

Avril 1993

GÉOCHIMIE DES PAYSAGES : LE RÔLE DES COUVERTURES PÉDOLOGIQUES

René BOULET¹, Yves LUCAS¹, Emmanuel FRITSCH² et Hélène PAQUET³

¹ ORSTOM, Instituto de Geociências, C.P. 20.899, CEP 01498, São Paulo, Brésil.

² CSIRO, Division of Soils, Private Bag 2, Glen Osmond, Australie 5064.

³ C.G.S., Institut de Géologie, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, France.

I - INTRODUCTION

Les relations morphogénèse-pédogénèse sont l'objet des préoccupations des géomorphologues et des pédologues depuis fort longtemps. Pour TRICART et MICHEL (1965) : "La pédologie se trouve, vis-à-vis de la géomorphologie, dans une situation analogue à celle de la géomorphologie vis-à-vis de la géologie structurale. L'évolution géomorphologique fournit à la formation et à l'évolution du sol un cadre. Il est rare que les sols se forment directement aux dépens de la roche en place. Bien plus souvent, ils s'élaborent dans les formations superficielles, altérites ou dépôts de pentes, alluvions, colluvions, accumulations éoliennes, etc."

Dans le cadre d'un grand programme intitulé "Géochimie de la surface et formes du relief", Georges MILLOT a animé les recherches d'une équipe pluridisciplinaire de géologues, pédologues, géographes et géochimistes au travail dans la zone tropicale africaine, intermédiaire entre la zone forestière humide et le désert (MILLOT *et al.*, 1976 ; BOCQUIER *et al.*, 1977 ; BOULET *et al.*, 1977 ; NAHON et MILLOT, 1977 ; MILLOT, 1979 ; MILLOT *et al.*, 1979 ; MILLOT, 1980 a et b). Ces recherches comportaient leurs enseignements propres sur les mécanismes de l'altération supergène et sur le cycle géochimique des éléments. Mais elles apportaient aussi nombre d'informations sur la manière dont l'altération supergène et la pédogénèse agissent sur le façonnement des formes du relief. D'après MILLOT (1979) l'essentiel tient en ceci : "L'altération et la pédogénèse ne mettent pas en oeuvre que des actions de dissolution et de désagrégation avant que n'interviennent les agents de l'ablation superficielle. En fait, les altérations et les sols cachent des laboratoires "souterrains" ou "hypodermiques" qui transforment le manteau d'altération dans sa nature et dans sa structure, avant de l'offrir aux agents d'érosion de surface, et de parvenir aux formes du relief".

Ces travaux ont depuis été complétés par de nombreuses études dans les zones tropicales humides. L'ensemble des résultats acquis montre que les couvertures connues constituent deux grands ensembles de couvertures pédologiques dont les influences sur l'évolution du relief sont distinctes.

Le premier ensemble est constitué par des associations couverture-modélé qui s'enfoncent sur elles-mêmes en conservant une structure constante. On les appelle pour cette raison des *couvertures en équilibre*, et elles sont alors des *couvertures sans discordance d'horizons*, dans lesquelles les horizons sont plus ou moins parallèles à la surface du sol, sauf tout à fait à l'aval, lorsque la nappe phréatique se rapproche de la surface. Les variations latérales sont progressives. Il est possible de les caractériser, avec une bonne approximation, par une séquence verticale d'horizons (c'est-à-dire un profil), ou par une séquence verticale d'organisations élémentaires qui dérivent les unes des autres.

Dans le second ensemble, l'évolution morpho-pédogénétique aboutit au remplacement progressif d'une association couverture-modélé initiale par une autre, souvent très différente. On les appelle pour cette raison des *systèmes de transformation*, et les couvertures pédologiques sont alors, dans la grande majorité des cas, des *couvertures avec discordance d'horizons*. Celles-ci comportent deux séquences d'horizons ou plus, discordantes les unes sur les autres. La première séquence, comme dans les couvertures en équilibre, est verticale, avec des horizons sensiblement parallèles à la surface du sol. La seconde est oblique et progresse

latéralement, à partir de la surface, de la profondeur, ou des deux, interrompant la première séquence qui, dès lors, n'est plus fonctionnelle. La caractérisation du système nécessite alors une représentation par une coupe continue, allant du sommet de l'interfluve à l'axe de drainage adjacent.

