^{3+}$ .

Soil solution concentrations of both Fe and Al follow a similar pattern in the Findley Lake profile as shown in Fig. 4. High circulation rates of both these metals by the vegetation results in leaching of significant amounts of Fe and Al from the forest floor (VOGT *et al.*, 1986a, b). Iron and Al concentrations are enhanced across the E horizon largely as the result of FA induced weathering and FA-metal migration from this horizon. Iron and Al concentrations decrease across the Bhs when additional free Fe and Al, released from decomposition of the Bhs organics, increases the cation/anion ratio of the metal-FA complex inducing their precipitation (SCHNITZER,

### pH, FULVIC ACID, AND BICARBONATE

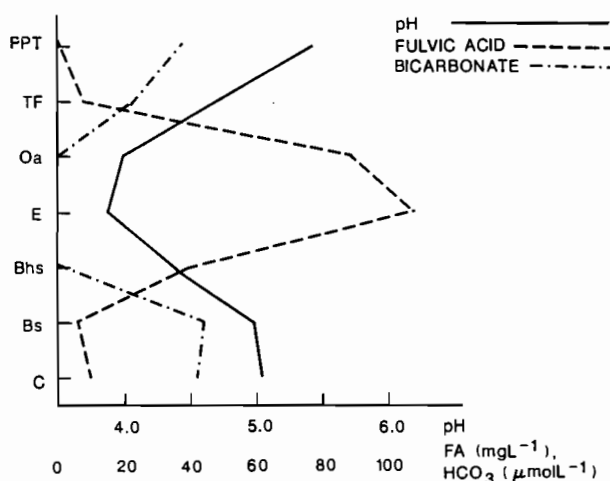


Figure 3 : Precipitation throughfall and soil solution pH values fulvic acid and bicarbonate concentrations Findley Lake, WA, (U.S.A.).

1969). The release of metals from organo-metal complexes in the Bhs horizon is reported to be a relatively slow process, MRT for the organics is between 1500-4000 years (DE CONINCK, 1980). Therefore, we propose that Fe and Al liberated from decomposition of the Bhs are immediately rendered insoluble by trapping mobile complexes migrating from above. This mechanism is supported by the simultaneous arrest of Fe, Al and FA which is observed to occur in the Bhs horizon (fig. 3 and 4). Therefore, we suggest that the main source of Al for synthesis of imogolite in the Bs horizon cannot be derived from the release of this metal by microbial degradation. Nevertheless, the organic complex will maintain an equilibrium with free Al metal which will result in leaching of a small amount of Al from Bhs which may be incorporated into imogolite synthesis. Organo-metal complexes not arrested within the Bhs horizon are arrested by adsorption mechanisms on the amorphous minerals at the Bhs/Bs interface (DAWSON *et al.*, 1978). The low mobility of Fe and Al in the Bs and C horizons is the result of the lack of chelating agents and higher pH values which reduce their solubilities.

Fractionation of Al into organic and inorganic forms was performed following the methodology outlined by DRISCOLL (1984). Results of this fractionation technique showed greater than 80 % of the total Al to be organically complexed in the Oa, E and Bh horizons. The Bs horizon in contrast was dominated by Al inorganic forms. Concentrations of inorganic Al increased with depth in the soil profile as a result of removal of chelating organic acids by adsorption and through release of Al by *in situ* weathering in the lower soil profile. The cation-anion balance is consistent with this data and shows the fulvate anion as the dominant anion maintaining charge balance in the Oa, E and Bhs horizons (fig. 5). We therefore conclude that the primary form of Al movement in the upper horizons is as the Al-FA complex.

### IRON AND ALUMINUM

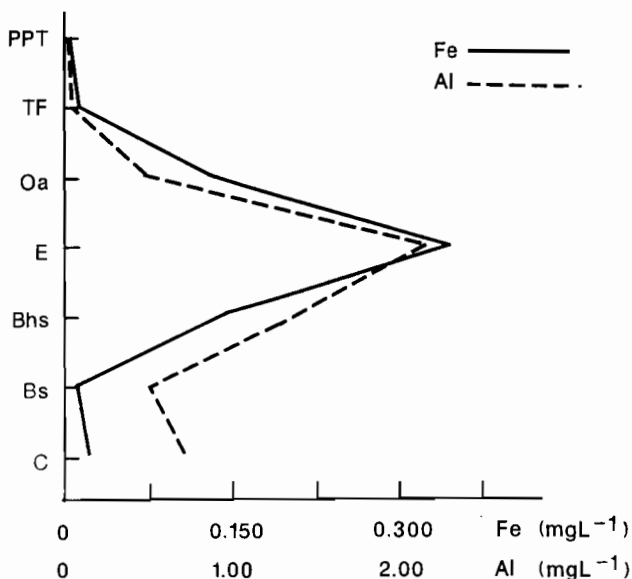


Figure 4 : Precipitation, throughfall and soil solution iron and aluminium concentrations, Findley Lake, WA. (U.S.A.).

INOUE and HUANG (1984a, b) report the inhibition of imogolite synthesis in the presence of high concentrations of organic acids. FARMER (1981) similarly reports that fulvic acid form stronger complexes with Al than silicic acid does, and it can

even dissolve proto-imogolite. This is compatible with our findings that show no proto-imogolite sols in the leachates of the Findley Lake profile. The absence of H<sub>2</sub>O soluble proto-imogolite sols in the E and Bhs horizons (pH < 5.0) is due to the inability of proto-imogolite to form in the presence of FA. Aluminium has greater reactivity with FA than with silicon. The lack of proto-imogolite sols in the Bs and C horizon leachates suggests that imogolite is not water soluble at pH > 5.0 as reported by FARMER *et al.* (1980). It is improbable that a positively charged sol could migrate through negatively charged layer silicates in the B horizon to reach the C horizon. This evidence further supports the *in situ* formation of imogolite/allophane in the lower horizons. Since it does not migrate into the lower horizons, the imogolite present in the Bs and C horizons must have formed *in situ*. Therefore, at this stage of soil development, it is highly unlikely that proto-imogolite is forming in the E and Bhs horizons and migrating to the Bs horizon.

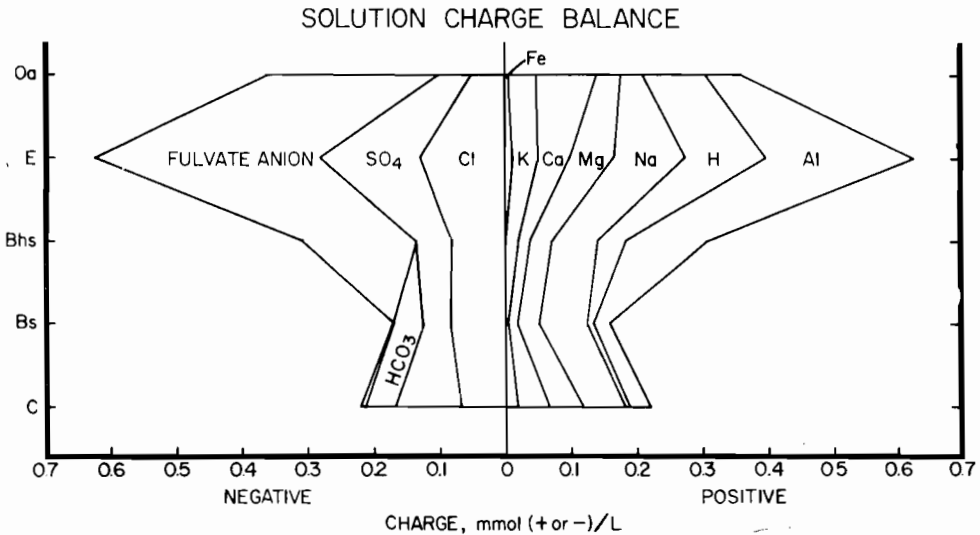
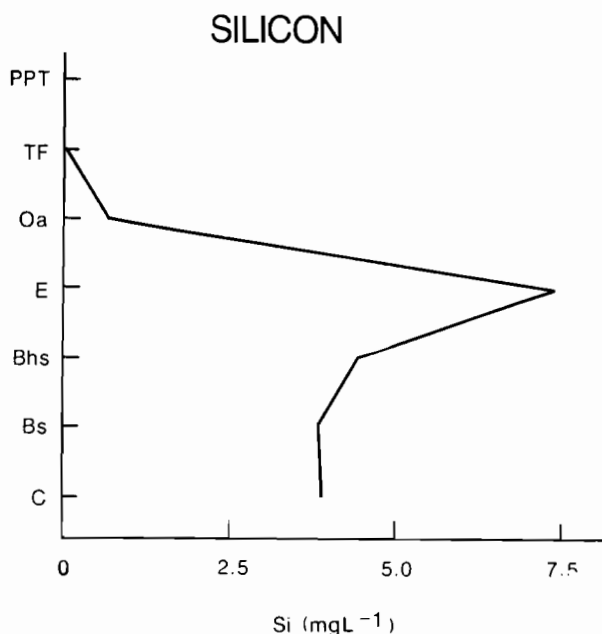


Figure 5 : Soil solution charge balance, Findley Lake, WA. (U.S.A.). Fulvate anion contribution was calculated as the difference between the summation of the cations and summation of inorganic anions.

In contrast, the lack of chelating agents and favorable pH in the Bs and C horizons makes the H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> weathering zone favorable for imogolite/allophane synthesis. At pH values greater than approximately 4.6, the beginning of hydrolysis initiates the process of olation and oxolation, the bridging of bonds between the O and OH of different hydrated Al ions (NORDSTROM and BALL, 1986). Consequently polymerization and the lack of complexing agents provide a highly favorable environment for *in situ* formation of imogolite in the Bs and C horizons.

High concentrations of Si are seen exiting the E horizon as a weathering product of the congruent mineral dissolution (fig. 6). The concentration is greatly attenuated in the Bhs and even further in the Bs horizon. The arrest of Si in the Bs is suspected, at least in part, to be due to its incorporation into imogolite/allophane. Fractionation of Si by colorimetric method indicates that all Si in the soil solutions occurs in the monomeric form. This suggests that imogolite is not migrating in solution and thus further supports the *in situ* formation.



**Figure 6 : Precipitation, throughfall, and soil solution silicon concentrations, Findley Lake, WA. (U.S.A.).**

Chemical and mineralogical analyses of the individual horizons support the conclusions reached by interpreting the soil solution composition. Layer silicate minerals consisting of smectite, hydroxy interlayer 2:1 minerals, primary chlorite and kaolinite are present in the profile (ZACHARA, 1979). In addition the Bs horizon contains imogolite/allophane. These non-crystalline substances were identified by IR spectra (DAHLGREN, 1984) and by transmission electron microscopy (TEM). Selective dissolution of the clay from the Bs horizon shows an Al/Si ratio of 1.98 for the oxalate extraction performed after CBD treatment (DAHLGREN, 1984). The 1.98 value is considered very close to the ideal Al/Si ratio of 2.0 for imogolite.

Our proposed theory while being somewhat similar to the fulvate theory, differs mainly in the mechanism for Bs horizon formation. The major argument against the fulvate theory is that insufficient Fe and Al could be set free by microbial decomposition of organo-metallic complexes because breakdown of these complexes would be too slow. This theory inadequately explains the accumulation of these elements in the Bs horizon. The proposed theory eliminates this weakness by imposing  $H_2CO_3$  weathering as a major mechanism for release of Fe and Al which may be incorporated into the synthesis of imogolite/allophane. Furthermore,  $H_2CO_3$  weathering extends down into the C horizon which also accounts for the presence of imogolite in this horizon.

A recent study of Andisol formation in northeastern Japan by UGOLINI *et al.* (in preparation) also has shown the formation of allophane/imogolite in these B horizons to occur by *in situ* weathering processes. Soil solutions entering these B horizons had only trace quantities of Al which eliminates translocation mechanisms as the source of Al for mineral synthesis. The pH of the examined B horizons were in the pH range 5.0-6.0 which is in the range of active  $H_2CO_3$  weathering.



## CONCLUSIONS

This proposed theory was developed and is substantiated by the soil solution data and the presence of imogolite/allophane in the Findley Lake profile. It may be extended to other soils forming under similar environmental conditions. The process of podzolization occurs over a wide array of climates, vegetation and parent materials. We are aware that this proposed theory may not be valid for all Podzols or Spodosols worldwide. Nonetheless, the ubiquity of  $H_2CO_3$  weathering in the pH range of 4.5 to 7.0 observed for the occurrence of imogolite/allophane does infer a plausible coexistence of mechanisms in the formation of allophane and imogolite in both Spodosols and Andisols.