II - LES COUVERTURES EN ÉQUILIBRE

Les couvertures en équilibre évoluent dans des conditions de pédoclimat suffisamment stables dans le temps pour que la séquence des transformations qui vont de la roche mère à la surface du sol se maintienne, donnant ainsi une succession d'horizons constante, bien que ces horizons soient en perpétuelle évolution. Le pédoclimat est déterminé par plusieurs facteurs : climat, végétation, édafaune, espace poral du sol, niveau de base local; les quatre derniers facteurs étant liés. Le niveau de base est sous la dépendance de l'évolution du modelé, de la tectonique et des variations eustatiques. Les variations climatiques et les évolutions tectoniques et géomorphologiques sont permanentes à l'échelle des temps pédologiques, mais géographiquement variables. On peut s'attendre à trouver des couvertures en équilibre dans deux cas : d'une part dans les régions où les évolutions climatiques et tectoniques ont été insuffisantes pour créer des conditions de déséquilibre, d'autre part lorsque les couvertures sont suffisamment jeunes pour n'avoir pas connu de tels déséquilibres. Les exemples que nous présenterons sont ordonnés en fonction du climat actuel, en allant du sec vers l'humide.

1. Les couvertures à sols bruns eutrophes et vertisols sur migmatites en zone tropicale soudanaise d'Afrique de l'Ouest. La toposéquence de Garango I.

Dans le Centre-Sud du Burkina Faso, sur socle cristallin dépourvu d'altérites kaoliniques anciennes, sous 900 mm de pluie tombant entre mai et octobre, les migmatites calco-alcalines à biotite et amphibole s'altèrent en donnant des argiles où domine la montmorillonite associée à la kaolinite et à des traces d'illite (fig. 1 a). Le modelé est constitué d'interfluves courts, à sommet convexe, à pente faible, de 1,5 à 2 %. La couverture de sol, peu épaisse (2 m), présente des caractères vertiques qui s'accroissent en bas de pente. Elle associe des sols bruns eutrophes vertiques à l'amont et des vertisols à nodules calcaires à l'aval. Les horizons sont parallèles à la surface du sol et présentent des variations latérales progressives de l'amont vers l'aval. Celles-ci ont trait principalement à la couleur qui passe de brun vif à brun olive, à la nodulation calcaire qui n'existe que dans les vertisols, à la teneur en montmorillonite qui, associée pour un peu plus de moitié à la kaolinite dans les sols bruns eutrophes, devient presque exclusive dans les vertisols.

Au microscope, on observe, à la base du sol, la formation du plasma argileux par altération des minéraux primaires dans un horizon à structure pétrographique conservée. Dans l'horizon B, la pédoturbation, liée principalement aux alternances d'humectation et de dessiccation, homogénéise le matériau qui prend une couleur brune et acquiert une structure prismatique. En haut de pente, le taux d'argile diminue au sommet du profil jusqu'à atteindre des valeurs inférieures à 5 %, donnant un horizon sableux, peu cohérent, vulnérable à l'érosion mécanique (fig. 1 b).

A Garango I, les mesures d'humidité au champs montrent que la couverture pédologique s'humecte jusqu'à sa base et qu'elle est fonctionnelle. Elle s'approfondit aux dépens du matériau d'altération et est érodée à son sommet, principalement en haut de pente, ce qui tend à diminuer les dénivelées.

Ces couvertures d'altération montmorillonitiques se développent sur roche granitique ou migmatitique, dans les conditions de climat et de végétation de la zone soudanaise ouest-africaine, caractérisées par une température élevée (T moy. = 28°C), une pluviosité de 600 à 1000 mm groupée en une saison des pluies de 5 mois, une végétation naturelle de type savane arborée claire. Ces couvertures présentent une dynamique verticale ; elles sont en équilibre avec les conditions pédoclimatiques actuelles. Elles sont relativement récentes, en tout cas postérieures aux altérations kaoliniques épaisses qui couvrent encore une grande partie de la même région.

Nous verrons (§ III-A-1) que vers le Nord, lorsque la pluviosité diminue, ces couvertures tombent en déséquilibre et se transforment.

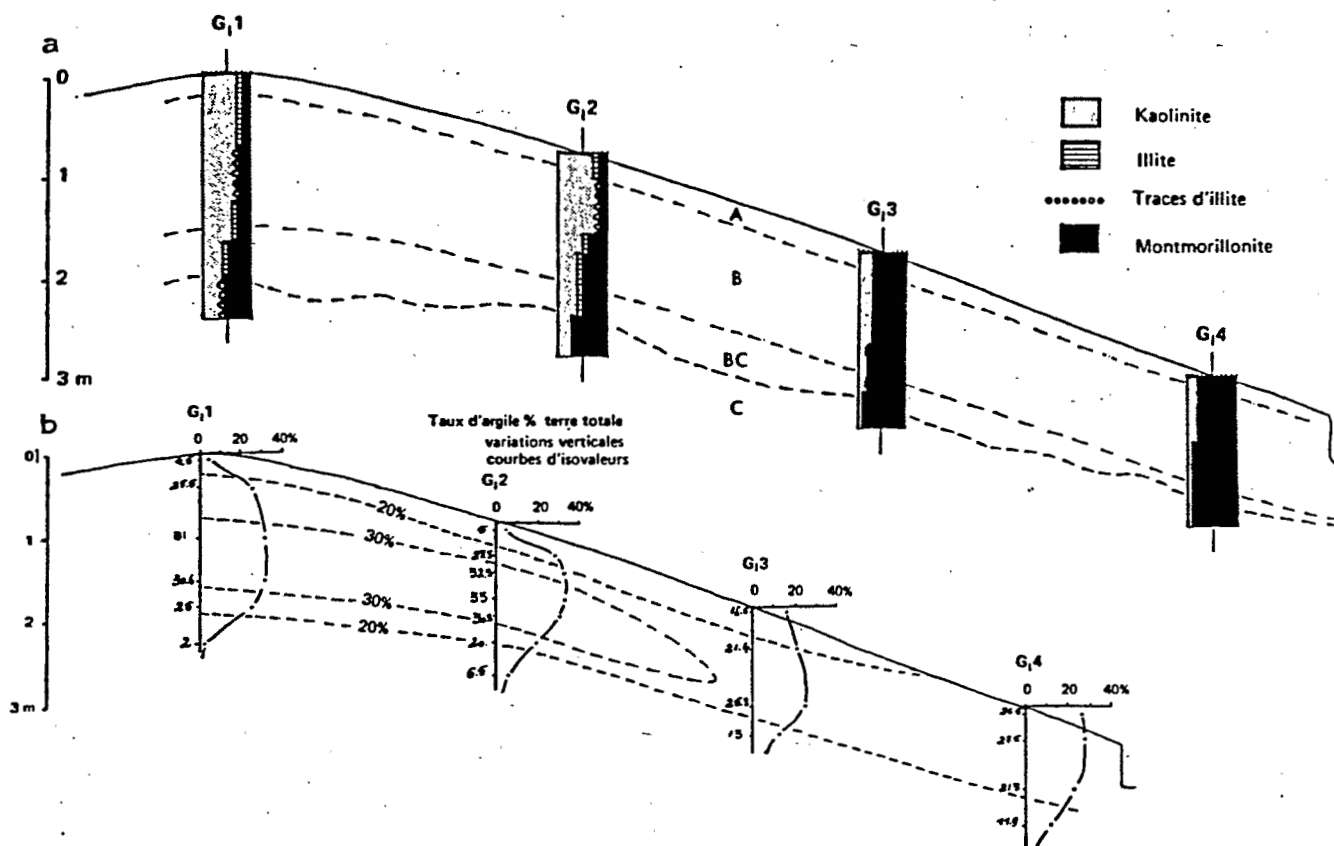


Fig.1 - Toposéquence de Garango I. a- Organisation en horizons et minéralogie des argiles. b- Isothermes en argile et variations verticales au niveau des 4 profils principaux. BOULET (1974). Reproduit avec l'autorisation des éditions de l'ORSTOM.