## ABSTRACT

The mechanism of podzolization and the formation of imogolite/allophane in Spodosols and Podzols is under scrutiny. Presently, two contending theories have been proposed to explain these processes. One theory, the fulvate theory, contends that the synthesis of imogolite in the Bs horizon is due to the reaction of Si with Al, set free from the organics in the Bhs. The opposing theory, Farmer's proto-imogolite theory, proposes the formation of imogolite in the surface horizons and its subsequent migration into the Bs as a positively charged sol. Soil solution composition from a strongly podzolized soil in the Washington Cascades suggests a third mechanism. Solutions collected from the O, E and Bhs horizons are dominated by fulvic acid (FA) which depresses solution pH preventing the dissociation of  $H_2CO_3$ . FA strongly competes with Si for Al, resulting in formation of stable Al-organo complexes and thus preventing the formation of imogolite/allophane. These Al-organo complexes are arrested at the Bhs/Bs boundary, resulting in an increase in solution pH. The absence of FA and high  $pCO_2$  levels (50 times atmospheric) allows  $H_2CO_3$  to become the weathering agent. Carbonic acid weathering removes basic cations and Si but allows accumulation of Al by negative enrichment. The release aluminium then reacts with liberated Si to form imogolite/allophane. We propose that imogolite/allophane in the Bs, BC and C is formed at least in part, in situ via  $H_2CO_3$  weathering.

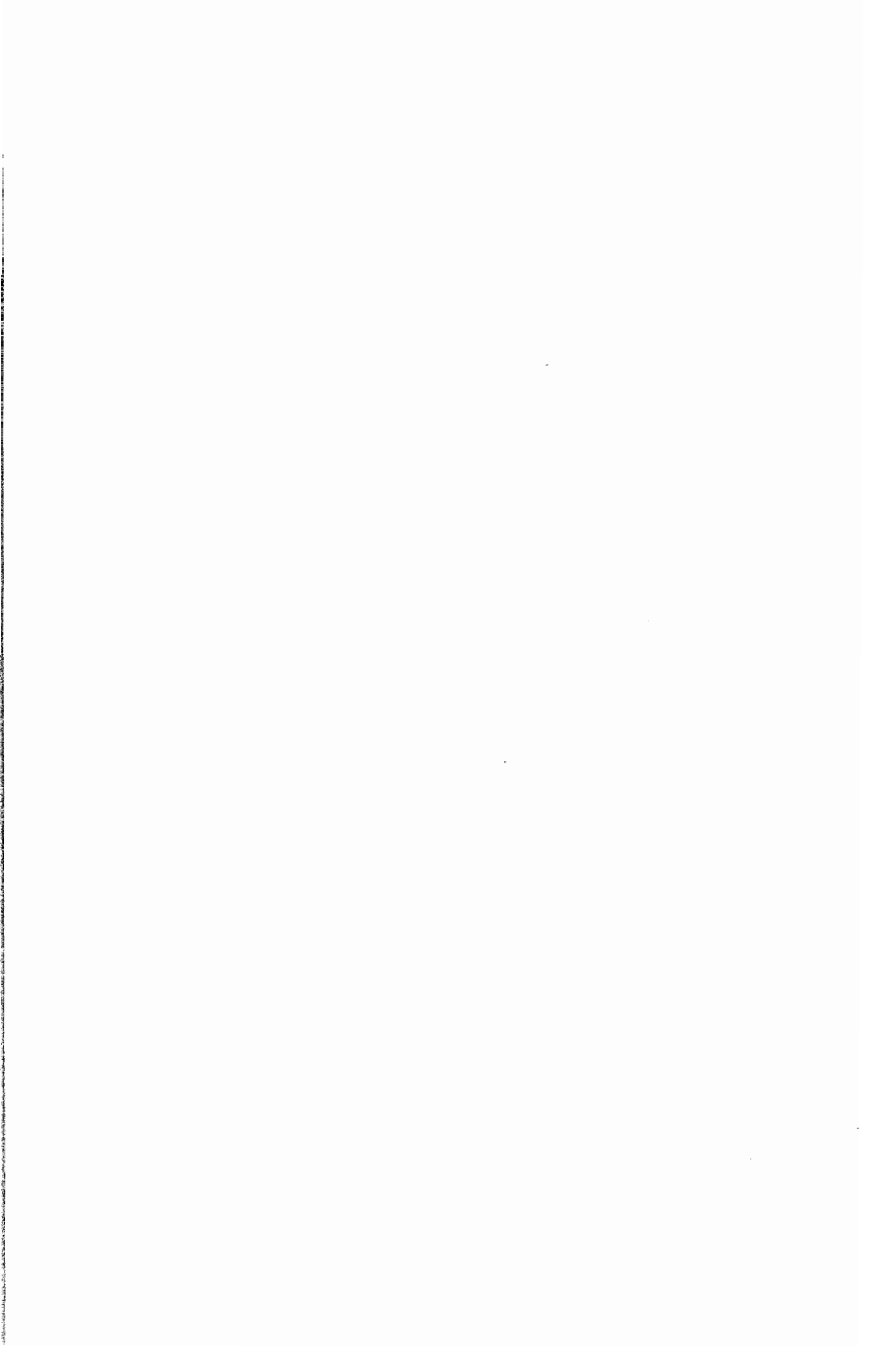
## REFERENCES

- ANDERSON H.A., M.L. BERROW, V.C. FARMER, A. HEPBURN, J.D. RUSSEL, and A.D. WALKER, 1982. — A reassessment of Podzol formation processes. *J. Soil Sci.* 33 : 125-136.
- BUURMAN P. (Edit.), 1984. — *Podzols*. Van Nostrand Reinhold Co., New-York.
- DAHLGREN R.A., 1984. — Impact of tephra perturbations on a forest soil in the *Abies amabilis* zone. Masters thesis, Univ. of Washington.
- DAHLGREN R.A. and UGOLINI F.C., 1986. — An in-vivo experiment of tephra burial on tephritic Spodosols. *Submitted to Geoderma*.
- DAWSON H., UGOLINI F.C., HRUTFIORD B.F. and ZACHARA J.M., 1978. — Role of soluble organics in the soil processes of a Podzol, central Cascades, Washington. *Soil Sci.* 126 : 290-296.
- DEB B.C., 1949. — The movement and precipitation of iron oxides in podzol soils. *J. Soil Sci.*, 1 : 112-122.
- DeCONINCK F., 1980. — Major mechanisms in formation of spodic horizons. *Geoderma*. 24 : 101-128.
- DRISCOLL C.T., 1984. — A procedure for the fractionation of aqueous aluminium in dilute acid waters. *Intern. J. Environ. Anal. Chem.* 16 : 267-283.
- FARMER V.C., RUSSEL J.D. and BERROW M.L., 1980. — Imogolite and proto-imogolite allophane in spodic horizons : evidence for a mobile aluminium silicate complex in podzol formation. *J. Soil Sci.* 31 : 673-784.

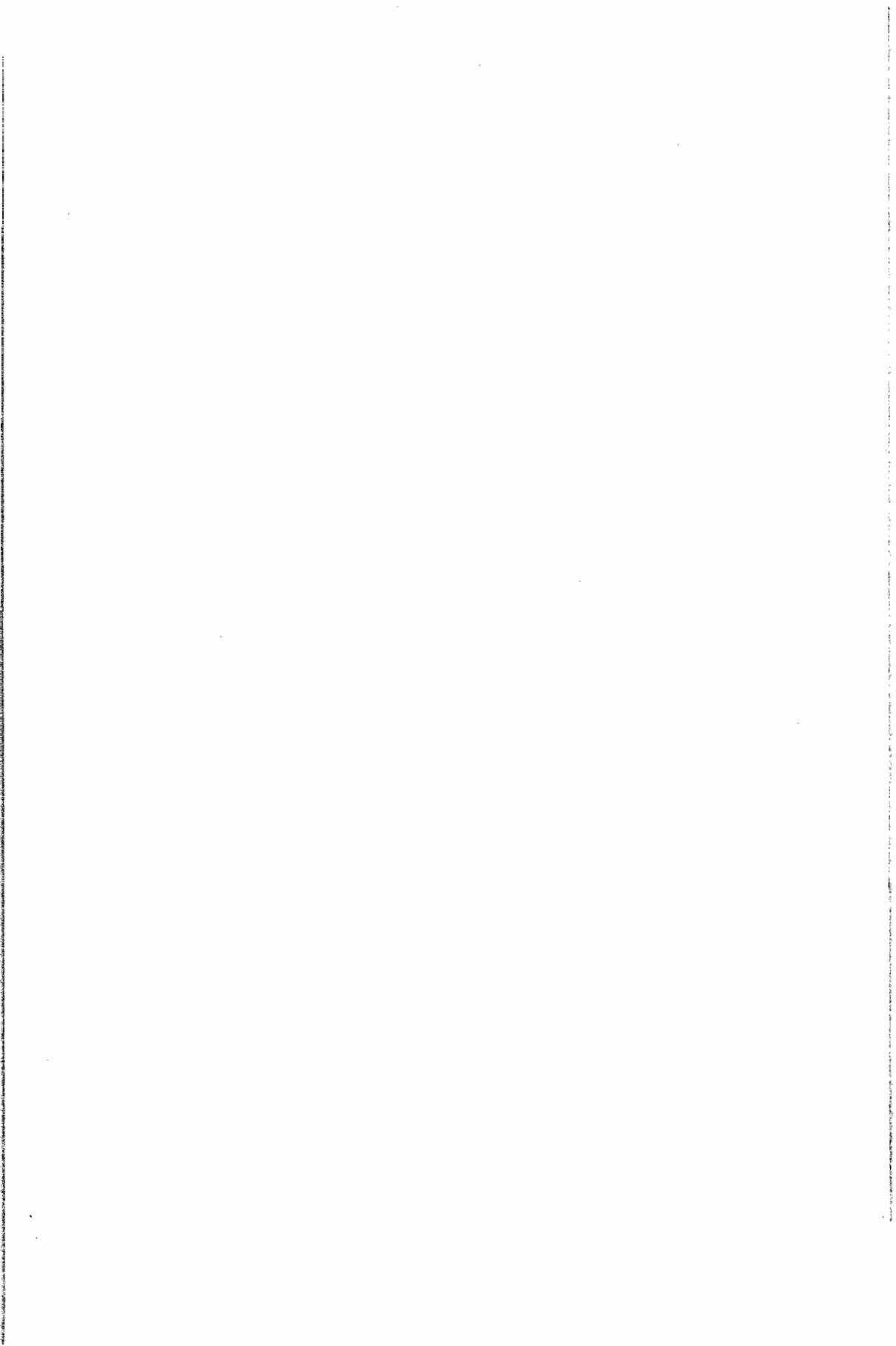
- FARMER V.C., 1981. — Possible roles of a mobile hydroxyaluminium orthosilicates complex (proto-imogolite) and other hydroxyaluminium and hydroxy-iron species in podzolisation. In : *Migrations organo-minérales dans les sols tempérés*. Nancy, 24-28 Sept. 1979. Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, N° 303, pp. 275-279.
- FARMER V.C., 1982. — Significance of the presence of allophane and imogolite in podzol Bs horizons for podzolization mechanisms : a review. *Soil Sci. Plant. Nutr.*, 28 : 571-578.
- INOUE K. and HUANG P.M., 1984a. — Effect of humic and fulvic acids on the formation of imogolite. *Agronomy Abstract*. 1984 Annual Meeting. Las Vegas, Nevada, Nov. 25-30, 1984, p. 273.
- INOUE K. and HUANG P.M., 1984b. — Influence of citric on the natural formation of imogolite. *Nature* 308 : 58-60.
- JENNY H., 1980. — *The Soil Resource*. Springer-Verlag, New-York.
- McKEAGUE J.A., DeCONINCK F. and FRANZMEIER D.P., 1983. — Spodosols. In : *Pedogenesis and Soil Taxonomy. II. The Soil Orders*. (L.P. WILDING, N.E. SMECK and G.F. HALL, eds). Elsevier, New-York, pp. 217-252.
- NORDSTROM D.K. and BALL J.W., 1986. — The geochemical behavior of aluminium in acidified surface waters. *Science* 232 : 54-56.
- PETERSEN L., 1976. — *Podzols and Podzolization*. Ph. D. THESIS, Royal Veterinary and Agricultural Univ., Copenhagen. D.S.R. Forlag.
- PONOMAREVA V.V., 1969. — *Theory of Podzolization*. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
- RODE A.A., 1970. — *Podzol-Forming Process*, Acad. Sci. U.R.S.S., Dokuchaev Inst., Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
- SCHNITZER M., 1969. — Reactions between fulvic acid, a humic compound and inorganic soil constituents. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33 : 75-81.
- SINGER M., UGOLINI F.C. and ZACHARA J.M., 1978. — *In situ* study of podzolization on tephra and bedrock. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42 : 105-111.
- STOBBE P.C. and WRIGH J.R., 1959. — Modern concepts of the genesis of Podzols. *Soil Sci Soc. Am. Proc.* 23 : 161-164.
- UGOLINI F.C., MINDDEN R., DAWSON H. and ZACHARA J., 1977a. — An example of soil processes in the *Abies amabilis* zone of central Cascades, Washington. *Soil Sci.* 124 : 291-302.
- UGOLINI F.C., DAWSON H. and ZACHARA J., 1977b. — Direct evidence of particle migration in the soil solution of a Podzol. *Science* 198 : 603-605.
- UGOLINI F.C., DAHLGREN R.A., SHOJI S. and ITO T. — An example of andosilization and podzolization as revealed by soil solution studies, Hakkoda Mountains, Japon. Manuscript in preparation.
- VOGT K.A., EDMONDS R.I. and GRIER C.C., 1981. — Seasonal changes in biomass and vertical distribution of mycorrhizal and fibrous-textured conifer fine roots in 23- and 180-year-old subalpine *Abies amabilis* stands. *Can J. For. Research.* 11 : 223-229.
- VOGT K.A., GRIER C.C., MEIER C.E. and KEYES M.R., 1983. — Organic matter and nutrient dynamics in forest floors of young and mature *Abies amabilis* stands in western Washington, as affected by fine-root input. *Ecological Monographs.* 55 : 139-157.
- VOGT K., DAHLGREN R.A., UGOLINI F.C., MOORE E.E., ZABOWSKI D. and ZASOSKI R., 1987a. — Above- and belowground pools and circulation of Al, Fe, Ca, Mg, K, Mn, Cu, Zn and P.I. *Abies amabilis* stand level. *Biochemistry*. In press.
- ZACHARA J.M., 1979. — *Clay genesis and alteration in two tephritic subalpine podzols of the central Cascades, Washington*. Masters thesis, Univ. of Washington.