2. Les couvertures à sols ferrugineux tropicaux

Ces couvertures ont été observées au Nord-Ouest de la Centrafrique, dans une zone granitique ou granito-neissique où l'ancienne couverture d'altération kaolinique a été érodée (LUCAS, 1990). Elles sont situées près des axes de drainage principaux, c'est-à-dire sur les versants les plus évolués de cette zone rajeunie. Le climat actuel montre une pluviosité annuelle de 1200 à 1300 mm, avec une saison sèche de 5 à 6 mois. Le modelé, à pentes inférieures à 4 %, est ponctué de dômes d'affleurements rocheux. L'amont des versants, au niveau de ces dômes, est caractérisé par des lithosols ou des sols peu évolués d'érosion. La plus grande partie des versants est occupée par des sols ferrugineux tropicaux et carapacés, et l'aval par des sols hydromorphes d'extension réduite. Les sols ferrugineux tropicaux présentent des horizons supérieurs beiges à brun-jaunâtre, sableux dans les 20 à 40 premiers centimètres, devenant progressivement plus argileux en profondeur (jusqu'à 30 % d'argile granulométrique). Ces horizons meubles, de 80 à 120 cm de profondeur, surmontent une carapace bariolée rouge et beige clair dans laquelle séjourne une nappe en saison des pluies. Les volumes à structure pétrographique conservée, assez nombreux dans la carapace, deviennent rapidement plus abondants au-dessous, formant dès 110-120 cm de profondeur un horizon d'altération kaolinique. La carapace de ces sols représente probablement les premiers stades de formation des cuirasses décrites dans le paragraphe suivant, par ségrégation du fer en conditions temporairement hydromorphes.

3. Les couvertures à cuirasse ferrugineuse

Les cuirasses ferrugineuses sont presque omniprésentes en Afrique, au Sud du Sahara. Toutefois, dans la zone sahélienne, aussi bien que dans la zone équatoriale humide, ces cuirasses se dégradent beaucoup plus qu'elles ne se forment. Des études récentes, coordonnées par TARDY (1990) et menées dans le cadre du programme PIRAT (Programme Interdisciplinaire de Recherche de Biogéodynamique Intertropicale Périatlantique), ont permis de localiser les régions où le cuirassement présente un bilan positif. Le profil latéritique

cuirassé se développe sous un climat tropical à saisons contrastées, caractérisé par une pluviosité annuelle supérieure à 1100 mm et qui peut atteindre 1600 mm, une température moyenne de 28°C, une saison sèche de 6 mois par an (TARDY, 1993).

Une des zones de cuirassement actuel la plus importante connue se situe en Centrafrique. D'autres ont été identifiées au Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire sous 1600 mm de pluie (ESCHENBRENNER, 1987) et au Sud du Mali sous 1100 mm (FREYSSINET, 1990).

Le profil latéritique cuirassé comporte, en partant de la roche mère, les horizons suivants (TARDY, 1993) :

- Une saprolite grossière. Dans les roches comportant du quartz, les minéraux sont disjoints ; les minéraux autres que le quartz sont plus ou moins altérés, mais la texture reste sableuse (arène). Dans les roches sans quartz persistent, dans un matériau d'altération à texture fine, des fragments de roche mère en voie d'altération.
- Une lithomarge ou saprolite fine, horizon d'altération conservée où les minéraux autres que le quartz sont altérés en kaolinite, goethite, ou hématite.
- Un horizon tacheté où commencent la nodulation et l'accumulation du fer et où voisinent des domaines décolorés éluviés en fer et en argile, des domaines à porosité fine où s'accumule le fer sous forme d'hématite, et des vides plus ou moins comblés d'argile illuviée enrichie en fer sous forme de goethite. L'hématite s'accumule dans les plasmas kaoliniques à porosité fine, ces deux minéraux restant associés jusqu'au sommet de l'horizon cuirassé.
- Une carapace, qui est peu indurée et plus riche en fer que l'argile tachetée dont elle conserve cependant le type d'organisation. Elle constitue une transition entre l'horizon tacheté et la cuirasse.
- Une cuirasse, horizon très induré, kaolinique et riche en fer sous forme d'hématite, qui peut présenter divers faciès (massif, nodulaire, vermiforme).
- Un horizon de démantèlement et de dégradation de la cuirasse, principalement par cortification goethitique.

Même lorsqu'elles sont dans des conditions pédoclimatiques favorables à leur formation, comme en Centrafrique par exemple, les couvertures cuirassées présentent des sites de faiblesse où elles se dégradent et se démantèlent. Ces sites correspondent aux thalwegs, aux bordures et aux parties centrales des plateaux (BEAUVAIS, 1991 ; TARDY, 1993), et on peut considérer que la couverture cuirassée n'y est plus en équilibre. Ailleurs, la cuirasse et sa séquence d'horizons se développent à partir de la lithomarge et se détruisent à leur sommet. Elles descendent dans les paysages et fonctionnent alors comme des couvertures en équilibre. Leur vitesse de descente est, selon TARDY, de l'ordre de 1 m pour 100 000 ans. Elles résistent certes mieux à l'érosion que les couvertures meubles, comme en témoigne l'existence des innombrables buttes témoins dans les régions tropicales où elles ne sont plus en équilibre, mais elles sont loin d'être indestructibles et leur mise en équilibre, que ce soit par diminution ou par augmentation de la pluviosité, entraîne leur disparition par fonte géochimique (voir § III-2-a) ou par transformation en matériel meuble, dont BEAUVAIS *et al.* (1991) ont décrit les mécanismes.

4. Les couvertures à sols ferrallitiques rouges

FAUCK (1972) a étudié les sols ferrallitiques rouges *sur grès*, assez abondants en Afrique de l'Ouest (Casamance, Burkina Faso, Dahomey, Nigeria, etc.). Ceux-ci, entre 1200 et 1800 mm de pluviosité répartie en une saison des pluies en Casamance et au Burkina Faso, en deux saisons des pluies au Dahomey et au Togo, avec une température moyenne de 28°C, constituent des couvertures homogènes couvrant des modelés de plateaux à pente faible (quelques %). CHAUVEL (1977 et fig. 10, coupe C) signale également en Casamance l'existence de plateaux à couverture ferrallitique rouge, épaisse, homogène, sous une pluviosité de 1200 mm. Des cuirasses existent même sur roche mère, dans les zones d'extension de ces sols. Elles sont assez abondantes en Casamance, rares au Dahomey, absentes au Burkina Faso. Toutefois elles ne semblent pas liées à la pédogenèse des sols rouges et sont probablement plus anciennes.

Le profil le plus fréquent présente les horizons suivants :

- Un horizon humifère épais de 10 à 20 cm, gris plus ou moins foncé, sableux à sablo-argileux, à tendance particulière, poreux.
- Un horizon de transition dont les variations de couleur et de texture sont très progressives, épais de 20 à 60 cm.
- Un horizon rubéfié de plus de 2 m d'épaisseur, pouvant souvent dépasser 5 m. Sa couleur est rouge, homogène. La texture varie de sablo-argileuse à argileuse. Il est riche en microagrégats cohérents qui

résistent à la dispersion, appelés initialement pseudo-sables, puis micro-nodules (CHAUVEL, 1977). La porosité est forte.

- Un horizon de passage à la roche mère, bariolé, de couleur rouge, ocre et blanche, contenant souvent des fragments de grès plus ou moins altérés.

FAUCK souligne que la texture des horizons rubéfiés est peu influencée par celle de la roche mère. Il observe en effet au Burkina Faso des sols sur grès à 4 % d'argile, dont l'horizon rubéfié en contient 44 %. Il explique cet enrichissement en argile du sol, principalement par une accumulation relative due à une dissolution importante du quartz, par des néoformations de kaolinite à partir du quartz et d'alumine provenant de l'hydrolyse de la kaolinite de l'horizon supérieur, par des migrations d'argiles dont les manifestations sont toutefois morphologiquement peu évidentes.

La végétation qui semble favoriser la formation et le maintien en équilibre de ces couvertures est la forêt dense. Sous les autres types de végétation, savane arborée, savane arbustive, culture, ils se dégradent superficiellement. Sous culture, en Casamance, CHAUVEL a reconnu les prémices des transformations liées aux variations paléoclimatiques. Ces dernières transformations apparaissent pour les pluviosités annuelles inférieures à 1000 m ; elles sont étudiées au paragraphe III-A-2-b.