## ACKNOWLEDGEMENTS

We want to thank all the present and past graduate students in the soil program at the University of Washington. They are and have been responsible for maintaining a highly spirited atmosphere of inquiry, dedication and companionship. The National Science Foundation has been the major means of support for conducting this research. We acknowledge Grants DEB 8022189 and BSR 8407710 as the most critical for the recent work.



**ETUDES EXPERIMENTALES  
DU PROCESSUS DE PODZOLISATION**



---

# ROLE DU FACTEUR BIOCHIMIQUE DANS LA PODZOLISATION

Etudes expérimentales sur les mécanismes géochimiques  
et les évolutions minéralogiques

M. ROBERT<sup>(1)</sup>, M.H. RAZZAGHE<sup>(2)</sup> et J. RANGER<sup>(3)</sup>

---

## ABSTRACT

### BIOCHEMICAL ASPECTS OF THE PODZOLIZATION PROCESSES

The role played by biochemical parameters in the processes of podzolisation is elucidated by data obtained from the experimental studies. It has been demonstrated that the biochemical parameters, during the first stage of podzolization, play a dominant role in the destruction of minerals and the release of elements (Al, Fe) from the mineral structures. It facilitates the action of both acids and complexing agents as compared to the presence of only acid system in brown acidic soils. The first stage of podzolization is therefore, characterized by the intervention of low (citric acid, oxalic acid, etc.) as well as high (fulvic acids) molecular weight organic acids.

The second phase of podzolization is characterized by the translocation of various elements, and at this stage one can still identify the acid as well as complexing systems. The former (acid system), however, tends to be more dominant in the deeper horizons of the soil where a competition between the organic and mineral anions (hydroxy, silicic) is possible, and pseudosoluble or colloidal forms can dominate.

In the third stage of podzolization that concerns with the deposition of substances, the presence of complexing organic acids as small as  $< 10^{-5}$  N prevents the crystallization of deposited materials thereby maintaining the physical structure of a « gel ».

An in situ experiment using a test mineral of the vermiculite type allowed us to understand better the dynamics of aluminium, and the function of podzols as a whole. It is also necessary to take an account of the effect of the seasonal variations on soils since it interfaces with the different phases of podzolization.

**KEY WORDS :** Organic acids ; Chemical complexation ; Aluminium ; Iron ; Vermiculite ; Mica.

## INTRODUCTION

Le terme « facteur biochimique » lié à l'altération et à la podzolisation sous-entend l'action d'acides organiques simples et polymérisés (humiques et fulviques) qui sont liés soit directement (sécrétions), soit indirectement (cycle d'évolution de la matière organique) à l'activité biologique. Son intervention est l'hypothèse la plus classiquement citée pour expliquer la genèse des podzols et ceci depuis les origines de la pédologie. Dans le cadre de cette hypothèse, on retrouve déjà différentes variantes : rôle prépondérant accordé aux acides organiques de bas poids moléculaire (KOSTYCHEV SIBIRTSEV, RODE, in Ponamareva, 1964) ou aux composés phénoliques et aux acides plus polymérisés ou encore aux microorganismes (ARISTOVSKAYA, 1979).

Toutes ces théories rejoignent assez bien les différentes conceptions de l'école française [DUCHAUFOUR, 1951 ; PEDRO *et al.*, 1978] ou Canadienne, McKEAGUE *et al.*, 1986]. A cette théorie, faisant intervenir la matière organique ou les êtres

[1] Station de Sciences du Sol, INRA, 78000 Versailles.

[2] Université de Tabriz (Iran).

[3] Station de Recherches sur le sol, la microbiologie et la nutrition des arbres forestiers. Centre de Recherches Forestières de Nancy, Champenoux, 52280 Seichamps.

vivants et des composés organo-minéraux solubles, s'oppose la théorie colloïdale de MATTSON et GUSTAFSSON (1934, 1937) ou ses variantes (GEDROITZ, GLINKA, ou REMEZOV, in PONOMAREVA, 1964) qui retrouve actuellement des adeptes (PETERSEN, 1976, De CONINCK, 1980).

Plus récemment, une autre hypothèse faisant intervenir plus particulièrement des complexes minéraux a été développée (FARMER *et al.*, 1980). Il s'avère donc nécessaire de situer le rôle exact des différents composés susceptibles d'intervenir dans les sols.

Pour cela, nous utiliserons des résultats d'études expérimentales réalisées au laboratoire et éventuellement sur le terrain qui permettent de préciser quels sont les composés organiques actifs, leurs mécanismes d'action et les effets sur les évolutions géochimiques et minéralogiques.

L'étude du facteur biochimique sera réalisée en distinguant les trois phases principales d'altération qui interviennent le plus généralement (PETERSEN, 1976) lors du développement d'un profil de type podzol :

— Tout d'abord, une phase de destruction des minéraux et de libération des éléments en particulier Fe et Al, qui est une phase essentielle de la podzolisation (formation d'un horizon albiq), dans la mesure où cette dernière ne consiste pas en simple transport de particules ou d'éléments existant déjà à l'état libre. Notons cependant que cette phase n'est pas prise en compte dans la classification américaine.

— Une phase de transport des éléments

— Et enfin une phase de dépôt et/ou néogénèse (formation de l'horizon spodique) qui est considérée comme la phase essentielle par la classification américaine.

Une tentative sera faite dans la dernière partie pour appliquer les données théoriques obtenues au laboratoire à la connaissance du fonctionnement des différents horizons des podzols dans le milieu naturel.

## **ROLE DES COMPOSES ORGANIQUES DANS LA DESTRUCTION DES MINERAUX ET LA LIBERATION DES ELEMENTS CHIMIQUES**

On peut se référer à un bref historique des études expérimentales visant à reconstituer au laboratoire le phénomène de podzolisation. Les premiers travaux ont utilisé sur des échantillons de terre, des composés organiques complexes, mal définis provenant soit de la lixiviation des litières (BLOOMFIELD, 1953 ; LOSSAINT, 1959), soit produits au cours de fermentations (BETREMIEUX, 1954). Toujours sur des matériaux terreux, d'autres auteurs ont pu utiliser des composés organiques mieux définis : acides humiques, acides phénols ou acides organiques aliphatiques (JUSTE, 1965).

Dans ces conditions, il a en général été possible d'obtenir le processus global de podzolisation avec une différenciation à la fois morphologique (blanchiment des horizons supérieurs) et chimique (entraînement de fer et d'aluminium).

Selon BRUCKERT (1970) et KAURICHEV *et al.* (1963), les composés organiques simples qui peuvent être mis en évidence dans les extraits de litières sont en nombre limité, environ une trentaine parmi lesquels une moitié d'aliphatique, une moitié d'aromatique. Les composés aminés représentent des quantités plus réduites. Dans les sécrétions des microorganismes et les produits de fermentations, on retrouve les mêmes composés avec cependant une plus forte proportion d'acides aliphatiques.

Du fait des valeurs de leurs pKA (entre 3 et 5) et de leurs concentrations ( $10^{-2}$  à  $10^{-5}$  N), les composés organiques simples représentent, avec les acides fulviques et humiques, la principale cause d'acidité des sols. Les composés minéraux ont une importance soit beaucoup plus faible pouvant expliquer dans le cas de  $\text{CO}_2$  des  $\text{pH} > 4,5$  soit moins généralisée dans le cas de  $\text{HNO}_3$  (produit lors de la nitrification) ou de  $\text{H}_2\text{SO}_4$  (oxydation des composés du soufre).

Les travaux les plus récents auxquels nous allons nous reporter, pour le domaine des sols acides ( $\text{pH} < 5$ ), ont concerné la nature des composés acides les plus actifs et leurs mécanismes d'action. Pour cela, il est alors nécessaire d'utiliser non plus

des sols, mais des minéraux bien définis, en particulier des silicates, et de considérer à la fois les évolutions géochimiques et minéralogiques.

### Evolution géochimique

Les résultats cités (fig. 1) tirés de RAZZAGUE-KARIMI (1976) et VICENTE et ROBERT (1979) représentent la libération cumulée des éléments extraits d'un mica phlogopite par les principaux types d'acides organiques de faible poids moléculaire utilisés dans les mêmes conditions expérimentales et en particulier à des concentrations analogues ( $10^{-3}$ ) qui conduisent à des pH compris entre 3 (HCl complètement dissocié) et 5,5 (eau distillée). On obtient ainsi directement un classement de l'efficacité relative des différents acides vis-à-vis de l'altération au sein duquel on peut distinguer trois groupes :

- Le premier groupe rassemble seulement quatre acides (l'acide salicylique et des acides aliphatiques di ou tricarboxyliques).
- Un autre groupe d'efficacité moyenne comparable à celle des acides minéraux rassemble une série d'acides aliphatiques souvent monocarboxyliques.
- Un groupe de composés peu actifs, acides gras ou aminés, dont l'effet est proche de celui de l'eau distillée.

Le fait que pour un pH plus élevé ou équivalent à celui des acides minéraux, l'altération soit plus intense, est déjà un élément permettant de distinguer les mécanis-

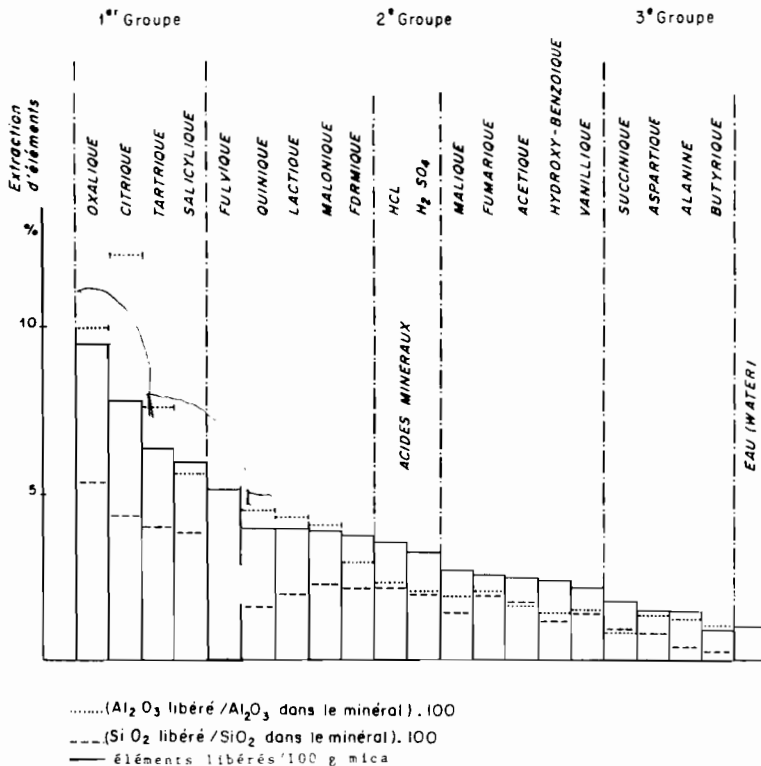


Figure 1 : Libération cumulée des éléments extraits d'un mica phlogopite par les principaux types d'acides organiques de faible poids moléculaire ( $10^{-3}$  N). L'acide fulvique utilisé est égal à  $1\text{gL}^{-1}$ .