Des sols ferrallitiques rouges se développent également sur *roches basiques* et principalement sur *basalte*. Ils sont particulièrement étendus au Brésil, sous des climats tropicaux et subtropicaux humides, à pluviosité et température moyennes annuelles variant respectivement de 2000 à 1500 mm et de 25 à 16°C. Ces sols diffèrent des sols sur grès par leur texture très argileuse, la présence fréquente de gibbsite, des teneurs en fer plus élevées et une micro-agrégation encore plus développée (sol "poudre de café") (MELFI, 1968 ; CARVALHO, 1970 ; PÉDRO *et al.*, 1976). Ils sont développés sur une épaisse altération gibbsite-kaolinitique du basalte. Des études détaillées en cours montrent, entre l'altérite du basalte et le sol, la présence fréquente d'une cuirasse en voie de démantèlement qui constitue alors la roche mère du sol rouge. La formation de latosols rouges à partir de cuirasses ferrugineuses a également été observée en Amazonie méridionale, à la limite forêt-savane, sur gneiss, par NAHON *et al.* (1989). La fréquence des lignes ou niveaux de nodules ferrugineux à la base des latosols (VOLKOFF, 1984/85) semble montrer que les couvertures cuirassées ont été, dans le passé, abondantes au Brésil. Leur faible fréquence actuelle est attribuée par TARDY *et al.* (1988) aux températures plus basses que celles observées dans les régions cuirassées d'Afrique, ainsi qu'au fait que les paléoclimats ont évolué de l'aride vers l'humide en Amérique du Sud et de l'humide vers l'aride en Afrique de l'Ouest et en Centrafrique.

5. Les couvertures à sols ferrallitiques jaunes

Des couvertures jaunes, épaisses, de type ferrallitique, développées sur des modelés de plateaux plus ou moins ondulés, ont été identifiées dans de nombreuses régions tropicales humides. La liste suivante n'est pas exhaustive : plateaux d'Amazonie moyenne, situés de part et d'autre de l'Amazone et développés sur des formations sédimentaires quartzo-kaoliniques ; plateaux ondulés développés sur socle dans le Nord-Ouest de la Guyane française ; plateaux développés sur socle dans la zone forestière du Sud-Cameroun ; plateaux développés sur schisto-calcaire de la Bouenza au Congo, etc.

Nous prendrons comme exemple la couverture pédologique des plateaux d'Amazonie moyenne, sous climat tropical humide, avec une pluviosité de 2500 mm (LUCAS, 1989). Le profil vertical comporte trois ensembles principaux (fig. 2). L'ensemble inférieur est constitué par une altérite blanche, qui est un sédiment quartzo-kaolinitique déjà affecté par des transformations pédologiques. Dans l'ensemble médian, il y a de bas en haut une forte dissolution des quartz, une néoformation de kaolinite sous forme de plasma argileux compact, et le développement progressif de nodules ferrugineux et gibbsitiques. L'ensemble supérieur est très argileux, jaune-rouge, à phase microagregée discontinue, et on observe à sa base une dissolution des nodules ferrugineux et gibbsitiques. La base des deux ensembles supérieurs correspond à des fronts de transformation, nets ou diffus, qui s'enfoncent chacun dans l'ensemble sous-jacent sous l'effet d'un certain nombre de processus (fig. 3). L'évolution de la couverture pédologique s'accompagne donc d'une descente de celle-ci dans le modelé et d'un abaissement de la surface topographique correspondant aux pertes de matière accompagnant les transformations. L'importance et la vitesse de ces enfoncements peuvent être évaluées par des calculs basés sur les exportations des éléments dissous hors des bassins versants (LUCAS *et al.*, 1989). L'abaissement de la surface topographique correspondant à la formation du profil actuel se situe entre 21 et 222 m en fonction des hypothèses sur la teneur en quartz du sédiment, la valeur la plus probable étant de l'ordre de 40 m ; la vitesse de descente de la topographie dans les conditions de fonctionnement actuel

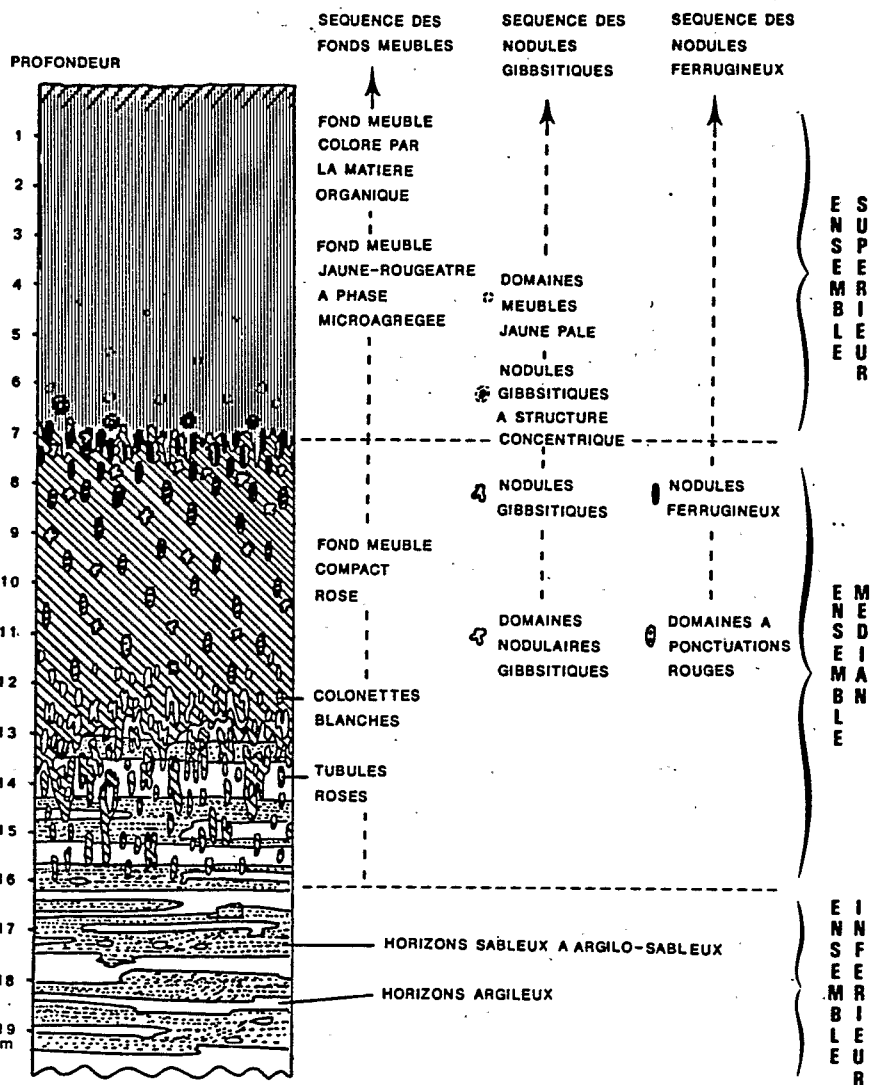


Fig.2 - Schéma de l'organisation verticale des sols de plateaux, région Nord-Manaus (LUCAS, 1989).

est de l'ordre de 20 cm/100 000 ans. La pédogenèse apparaît donc ici à elle seule comme un puissant agent d'aplanissement, sans que ne se produisent d'importantes modifications de la couverture pédologique, mis à part son épaissement, d'où l'appellation de couverture pédologique en équilibre.

Dans ce type de couvertures, la plupart des séquences génétiques d'organisations sont continues du bas vers le haut du profil (dans l'exemple présent, il s'agit de la différenciation progressive des plasmas, de la différenciation des nodules, puis de leur transformation en plasma meuble, etc.). Il peut cependant rester, au sein du profil, des organisations appartenant à des séquences d'organisations qui ont disparu ; ce sont alors des reliques issues d'évolutions anciennes, différentes de l'actuelle. Dans les couvertures de Manaus on observe par exemple, dans la partie supérieure de l'ensemble médian, des nodules hématitiques noirs ou des blocs de cuirasse hématitique pour lesquels on ne peut identifier de termes précurseurs. Leur étude détaillée amène à considérer qu'ils constituent les reliques d'une cuirasse aujourd'hui presque entièrement disparue. On connaît maintenant en Afrique intertropicale d'assez nombreux exemples de telles transformations (BITOM, 1988 ; BEAUVAIS *et al.*, 1991 ; BILONG *et al.*, 1992).