*Extraction of element from phlogopite by the main types of organic acids of low molecular weight ( $10^{-3}$  N). Fulvic acid =  $1\text{gL}^{-1}$ .*



mes mis en cause : acidité plus complexation pour le premier groupe, simple acidité pour les deux derniers groupes. L'ordre de libération des éléments vient confirmer ces résultats dans la mesure où l'on retrouve tour à tour  $Al > Si$ , puis  $Si \neq Al$ , le troisième groupe montre pour sa part, des valeurs très faibles d'éléments extraits.

Ainsi, tous les composés utilisés ont une action acide qui provoque une intensification de l'altération d'un facteur de 1 à 20 et une certaine mobilité de l'aluminium, ceci en référence à une simple action d'hydrolyse par l'eau distillée ; mais seuls quatre ou cinq acides provoquent une libération préférentielle de l'aluminium analogue à celle rencontrée dans les podzols. Ces résultats sont confirmés par ceux de HUANG et KELLER (1970) qui retrouvent le même ordre d'efficacité des acides et mettent en cause des mécanismes de dissolution différents selon les éléments extraits (Si-Fe d'une part, Al et K d'autre part).

Dans le même système expérimental de référence, il est possible de situer l'action des acides fulvique et humique (fig. 1). Leur action s'avère étroitement dépendante de la concentration en solution : seuls les acides fulviques (lorsque leur concentration est de 1 g/litre) se situent dans le groupe des acides complexants, les acides humiques concentrés et acides fulviques dilués venant s'intercaler dans les deux autres groupes (VICENTE et ROBERT, 1979). Les acides fulviques en concentration suffisante sont donc eux aussi des agents d'altération très efficaces sur les minéraux (SCHNITZER et KODAMA, 1976).

## Evolution minéralogique et dynamique de l'aluminium

Parmi les silicates, les phyllosilicates 2/1 constituent un exemple intéressant dans la mesure où ils peuvent conduire à des stades d'évolution différents selon la nature de l'agent d'altération (ROBERT, 1972 ; ROBERT *et al.*, 1979). Ainsi, dans tout le domaine acide de pH 3 à pH 5, les micas trioctaédriques peuvent évoluer en vermiculite hydroxyalumineuse, ce qui traduit une certaine mobilité de l'aluminium qui se trouve extrait, par l'intermédiaire des protons, des couches tétraédriques ou octaédriques pour être fixés dans les couches interfoliaires.

Si des anions complexants ayant une valeur de  $pK_C$  pour l'aluminium supérieur à 5 sont présents, ils entraînent l'aluminium en solution et le mica se détruit sans évolution décelable par diffraction des rayons X (fig. 2).

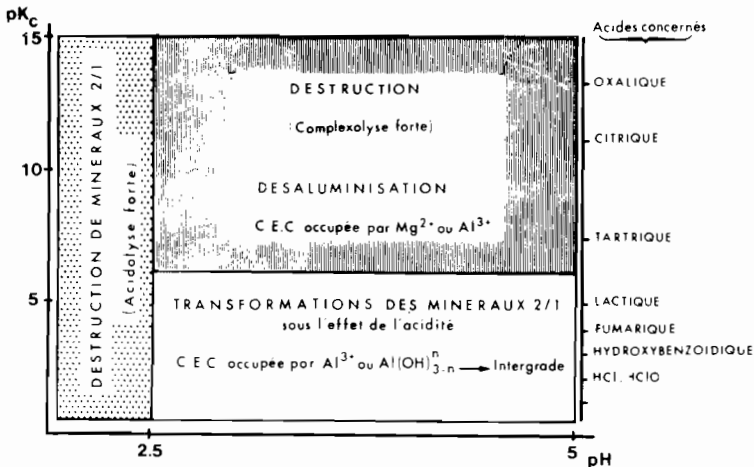


Figure 2 : Evolution des micas trioctaédriques en fonction des conditions physico-chimiques (pH et  $pK_C$ ) (ROBERT *et al.*, 1979).

Evolution of trioctahedral micas as a function of the physico chemical conditions (ROBERT *et al.*, 1979).

Tableau I : Evolution des micas trioctaédriques en présence d'acides organiques.

Pouvoir de complexation	Type d'acide	Evolution du mica
Très complexant	oxalique	destructive
	citrique	
Complexant	tartrique	destruction ou minéral interstratifié 10/14
	salicylique	
	fulvique	
Complexant	galacturonique	smectite de transformation (ou vermiculite de basse charge)
Peu complexant	lactique	vermiculite hydroxy-alumineuse
	acétique	
	HCl CO <sub>2</sub>	

En réalité selon les conditions expérimentales, des stades intermédiaires (Tableau I) peuvent exister (VICENTE et ROBERT, 1975) ; minéraux interstratifiés, smectites de dégradation ou de transformation que l'on retrouve dans les horizons A2 des podzols.

Les vermiculites trioctaédriques évoluent de manière similaire aux micas trioctaédriques. Cependant, la couche interfoliaire avec une capacité d'échange cationique élevée (> 150 meq/100 g) va constituer un véritable interface entre le minéral lui-même (le feuillet *sensu stricto*) et la solution. Son évolution va être le reflet des conditions du milieu d'altération. La figure 3 représente pour une vermiculite Ca la sortie de Al, Mg et Al en présence d'un acide complexant (acide oxalique) ou d'un acide très peu complexant (HCl). Le calcium initialement présent sur la CEC est échangé rapidement par les protons apportés en même concentration par les deux acides et cette désaturation est très rapide (4 à 5 litres de solution suffisent). Dans le même volume de solution, en milieu complexant, on aboutit à une forte libération d'aluminium et à un blocage relatif pour Mg ; en milieu acide, l'ordre des éléments est inversé jusqu'à désaturation totale du minéral. Sur la capacité d'échange interfoliaire, on constate alors qu'en milieu complexant Mg a remplacé Ca ; en milieu acide, c'est l'aluminium qui s'accumule avec évolution par hydroxylation conduisant à la formation d'une vermiculite hydroxyalumineuse.

Ceci peut être généralisé : en milieu complexant, on aura toujours Al en solution sous forme de complexe et l'élément du réseau le moins complexant entre les feuillets ; en milieu acide, Al libéré de la structure, s'accumule en couche interfoliaire. Des études plus précises montrent que la frontière entre les deux types de milieux se situe, comme pour le mica, pour des valeurs de la constante de stabilité pour Al voisines de  $pK = 5$ .

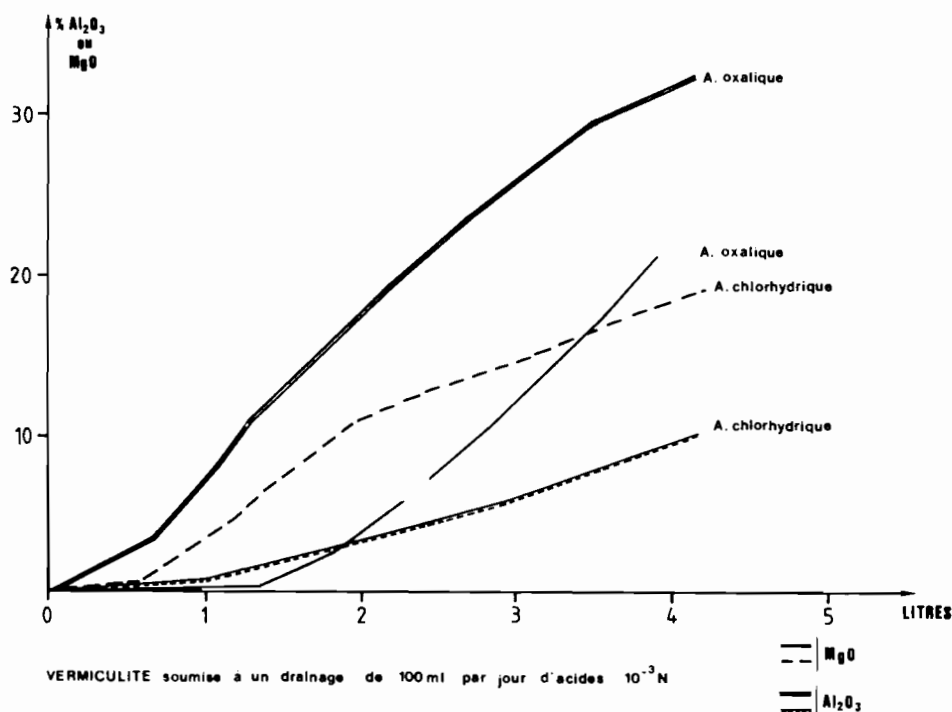


Figure 3 : Libération d'aluminium et de magnésium du réseau d'une vermiculite par un percolat d'acides complexants ou non.

*Extraction of aluminium and magnesium from the lattice of a vermiculite by percolation of two acids (a complexing and a non complexing one).*

Si on considère l'évolution d'autres minéraux, *phyllosilicates* ou *hydroxydes* (ROBERT et VENEAU, 1978), les minéraux triocaédriques sont en général dix fois plus altérables que les minéraux dioctaédriques. Dans le cas des feldspaths, l'ordre de libération des éléments est lui aussi différent selon les conditions du milieu,  $Al > Si$  en milieu complexant, ou  $Al < Si$  en milieu acide. La différence d'évolution entre les deux types de milieu est nette dans le cas des minéraux dioctaédriques qui contiennent des éléments (Fe-Al) aptes à la complexation. Cette différence n'existe plus pour les carbonates de Ca ou Mg par exemple, où seule compte l'acidité du milieu (ROBERT et al., 1980).

La géochimie de l'aluminium apparaît donc comme très différente selon que l'on a un milieu complexant ou un milieu simplement acide. On peut directement corréler le pouvoir de complexation des composés organiques avec leur formule semi-développée et leur constante de stabilité des complexes avec Al ou Fe (RAZZAGHE et ROBERT, 1975). Dans un tel classement, les associations Al avec Si (protoimogolite, imogolite) ou avec l'acide carbonique, ont des constantes très faibles se situant au niveau de certains composés acides très peu complexants (acétate) (FARMER, 1979). Les composés organiques ont donc le rôle essentiel dans cette première phase de destruction des minéraux, à la fois par leur acidité et par leur pouvoir complexant. Il faut de plus noter que toutes les expériences rapportées ne portent que sur un seul acide à la fois ; or dans le milieu naturel, des mélanges d'acides peuvent intervenir, avec formation de complexes mixtes, avec un effet additif (LAMMY et al., 1985). Il faut noter cependant que cette opposition entre deux types de milieux d'altération (fig. 4) s'estompe lorsque la concentration en acides diminue ( $> 10^{-4} N$ ) (VICENTE et ROBERT, 1977).

## BIOCHIMIE DE LA PODZOLISATION

ALTERATION ET LIBERATION DES ELEMENTS (Al - Fe)	
CONCENTRATION EN ACIDE $10^{-3}N$ à $10^{-4}N$	
$pK_C \text{ Al} = 5$	
SYSTEME ACIDE	SYSTEME ACIDE ET COMPLEXANT
ACIDES MINERAUX ACIDES PHENOLS ACIDES ALIPHATIQUES MONOCARBOXYLIQUES (LACTIQUE - ACETIQUE)  HUMIQUE	ACIDES ALIPHATIQUES POLYCARBOXYLIQUES  (OXALIQUE - CITRIQUE - TARTRIQUE)  et ACIDE SALICYLIQUE + ACIDE TANNIQUE
<u>EVOLUTION MINERALOGIQUE</u>  TRANSFORMATION DES PHYLLOSILICATES 2:1 (ALUMINISATION)	DESALUMINISATION  DESTRUCTION DES PHYLLOSILICATES 2:1 :  STAFF SMECTITE
<u>MECANISME</u>	ACIDITE ( $H^+$ )
<u>PROCESSUS PEDOLOGIQUE</u>	ACIDITE + COMPLEXATION
ACIDIFICATION (SOLS BRUNS ACIDES)	PODZOLISATION

**Figure 4 : Premier stade de la podzolisation : altération et libération des éléments (Al - Fe).**

*First step of podzolization process : mineral weathering and element release (Al - Fe).*

## ROLE DES COMPOSES ORGANIQUES DANS LE TRANSPORT DES ELEMENTS ET LES PHENOMENES DE NEOGENESE

### Existence de complexes solubles

On peut mesurer la stabilité relative des complexes en faisant passer les solutions sur des résines échangeuses de cations : ceci peut modéliser la phase de transport des éléments à travers les horizons d'un sol.

Précisons que dans le cas du fer, nous envisagerons essentiellement le cas du fer ferrique, le déplacement du fer à l'état ferreux ne posant pas de problème particulier dans les sols à  $pH < 5$  mis à part les conditions d'oxydoréduction liées généralement à l'hydromorphie.

Les premiers résultats présentés (RAZZAGHE-KARIMI et ROBERT, 1979) concernent la stabilité des complexes du fer et de l'aluminium avec différents acides (Tableau II). Dans le cas de HCl ou de l'acide lactique, il y a fixation quasi totale par la résine et nous dirons que l'on a plutôt à faire à des sels ou des complexes très faibles. Dans l'autre cas, avec les acides citriques, oxalique..., il n'y a pas fixation du cation par la résine et l'on a effectivement à faire, pour ce pH et si l'on se réfère à SILLEN et MARTELL (1964), à des complexes relativement forts. VEDY et BRUCKERT (1979) ont employé la même méthode des résines (Tableau III) pour caractériser les composés organominéraux existant dans les eaux de différents types de sols, on constate que les complexes stables formés de composés simples (acides aliphatiques) ou polymérisés (acides fulviques) sont peu abondants dans les sols bruns et deviennent prépondérants dans les horizons A1 et A2 des podzols ; cependant, on constate que la proportion de complexes instables augmente lorsque l'on va vers le bas des profils.

**Tableau II : Stabilité des sels de fer et d'aluminium d'acides organiques en présence de résines cationiques fortes (Dowex 50) (RAZZAGHE et ROBERT, 1979).**

Acide organique	Al		Fe	
	Avant* passage	Après* passage	Avant* passage	Après* passage
Oxalique	2,8	2,2	4,7	1,8
Citrique	2,2	2,2	4,1	2,2
Salicylique	2,2	1,0	4,6	0,5
Tartrique	1,0	0,7	2,4	0,4
Lactique	0,4	0,05	1,7	0,05
HCl *	1,6	0,05	3,6	0,01

\* en mg/litre

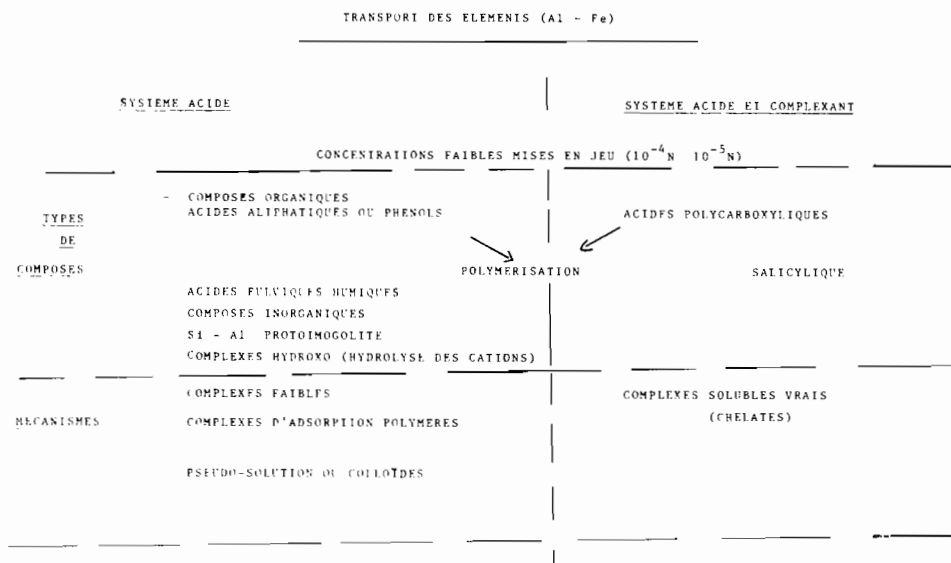
**Tableau III : Fractionnement par résines échangeuses d'ions des éléments métalliques en solution dans les eaux de gravité (en % du métal en solution ; valeurs moyennes annuelles) (VEDY et BRUCKERT, 1979).**

	Ca			Fe			Al		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Sol brun									
A <sub>1</sub>	85,5	12,5	2,0	9,5	61,5	29,0	14,0	67,5	18,5
A <sub>1</sub> (B)	82,5	14,0	3,5	0	85,0	15,0	8,5	90,5	1,0
Podzol									
A <sub>1</sub>	65,5	22,0	12,5	9,0	18,0	73,0	17,5	29,0	53,5
A <sub>2</sub>	45,5	36,5	18,0	8,0	52,5	39,5	11,0	45,5	43,5

1 = sels; 2 = complexes instables; 3 = complexes stables

En réalité, même pour les composés très complexants, le rapport matière organique (ou nombre de COOH) sur métal est essentiel à considérer (PETERSEN, 1976 ; DUPUIS *et al.*, 1979 ; BUURMAN, 1985). En effet, s'il existe nettement plus de sites carboxyliques que de cations (rapport 8/1), on peut avoir formation de complexes vrais ou de chélates : c'est ce que SWINDALE et JACKSON (1956) ont pu appeler la chéluviation. Lorsque la concentration en métal augmente (ou que la quantité de matière organique décroît), la stabilité des complexes diminue. L'hydrolyse de métaux comme Al et Fe peut alors intervenir et on obtient des complexes mixtes matière organique-hydroxo-métallique qui peuvent correspondre à des polymères mononucléaires de type R(OH)<sup>++</sup> ou R(OH)<sub>2</sub><sup>+</sup> (LEVASHKEVICH, 1960 ; SCHNITZER and SKINNER, 1964), mais plus vraisemblablement à des complexes polynucléaires (avec plusieurs atomes d'Al ou Fe dans la molécule). Cela a pu être montré par spectrométrie Mössbauer et E.S.R. pour le fer (McBRIVE *et al.*, 1983) dans les podzols et l'utilisation de la R.M.N. peut

permettre de le faire pour l'aluminium (BERTSCH *et al.*, 1986). Cette évolution se produit sans doute en allant vers le bas des sols podzoliques, mais également lorsque l'on passe des eaux capillaires aux eaux de gravité (BOUDOU *et al.*, 1978). Par diminution de la stabilité et accroissement de la taille du complexe, on passe insensiblement de l'état soluble vrai à l'état colloïdal avec éventuellement apparition d'une charge positive (fig. 5).



**Figure 5 : Deuxième phase de la podzolisation : transport des éléments (Al - Fe).**  
*Second phase of podzolization process : translocation of elements (Al - Fe).*

### Importance des composés colloïdaux

Nous avons déjà cité dans l'introduction l'existence d'hypothèses colloïdales datant du début du siècle (MATTSON et GUSTAFSSON, 1934, 1937). En réalité, il existe de nombreux travaux de cette époque ou plus récents qui vont dans le même sens et qui montrent le déplacement possible du fer sous forme d'« hydrosol » peptisé par des composés organiques (DEB, 1949 ; ONG et BISQUE, 1968) ou par la silice (BARBIER, 1938 ; DEMOLON et BASTISSE, 1942).

Un parallèle est à établir entre ces travaux et ceux plus récents développés sur l'hydrolyse des cations aussi bien le fer (MURPHY *et al.*, 1976 ; DOUSMA et de BRUYN, 1978) que pour l'aluminium (HEM and ROBERSON, 1967 ; HSU, 1977 ; BOTTERO *et al.*, 1980). Il est nécessaire également de tenir compte de l'existence d'hétéropoly-cations fer + aluminium (TAYLOR, 1984) qui ont des comportements spéciaux essentiels à caractériser. Des études en diffusion aux petits angles, E.S.R. Mössbauer... et en microscopie électronique à transmission démontrent que tous les intermédiaires existent entre l'état soluble et l'état colloïdal *sensu stricto*. Ainsi, les polycations de fer ou d'aluminium sont stables sous forme de petites sphères voisines de 3 à 5 nm. Les acides humiques ont des unités sphériques voisines de 10 nm.

Il faut donc concevoir que des interactions entre ces poly ou hétéropoly-cations et polyanions sont possibles, où les forces électrostatiques deviennent prépondérantes par rapport aux liaisons de coordinance ; leur déplacement avec une charge positive, négative, ou proche de la neutralité ne pose pas de gros problèmes dans la porosité des sols sableux (la majorité des podzols). McKEAGUE and SCHUPPLI (1982) ont identifié de tels composés dans les extractions pyrophosphate des sols podzoliques.

C'est dans le cadre de cette conception colloïdale rajeunie que l'on peut replacer la théorie de ONG et BISQUE (1968) et DE CONINCK (1980) qui insiste sur le passage dans les podzols d'un colloïde hydrophile à un colloïde hydrophobe floculé par l'aluminium et le fer dans l'horizon spodique.

La nouvelle théorie présentée par FARMER (1979 et ANDERSON *et al.*, (1982) vient également s'inscrire dans ce cadre. En effet, FAMER (1979) présente bien la compétition qui peut exister pour l'aluminium entre les différents acides organiques et la silice. Tous les complexes forts que nous avons cités pour l'aluminium, y compris l'acide fulvique, sont plus stables que la liaison Si-Al ; par contre, la compétition devient possible lorsque l'on n'a plus à faire à un chélate stable et que le rapport COOH/Al devient inférieur à l'unité. La formation d'allophane (CHILDS *et al.*, 1983) ou de protoïmogolite ou imogolite est possible et un déplacement d'aluminium sous cette forme est concevable.

De toutes manières, ces formes pseudosolubles n'existent que dans un système peu complexant ou tout au moins lorsque les agents complexants sont en très faible concentration, ce qui pourrait être le cas des sols bruns acides ou des horizons B spodiques des sols podzoliques.

### Phase de dépôt ou de néogénèse dans les horizons spodiques

Toutes les données expérimentales sont assez claires sur ce sujet et nous ne détaillerons pas ici les synthèses qui ont été publiées par ROBERT et BERTHELIN (1986) ; HUANG et VIOLANTE (1986) ; SCHWERTMANN *et al.* (1986). Là encore, on peut distinguer un système complexant où il y a inhibition des cristallisations minérales à l'exception de certains sels (oxalates, carbonates). Pour l'aluminium, les agents complexants en très faible concentration ( $10^{-5}$  à  $10^{-7}$  N) inhibent la formation de gibbsite ou de protoïmogolite (LIND et HEM, 1975 ; KWONG KEE et HUANG, 1977-1979) et provoquent la formation d'allophane (fig. 6).

#### INSOLUBILISATION OU NEOGENESE (Oxyhydrates ou silicates)

	Système acide	Système acide et complexant
	Très faibles concentrations d'anions mises en jeu $< 10^{-5}N$	$pK_C \text{ Al} \neq 5$
<u>Al</u>	Gibbsite Aluminium interfoliaire	Composés amorphes
<u>Silicates</u>	- vermiculite hydroxy-alumineuse - Imogolite - phyllosilicates	- allophane - Kaolinite ? (1ère étape)
		$pK_C \text{ Fe}^{3+} = 10$
<u>Composés du fer</u>	Goethite	ferrihydrate

Figure 6 : Troisième phase de la podzolisation : Insolubilisation ou néogénèse (oxyhydrates et silicates).

*Third phase of podzolization process : insolubilisation or neogenesis (oxyhydrates or silicates).*

Dans le cas du fer, on peut établir la même règle générale (CORNELL et SCHWERTMANN, 1979), les agents complexants perturbent et retardent l'hydrolyse du fer et favorisent ainsi la formation de la **ferrihydrate**. Mais là encore, d'autres anions moins complexants, mais en plus forte concentration peuvent jouer le même rôle inhibiteur (silice, phosphate...).

La précipitation du fer et de l'aluminium se fera, soit par évolution physicochimique avec polymérisation et agrégation des complexes, soit par biodégradation de la partie organique de ces polymères (McKEAGUE *et al.*, 1986 ; BERTHELIN, 1976). Une accumulation des composés d'aluminium peut intervenir au niveau des couches interfoliaires des phyllosilicates 2/1. Ces composés peuvent alors jouer un rôle de ciment ou de liant (ROBERT et VENEAU, 1983). Au cours des phases de transport et de dépôt de l'aluminium et du fer, il est donc toujours possible d'opposer un système complexant à un système acide. Le système complexant permet la formation et la conservation de complexes organiques solubles. Dans le système acide, les complexes pseudosolubles ou les suspensions colloïdales jouent un rôle important. Les anions minéraux deviennent compétitifs par rapport aux anions organiques.

## UTILISATION DE VERMICULITES POUR CARACTERISER LE FONCTIONNEMENT ACTUEL DES PODZOLS ET LA DYNAMIQUE DE L'ALUMINIUM

Une expérimentation basée sur l'évolution de minéraux tests introduits dans les sols a été mise au point pour caractériser certains processus pédogénétiques. Les premiers minéraux utilisés ont été assez variés (silicates primaires et secondaires) et les durées d'expérimentation relativement longues — quelques années — (SADIO, 1982 ; BERTHELIN *et al.*, 1983).

Plus récemment, l'utilisation de vermiculites a permis de raccourcir les durées d'expérimentation et de caractériser le fonctionnement actuel annuel ou saisonnier des sols sous l'influence de différents facteurs (climat, végétation...).

Les **vermiculites**, comme nous l'avons vu dans la première partie, peuvent constituer un « bon minéral test ». Ce sont des minéraux trioctaédriques, instables en milieu acide, mais qui ont suffisamment d'aluminium (octaédrique ou tétraédrique) et de magnésium (octaédrique).

La présence d'une couche interfoliaire, avec une CEC importante, va de plus, constituer une véritable interface entre le minéral et le milieu qui va être le reflet des conditions d'altération.

Introduits dans des sols acides, ces minéraux vont d'une part, s'équilibrer avec les solutions et constituer un véritable « piège » pour certains éléments (forte sélectivité pour K et Al monomère ou polymérisé), ils vont d'autre part, subir une altération avec transfert de certains éléments constitutifs du feuillet vers la couche interfoliaire. La matière organique, les complexes minéraux et organominéraux peuvent de plus précipiter sur les surfaces externes.

Un programme de caractérisation du fonctionnement de différents podzols a été mis en place. Les échantillons avec un état de saturation déterminé (Na ou Mg) sont introduits (en sacs polyamides poreux) dans les différents horizons des sols et prélevés à différents moments de l'année... La caractérisation porte principalement sur l'évolution de la CEC et des éléments fixés (éléments échangeables ou libres...). L'évolution minéralogique est également suivie à l'aide de la diffraction des rayons X.

Une synthèse des premiers résultats obtenus (RANGER et ROBERT, 1985 ; RANGER *et al.*, 1986 ; DAMBRINE, 1985) est présentée sur la figure 7, et on se reportera à ces travaux pour la description des sols.



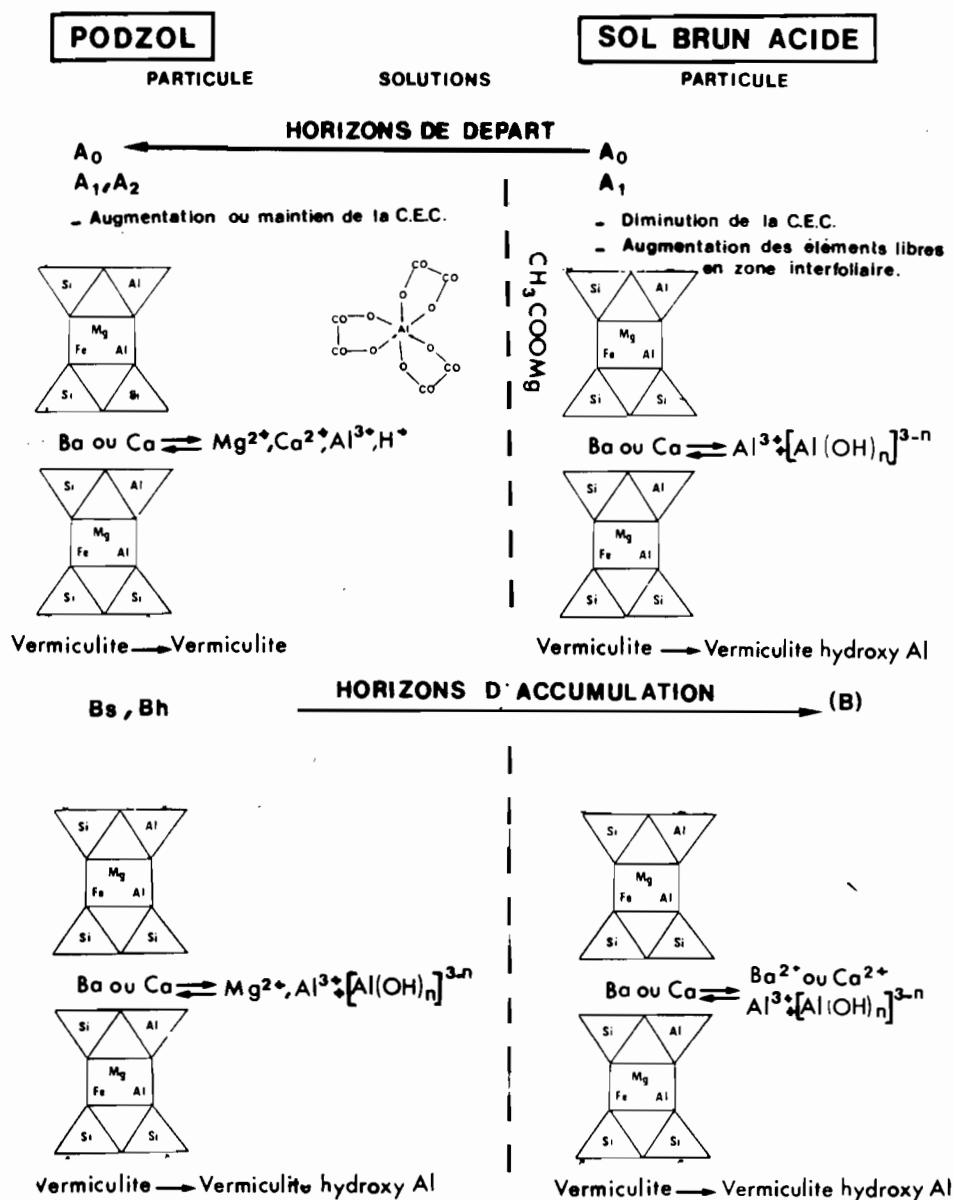


Figure 7 : Evolution expérimentale des vermiculites en sols acides.  
Experimental evolution of vermiculites in acidic soils.

— Pour les horizons A<sub>0</sub>, A<sub>1</sub> et A<sub>2</sub> des podzols, on constate en général un maintien de la valeur globale de la CEC initiale avec une accumulation relative entre les feuillets de Mg<sup>2+</sup>, Al<sup>3+</sup> et H<sup>+</sup> échangeables par KCl N. En diffraction des rayons X le comportement classique de la vermiculite est maintenu (fermeture après traitement par KCl N).

— Dans les horizons B<sub>s</sub> et B<sub>h</sub> on a au contraire, diminution nette de la CEC globale, augmentation de la proportion d'Al sur le complexe d'échange présent sous une forme échangeable (KCl N) ou non échangeable (extrait par le citrate de Na ou

un traitement, MEHRA et JACKSON. Les études en diffraction des rayons X montrent effectivement un maintien du pic à 15 Å après traitement KCl N et une fermeture obtenue après chauffage ou enlèvement de l'aluminium dit « libre ».

Les vermiculites introduites dans les sols brun acide montrent dans la litière un comportement analogue aux horizons A des podzols ; dans les autres horizons, un comportement similaire aux horizons profonds des podzols.

Il est possible d'interpréter cette évolution de la vermiculite en se référant aux résultats expérimentaux présentés dans la première partie et en particulier d'en déduire des hypothèses sur les mécanismes mis en jeu. L'évolution des vermiculites obtenue dans les horizons B des podzols et dans les sols brun acides (accumulation d'aluminium non échangeable avec réduction de la CEC) est typiquement à mettre en liaison avec celle obtenue en présence d'acides non complexants. L'évolution obtenue dans les horizons A du podzol est par contre, à relier à une désaluminisation relative et l'intervention d'un mécanisme de complexation.

Ces résultats proviennent d'une évolution globale annuelle ou pluriannuelle. Les prélèvements en fonction des saisons effectués dans les Alpes par DAMBRINE (1986)), permettent d'aller plus loin et de montrer par exemple, que les podzols de l'étage subalpin fonctionnent selon un mécanisme complexant, seulement durant l'hiver. Durant l'été, la simple intervention du mécanisme acide conduit à un résultat opposé vis-à-vis de la dynamique de l'aluminium (accumulation d'aluminium).

Il est donc déjà possible de voir tout l'intérêt de ces études *in situ* pour le problème de la podzolisation. Si on considère que le mécanisme le plus spécifique de la podzolisation est la première étape, c'est-à-dire la destruction des minéraux silicatés et l'entraînement d'aluminium (et de fer), on pourra répondre à un certain nombre de questions :

— les podzols définis comme tels par leur morphologie fonctionnent-ils actuellement en podzols ?

— si oui, à quelle époque de l'année ?

— on pourra ensuite préciser la dynamique de l'aluminium (et du fer) au cours de l'année, ceci en fonction de différents facteurs du milieu (bioclimat, fonctionnement hydrique, type de végétation...). On peut également noter que la surface externe des vermiculites constitue un lieu de précipitation pour la matière organique.

A ce sujet, il est déjà prévu d'introduire en parallèle avec ces minéraux tests, des résines anioniques et cationiques qui permettront de connaître sous quelles formes s'effectue la migration de l'aluminium et du fer : complexe anionique ou cationique, intervention d'espèces polycationiques ou de protoimogolite. Evidemment, de telles études sur le fonctionnement et la dynamique saisonnière des cations seraient à relier avec des analyses de solution du sol (AUROUSEAU *et al.*, 1987 - cf. ce volume).

## CONCLUSION

Il apparaît donc très important pour le domaine des sols acides de distinguer deux systèmes : l'un où l'on a une simple acidité d'origine minérale ou organique, l'autre uniquement organique, qui est à la fois acide et complexante. Seul le système acide et complexant nous apparaît comme étant caractéristique du processus de podzolisation dans la mesure où il se caractérise à la fois par une forte dissolution des silicates et une libération d'aluminium. Cette phase est essentielle, car elle conditionne l'existence des deux autres phases. Tous les éléments sont réunis pour montrer que cette première phase est essentiellement sous la dépendance des facteurs biochimique et biologique : acides organiques de faible poids moléculaire, constamment sécrétés et dégradés au cours du cycle biologique et acides fulviques.

En ce qui concerne les deux autres étapes de la podzolisation (transport des éléments et dépôt), nous avons pu montrer que là encore, on pouvait distinguer un

système complexant où les éléments forment des complexes vrais, solubles et stables et sont protégés vis-à-vis des réactions d'hydrolyse, de précipitation et de cristallisation.

Mais de nombreux auteurs montrent que dans le milieu naturel, dès la partie inférieure des horizons A2, le système reste acide, mais devient de moins en moins complexant, par diminution de la quantité d'anions organiques complexants (minéralisation) ou par évolution (polymérisation) de ceux-ci.

Dans un tel système, on assiste à un passage progressif de l'état soluble à l'état colloïdal puis au gel qui précipite. Les compétitions deviennent possibles vis-à-vis de l'aluminium ou du fer pour les différents anions : anion hydroxo (polymérisation), anion organique complexant ou non, anions siliciques ou phosphates. A ce niveau, il est certain que le rôle de la complexation vraie (cheluviation) a été surestimé et que l'on doit également prendre en compte les polymères minéraux et les formes pseudocolloïdales.

On peut donc concevoir la mise en solution, le transport et le dépôt des éléments hydrolysables (Al-Fe) comme un relai. Celui-ci ferait intervenir des anions organiques complexants, d'abord de petite taille, puis de plus grosse taille (ZUNINO *et al.*, 1977), ou des anions minéraux (synthèse de silicates mal cristallisés).

A ce sujet, il est évident que les expérimentations *in situ* dans les podzols, utilisant des minéraux tests comme les vermiculites ou recueillant les eaux, peuvent permettre de préciser les mécanismes et les composés effectivement impliqués dans la podzolisation. Les premiers résultats (DAMBRINE, 1985) montrent qu'il faut prendre en compte le fonctionnement saisonnier des sols. On peut très bien concevoir que la phase de destruction des minéraux qui implique des agents organiques spécifiques se fasse à une saison particulière (hiver dans les Alpes) ou dans les microsites particuliers (eaux capillaires) et que le transport et le dépôt des éléments se fasse à une autre saison (printemps par exemple dans les Alpes), ou dans des sites différents (eau gravitaire).

La prise en compte de ce fonctionnement saisonnier des podzols pourrait alors mieux expliquer l'intervention d'agents d'altération différents pour les diverses phases de la podzolisation et la différenciation des horizons qui en résultent.

## RESUME

*Le rôle du facteur biochimique dans le processus de podzolisation est précisé sur la base de résultats obtenus par des études expérimentales.*

*Au cours de la première étape de la podzolisation qui conduit à la destruction des minéraux et à la libération des éléments (Al-Fe) des réseaux, le facteur biochimique est le facteur essentiel.*

*Il permet la mise en œuvre d'un système acide et complexant, qui s'oppose au système acide des sols bruns, où les acides organiques de faible poids moléculaire (citrique, oxalique...) et les acides fulviques jouent un grand rôle.*

*Dans la deuxième étape qui concerne le transport des éléments, on peut distinguer encore un système complexant et un système acide, mais ce dernier tend à devenir prépondérant lorsque l'on descend dans le profil. Des compétitions deviennent alors possibles entre les différents anions organiques ou minéraux (hydroxo, siliciques). Les formes pseudosolubles ou colloïdales peuvent être dominantes.*

*Dans la troisième étape qui concerne le dépôt des éléments, les agents organiques complexants présents en très faible concentration ( $< 10^{-5}$  N) tendent à s'opposer aux cristallisations (permettent de conserver des composés de type « gel »).*

*Une expérimentation réalisée in situ avec des matériaux tests de type vermiculite permet de préciser la dynamique de l'aluminium et le fonctionnement actuel des podzols. Il convient de prendre en compte un fonctionnement saisonnier pouvant jouer sur les différentes phases de la podzolisation.*

**MOTS CLEFS : acides organiques - complexation - aluminium - fer - vermiculite - mica.**

## BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON H.A., BERROW M.L., FARMER V.C., HEPBURN A., RUSSEL J.D. and WALKER A.D., 1982. — A reassessment of podzol formation processes. *J. of Soil Sci.*, 33, 125-136.
- ARISTOVSKAYA T.V., 1979. — Vital activity of microorganisms as the factor of  $R_2O_3$ . Translocation in soils. Colloque Int. CNRS. *Migrations organo-minérales dans les sols tempérés*, 183-187.
- AUBROUSSEAU P., BOURRIE G. et OURMI P., 1987. — Organisation, évolution minéralogique et dynamique de l'aluminium dans les sols acides et podzoliques en climat tempéré et océanique. *Podzols et podzolisation* (ce volume).
- BARBIER G., 1938. — Contribution et modalités de la fixation de l'hydrate ferrique colloïdal par l'argile des sols. *Ann. Agro.*, 34-43.
- BERTHELIN J., 1976. — *Etudes expérimentales de mécanismes d'altération des minéraux par les microorganismes hétérotrophes*. Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy I, 198 p.
- BERTHELIN J., SADIO S., GUILLET B., ROUILLER J., 1983. — Altération expérimentale *in situ* de minéraux argileux di et trioctaédriques dans un podzol et un sol brun acide. In *Pétrologie et altération des sols*. Colloque Intern. du CNRS. Sciences géologiques, Mémoire 71, 13-23.
- BERTSCH P.M., THOMAS G.W. and BARNISHEL R.I., 1986. — Characterization of hydroxy-aluminium solutions by aluminium. 27 Nuclear magnetic resonance spectroscopy. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 825-830.
- BETREMIEUX R., 1954. — Etude expérimentale de l'évolution du fer et du manganèse dans les sols. *Ann. Agron.* 193-295.
- BLOOMFIELD C., 1953. — A study of podzolisation Part I the mobilisation of iron and aluminium by scots pine needles. *J. Soil Sci.* 4, 5-16.
- BOTTERO J.Y., CASES J.M., FIESSINGER F. and POIRIER J.E., 1980. — Studies of hydrolyzed aluminium, chloride solutions 1 Nature of aluminium species and composition of aqueous solutions. *J. Phys. Chem.* 84, 2933-2939.
- BOUDOU J.P., VEDY J.C., BRUCKERT S. et SOUCHIER B., 1978. — *Analyse comparée des complexes organo-métalliques de solution de sol*, 11th Intern. Congr. Soil Science Edmonton (Canada), vol. 1, p. 202.
- BRUCKERT S., 1970. — Influence des composés organiques solubles sur la pédogenèse en milieu acide. Première étude de terrain. *Ann. Agron.* 21, 421-452.
- BUURMAN, 1985. — Carbon/sesquioxide ratios in organic complexes and the transition albic - spodic horizon. *Journ. of Soil Sci.* 36, 255-260.
- CHILDS C.W., PARFITT R.L., LEE R., 1983. — Movement of aluminium as an inorganic complex in some podzolized soils. *Geoderma* 29 : 139-155.
- CORNELL R.M. and SCHWERTMANN U., 1979. — Influence of organic anions on the crystallization of ferrihydrite. *Clays Clay Min.* 27, 402-410.
- DAMBRINE E., 1985. — *Répartition et fonctionnement des sols de Haute Montagne (Aiguilles Rouges - Mont-Blanc)*. Thèse spécialité, Université Paris V, 1 vol.
- DE CONINCK F., 1980. — Major mechanisms in formation of spodic horizons. *Geoderma* 24, 101-128.
- DEB B.C., 1949. — The movement and precipitation of iron oxides in podzols soils. *J. Soil Sci.*, 1, 112-122.
- DEMOLON A., BASTISSE E.M., 1942. — Sur la présence de complexes pseudosolubles dans les eaux de drainage. *C.R. Acad. Sci.* 217, 188-190.
- DOUSMA J. and DE BRUYN P.L., 1978. — Hydrosolysis precipitation studies of iron solutions. *J. Colloid Interface Science*, 64, 154-170.
- DOUSMA J. Colloid. Interface Science, 64, 154-170.
- DUCHAUFOR Ph., 1951. — Lessivage et podzolisation. *Revue Forestière Franc.*, 10, 648-652.
- DUPUIS T., JAMBU P. et RIGHI D., 1979. — Réaction des acides fulviques avec des hydroxydes métalliques ; cas des hydroxydes d'aluminium. *Pédologie*, 29, 191-207.
- FARMER V.C., 1979. — Possible roles of mobile hydroxyaluminium orthosilicate complex (protoimogolite) and other hydroxyaluminium and hydroxy iron species in podzolization. Colloque Int. CNRS. *Migrations organo-minérales dans les sols tempérés*, 275-279.

- FARMER V.C., RUSSEL J.D. and BERROW M.L., 1980. — Imogolite and proto-imogolite allophane in spodic horizons : evidence for a mobile aluminium silicate complex in podzol formation. *Journ. Soil Sci.*, 31, 673-684.
- HEM J.D. and ROBERSON C.E., 1967. — Form and stability of aluminium hydroxide complexes in dilute solutions. *U.S. Geol. Survey water supply paper*, 1827.
- HUANG W.H. and KELLER W.D., 1970. — Dissolution of rock-forming silicate minerals in organic acids : simulated first stage weathering of mineral surfaces. *Am. Min.* 55, 2076-2094.
- HUANG P.M. and VIOLANTE A., 1986. — Influence of organic acids on crystallization and surface properties of precipitation products of aluminium. *Interactions of soil minerals with natural organics and microbes* (ed. P.M. HUANG and M. SCHNITZER). SSSA special publication 17, 606 p.
- HSU P.H., 1977. — Aluminium hydroxides and oxyhydroxides. In *Minerals in soil environments*. J.B. Dixon and S.B. Weed (eds). Soil Sci Soc. Am. Madison, 99-144.
- JUSTE C., 1965. — *Contribution à l'étude de la dynamique de l'aluminium dans les sols acides du sud-ouest Atlantique ; application à leur mise en valeur*. Thèse Doct. d'Etat Univ. Nancy I.
- KAURICHEV I.S., IVANOV T.N., NOZDRUVA E.M., 1963. — Content of low molecular organic acids in water soluble organic matter of soils. *Pochvovedenie*, 3, 27.
- KEE KWONG N.G. et HUANG P.M., 1979. — The relative influence of low molecular weight complexing organic acids on the hydrolysis and precipitation of aluminium. *Soil Science* 128, 337-342.
- KEE KWONG N.G. et HUANG P.M., 1977. — Influence of citric acid on the hydrolytic reaction of aluminium. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41 : 692-697.
- LAMY I., SEYWERT M., CRAMER M. et SCHARFF J.P., 1985. — Simple and mixed ligand complexes of copper (II) with polyfunctional phenolic compounds as models of natural substances. *Analyt. Chem. Acta.* 176, 201-212.
- LEVASHKEVITCH G.A., 1966. — Interaction of humic acids with iron and aluminium hydroxydes. *Sov. Soil Sc.* 422-427.
- LIND C.J. et HEM J.D., 1975. — Effects of organic solutes on chemical reaction of aluminium. *Geolog. Survey water supply paper* 1827 G, 83 p.
- LOSSAINT P., 1959. — *Etude expérimentale de la mobilisation du fer des sols sous l'influence des litières forestières*. Thèse Strasbourg, 143 p.
- McBRIDE M.B., GOODMAN B.A., RUSSELL J.D., FRASER A.R., FARMER V.C. and DICKSON D.P.E., 1983. — Characterization of iron in alkaline EDTA and NH<sub>4</sub>OH extracts of podzols. *J. Soil Sc.*, 34, 825-840.
- ✓ McKEAGUE J.A. and SCHUPPLI A., 1982. — Changes in concentration of iron and aluminium in pyrophosphate extracts of soil and composition of sediments resulting from ultracentrifugation in relation to spodic horizon criteria. *Soil Sc.*, 134, 265-270.
- McKEAGUE J.A., CHESHIRE M.V., ANDRIEUX F. and BERTHELIN J., 1986. — Organomineral complexes in relation to pedogenesis. *Interactions of soil minerals with natural organic and microbes*, ed. P.M. HUANG and M. SCHNITZER. SSSA Spécial publication, n° 17, 549-592.
- MATTSON S. and GUSTAFSSON Y., 1934. — The chemical characteristics of soil profiles I the podzol. *Lantbrukshögskol Ann.*, 1, 33-68.
- MATTSON S. and GUSTAFSSON Y., 1937. — The law of soil colloïdal behavior : XIX the gel and the sol complex in soil formation. *Soil Sci.* 43, 453-474.
- MURPHY P.J., POSNER A.M. and QUIRK J.P., 1976. — Characterization of partially neutralized ferric perchlorate solutions. *Journ. of Coll. and Interface Science*, 56, 298-311.
- NALOVIC L., 1976. — *Recherches géochimiques sur les éléments de transition dans les sols. Etude expérimentale de l'influence des éléments tracés sur le comportement du fer et l'évolution des composés ferriques au cours de la pédogenèse*. Thèse Univ. Paris VII, ORSTOM. Travaux et documents n° 66, 235 p.
- ✓ ONG L.H., BISQUE R.E., 1968. — Coagulation of humic colloïds by metal ions. *Soil Sc.* 106, 220-224.
- PEDRO G., JAMAGNE M. and BEGON J., 1978. — Two routes in genesis of strongly differentiated acid soils under humid cool temperate conditions. *Geoderma* 20, 173-189.
- PETERSEN L., 1976. — *Podzols and podzolization*. Ph. D. Thesis. Royal veterinary and Agricultural, University, Copenhagen.
- PONOMAREVA V.A., 1979. — *Theory of podzolization*. In progr. for Scient. Transl. Jerusalem, 309 p.

- RANGER J. et ROBERT M., 1985. — Etude des conditions physico-chimiques de milieux forestiers par une approche expérimentale *in situ* utilisant l'altération de minéraux primaires. *Agronomie*, 5 (2) 157-168.
- RANGER J., ROBERT M., BERTHELIN J. et NYS C., 1986. — Utilisation de la méthode des minéraux tests pour la connaissance du fonctionnement actuel des sols forestiers. *Science du Sol*, 2, 183-199.
- RAZZAGHE-KARIMI M.H., 1976. — *Contribution à l'étude expérimentale des phénomènes d'altération en milieu organique acide. Application à l'évolution des micas et phyllosilicates 2/1*. Thèse Doct. Univ. Paris VI, 222 p.
- RAZZAGHE-KARIMI M.H. et ROBERT M., 1975. — Altération des micas et géochimie de l'aluminium : rôle de la configuration de la molécule organique sur l'aptitude à la complexation. *C.R. Ac. Sc.* 280, D, 2645-2648.
- RAZZAGHE-KARIMI M.H. et ROBERT M., 1979. — Géochimie des éléments majeurs des micas en milieu organique : mécanismes de l'altération des silicates. *Ann. Agro.* 30 (6) 493-512.
- ROBERT M., 1972. — Etude expérimentale de l'évolution des micas. Les autres possibilités d'évolution des micas et leur place par rapport à la vermiculitisation. *Ann. Agron.* 22, 155-181.
- ROBERT M. VENEAU G., 1978. — Stabilité des minéraux phylliteux 2/1 en conditions acides. Rôle de la composition octaédrique. Proc. 6th, *Int. Clay Conf.*, Oxford, 385-394.
- ROBERT M., RAZZAGHE-KARIMI M.H., VICENTE M.A., VENEAU G., 1979. — Rôle du facteur biochimique dans l'altération des minéraux silicatés. *Science du Sol*, 2, 3, 153-174.
- ROBERT M., VENEAU G. et BERRIER J., 1980. — Solubilisation comparée des silicates carbonates et hydroxydes en fonction des conditions du milieu. *Bull. Minéral.* 103, 324-329.
- ROBERT M., VENEAU G., HERVIO M., 1983. — Influence des polycations du fer et de l'aluminium sur les propriétés des argiles. *Science du Sol*, 34, 235-251.
- ROBERT M., BERTHELIN J., 1986. — Role of biological and biochemical factors in soil mineral weathering. *Interaction of soil minerals with natural organics and microbes*. ed. P.D. HUANG and M. SCHNITZER. SSSA special publication, n° 17.
- SADIO S., 1982. — *Altération expérimentale des phyllosilicates-tests sous végétation forestière acidifiante*. Thèse Doct. Ing. Nancy I, 95 p.
- SCHNITZER M. and SKINNER S.I.M., 1964. — Organo-metallic interactions in soils : III properties of aluminium-organic-matter complexes, prepared in laboratory and extracted from a soil. *Soil Sci.*, 98, 197-203.
- SCHNITZER M. and KODAMA K., 1976. — The dissolution of micas by fulvic acid. *Geoderma* 15, 381-391.
- SCHWERTMANN U., KODAMA K. and FISCHER W.R., 1986. — Mutual interactions between organics and iron oxides. — *Interactions of soil minerals with natural organic and microbes*. ed. P.M. HUANG and SCHNITZER, SSSA Special publication, n° 17, 223-250.
- SILLEN L.G. and MARTELL O., 1964. — *Stability constants of metal — ion complexes* — Special publication, n° 17, The chemical Society, London.
- SWINDALE L.D. and JACKSON M.L., 1956. — Genetic processes in some residual podzolized soil of New Zealand. *6th Cong. Intern. Sc. Sol*, Paris, 233-239.
- TAYLOR R.M., 1984. — Observations on the formation and transformation of iron oxides. ISS comm. II. *Special working Group Ghent*.
- VEDY J.C. et BRUCKERT S., 1979. — Les solutions du sol, composition et signification pédologique p. 161-186. In M. BONNEAU et B. SOUCHIER (éd.) *Pédologie*, t. II, Masson Paris.
- VICENTE M.A., ROBERT M., 1975. — Transformation profonde des micas sous l'action de l'acide galacturonique, problème des smectites des podzols. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 281, D, 523-526.
- VICENTE M.A., ROBERT M., 1977. — Influence de la concentration en acide organique sur l'altération des micas. Aspects quantitatifs et qualitatif. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 284, D, 511-514.
- VICENTE M.A., ROBERT M., 1979. — Rôle des acides fulviques et humiques dans les premiers stades de l'altération des micas. Colloque Intern. *Migrations organo-minérales*. CNRS, Nancy, 305-312.
- ZUNINO H. and MARTIN J.P., 1977. — Metal-binding organic macro-molecules in soil : 1 hypothesis interpreting the role of soil organic matter in the translocation of metal ions from rocks to biological systems. *Soil Sci.*, 123, 67-76.

---

## INTRODUCTION AU DEBAT GENERAL

par M. Alain RUELLAN, directeur Général de l'ORSTOM

---

Autour de cette table ronde se sont réunis des spécialistes qui représentent les différentes manières de regarder et d'étudier les couvertures pédologiques.

Il faut d'abord remercier les organisateurs d'avoir permis ce type de rencontre (trop rare) ; il faut aussi que nous sachions en profiter, non seulement pour échanger les connaissances acquises (comme nous le faisons depuis deux jours), mais également pour réfléchir sur le choix des recherches que nous devons poursuivre ou entreprendre de manière coordonnée.

Beaucoup de données ont été obtenues sur la caractérisation des podzols (morphologique, minéralogique, physico-chimique, biologique, dynamique...) mais chacun, selon ses objectifs propres, a nécessairement privilégié tel ou tel aspect des choses, telle ou telle échelle de travail, et nous ne pouvons encore que difficilement mettre en relation ces connaissances acquises, avec des organisations et avec un fonctionnement.

On s'est attaché aussi, jusqu'à présent, à mettre en correspondance l'existence des podzols et l'ensemble des facteurs externes (climat, roche, végétation, relief...) mais il existe encore peu d'études qui permettent de situer (dans l'espace et dans le temps) les organisations considérées comme podzoliques par rapport aux couvertures pédologiques avoisinantes.

Ceci nous conduit à poser plusieurs questions :

1) Quels sont les efforts de caractérisation morphologique qu'il nous reste à faire en allant de l'échelle des horizons jusqu'à celle des systèmes pédologiques ?

De ce point de vue, peut-on établir une comparaison entre les podzols tropicaux et ceux des régions nordiques ?

2) Quels sont les efforts de caractérisation physico-chimique qu'il nous reste à faire pour parvenir à associer aux systèmes à podzols une signature physico-chimique qui les caractérise ?

3) Quels sont les efforts qu'il nous reste à faire pour être en mesure de relier, dans l'espace et dans le temps :

- a. les systèmes à podzols entre eux ;
- b. les systèmes à podzols avec d'autres systèmes pédologiques ;
- c. l'évolution des systèmes à podzols avec celle de l'ensemble des milieux et des paysages qui les contiennent (couverture végétale, hydrologie, relief...) ?

---

## DISCUSSION ET CONCLUSION

La caractérisation morphologique ainsi que les principaux mécanismes de leur genèse ont été beaucoup étudiés pour les podzols de la zone tempérée. L'intérêt des caractéristiques physiques des horizons illuviaux a été souligné : horizon meuble ou induré, pénétrable ou non par les racines... Ces recherches ont été faites essentiellement sur des sites (stations), plus rarement sur l'ensemble d'un système de sols. Un effort reste donc à faire dans l'étude des transitions entre les podzols et les autres sols qui leur sont associés dans les paysages (MM. AUROUSSEAU, BERTHELIN, DE CONINCK, DUCHAUFOUR et LUCAS).

Dans le domaine intertropical, la découverte des podzols remonte à quelques dizaines d'années seulement. Beaucoup de travail reste à faire. Il faut poursuivre l'inventaire encore très incomplet, étudier le déterminisme de leur répartition géographique, vérifier si les mécanismes reconnus en zone tempérée peuvent être appliqués aux podzols équatoriaux (MM. BRABANT, DUBROEUCC, RUELLAN, VOLKOFF).

Les conditions préalables au développement de la podzolisation, les successions chronologiques des événements pédologiques sont à préciser, ainsi que la dynamique saisonnière des podzols que l'on commence tout juste à prendre en compte. Les podzols sont-ils en équilibre avec leur environnement actuel ? Il est nécessaire d'identifier des traceurs de la podzolisation : constituants organiques particuliers, isotopes du carbone, de l'azote, de l'oxygène, sulfates dans les eaux... (MM. ANDREUX, BOURRIE, GUILLET, SCHWARTZ, VAN VLIET-LANOE).

Le problème de la mise en valeur et de l'utilisation agronomique des podzols n'a pas été évoqué au cours de cette table ronde. En fait, en région tropicale, la priorité est à donner aux cultures vivrières pour lesquelles les potentialités des podzols sont très limitées. Cependant, dans ces régions, l'étude de la transition sols ferrallitiques-podzols est fondamentale pour l'agronomie ; en effet, ce sont souvent des secteurs préférentiels de mise en culture (MM. AUBERT, BRABANT, PEDRO, RUELLAN).

Un nouvelle étape dans les recherches doit donc être maintenant développée qui prenne en compte la complexité du milieu naturel où plusieurs mécanismes peuvent se succéder ou s'imbriquer au cours du temps et dans l'espace. L'étude de cette complexité sera menée à bien en favorisant les collaborations entre des équipes ayant des approches différentes et complémentaires (MM. AUROUSSEAU, PEDRO, RUELLAN).

11 avril 1986,

D. RIGHI et A. CHAUVEL.



## LISTE DES AUTEURS

---

- ANDREUX F. — Centre de Pédologie biologique, CNRS, Nancy.
- AUROUSSEAU P. — Laboratoire de Science du Sol, ENSA-INRA, Rennes.
- BLANCANEAUX P. — Services scientifiques, ORSTOM, Bondy.
- BONNE M. — Centre de Pédologie Biologique, CNRS, Nancy.
- BOULET R. — Centre ORSTOM, Cayenne, Guyanne.
- BOURRIE G. — Laboratoire de Science du Sol, ENSA-INRA, Rennes.
- BRABANT P. — Services scientifiques, ORSTOM, Bondy.
- BUURMAN P. — Department of Soil Science and Geology. Agricultural University. Wageningen. The Netherlands.
- CHAUVEL A. — ORSTOM, Laboratoire de Pédologie, CNRS, Université Poitiers.
- CHESWORTH W. — Land Resources, University, Guelph, Canada.
- CURMI P. — Laboratoire de Science du Sol. ENSA-INRA, Rennes.
- DAHLGREN R. — College of Forest Resources, University of Washington, Seattle, USA.
- DAMBRINE E. — Centre de Recherches Forestières, INRA, Seichamps.
- De CONINCK F. — Geological Institute, State University, Gent, Belgique.
- De KIMPE C. — Agricultural Canada, Ottawa, Canada.
- DUBROEUCQ D. — Services scientifiques, ORSTOM, Bondy.
- FAIVRE P. — Centre de Pédologie Biologique, CNRS, Nancy.
- FARMER V.C. — The Macaulay Institute for Soil Research, Aberdeen, U.K.
- FERNANDEZ-MARCOS M.L. — Edafologia y Geologia, Univ. Santiago de Cospostela, Espagne.
- GUILLET B. — Centre de Pédologie Biologique, CNRS, Nancy.
- JENSEN W. — Ribe Amstråd, Amtsgården, Ribe, Danemark.
- LUCAS Y. — ORSTOM, Laboratoire de Pédologie, CNRS, Université, Poitiers.
- MACIAS-VASQUEZ F. — Edafologia y Geologia, Univ. Santiago de Cospostela, Espagne.
- PEDRO G. — Laboratoire des Sols, INRA, Versailles.
- RANGER J. — Centre de Recherches forestières, INRA, Seichamps.
- RAZZAGHE M.H. — Université Tabriz, Iran.
- RIGHI D. — Laboratoire de Pédologie, CNRS, Université de Poitiers.
- ROBERT M. — Laboratoire des Sols, INRA, Versailles.
- RUELLAN R. — Direction Générale ORSTOM, Paris.
- SCHWARTZ D. — ORSTOM, Pointe Noire, R.P. Congo.
- VEILLON L. — Centre ORSTOM, Cayenne, Guyanne.
- UGOLINI F.C. — College of Forest Resources, University of Washington, Seattle, U.S.A.

## **LISTE DES LECTEURS**

Les éditeurs remercient très vivement les personnes suivantes qui ont bien voulu consacrer une partie de leur temps et de leur compétence à la lecture critique des manuscrits de cet ouvrage :

D. BAIZE, J. BALESSENT, G. BOURRIE, W. CHESWORTH, C. CHEVERRY, F. De CONINCK, C. De KIMPE, P. DUCHAUFOUR, P. ESPIAU, P. FAIVRE, C. FELLER, M.C. GIRARD, B. GUILLET, W. HENDERSHOT, A. HERBILLON, M. JAMAGNE, P. JAMBU, J.P. LEGROS, A. MELLOR, A. MEUNIER, D. NAHON, M. ROBERT, C.J. ROSS, G. STOOPS, J. TRICHET, J.C. VEDY et B. VOLKOFF.

*Ce volume contient les textes des communications présentées au cours d'une Table Ronde Internationale qui s'est tenue à Poitiers les 10 et 11 avril 1986. Les articles sont essentiellement des synthèses et font le point des connaissances actuelles ayant trait aux différents aspects du processus de podzolisation : podzolisation dans le domaine intertropical, nature et dynamique des matières organiques, migrations minérales ou organo-minérales de l'aluminium, évolution des phyllosilicates, microstructures, approches thermodynamique et expérimentale de la podzolisation, fonctionnement biogéochimique. Chacun des 16 articles est rédigé par des spécialistes français ou étrangers.*

*Cet ouvrage s'adresse, bien sûr, aux pédologues, mais, traitant d'un type de sol qui reste l'un des modèles majeurs de la pédologie, il intéressera tous les scientifiques, techniciens ou étudiants désirant mieux connaître le sol, sa genèse et son fonctionnement.*