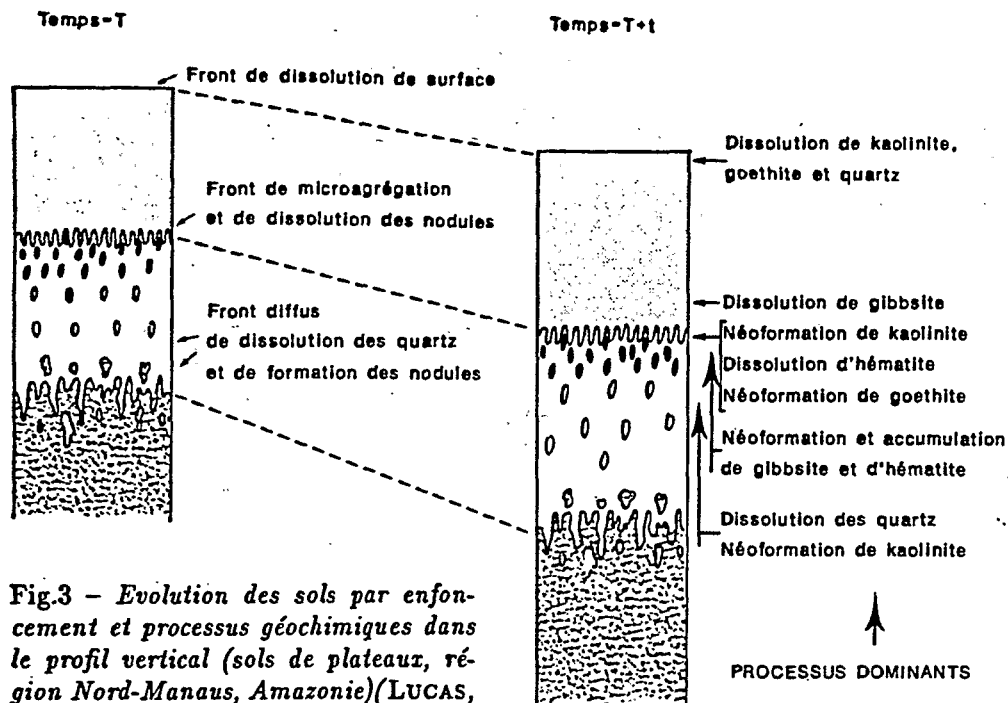


Fig.3 - Evolution des sols par enfouissement et processus géochimiques dans le profil vertical (sols de plateaux, région Nord-Manaus, Amazonie)(LUCAS, 1989).

III - LES COUVERTURES EN DÉSÉQUILIBRE OU SYSTÈMES DE TRANSFORMATION

Lorsque les facteurs qui déterminent le pédoclimat changent suffisamment pour que la couverture pédologique sorte de ses conditions d'équilibre, elle se transforme en une autre couverture qui tend à rétablir un équilibre avec les nouvelles conditions pédoclimatiques. Ces transformations commencent dans les sites où les modifications du pédoclimat sont maximales ; ces sites sont le plus souvent en bas de pente, mais peuvent aussi se localiser en sommet d'interfluve. Les transformations progressent ensuite latéralement. L'ensemble couverture initiale-couverture transformée est appelé ici système de transformation.

Ce type de couverture a été identifié et décrit aussi bien en zone tropicale sèche à saisons contrastées qu'en zone tropicale humide. En zone tropicale sèche, les transformations latérales y jouent un rôle d'aplanissement du modelé dont G. MILLOT a souligné l'importance à plusieurs reprises (MILLOT, 1980 a et b, 1982).

A - LES SYSTÈMES DE TRANSFORMATION EN AFRIQUE, ENTRE LA ZONE TROPICALE HUMIDE ET LE SAHARA

1. Les systèmes à transformation superficielle : relais éluviation - érosion

Nous prendrons comme exemple la transformation de couvertures smectitiques en région sahélienne sèche (BOULET, 1974). Au Burkina Faso, les couvertures smectitiques sur granite sont en équilibre pour des pluviosités annuelles supérieures à 600 mm. Pour des pluviosités plus faibles, elles ne s'humectent plus que sur une épaisseur inférieure au profil différencié, et se transforment à leur sommet. Le système de transformation est caractérisé par l'alternance de deux types de sol le long de versants à pente faible, de l'ordre de 0,3% : des solonetz à horizon supérieur sableux surmontant un horizon inférieur argileux colonnaire, et des sols bruns subarides à horizon supérieur argileux à structure cubique (fig. 4). Les sols bruns subarides dérivent des solonetz par érosion de l'horizon supérieur sableux, sous l'effet de la suffosion causée par la circulation de l'eau au contact sable-argile. Dénudées, les colonnettes des solonetz acquièrent alors une structure cubique, de par les alternances humectation-dessiccation. Le sable érodé s'accumule une cinquantaine de mètres plus loin, du fait de la faible compétence du ruissellement, et les colonnettes se reforment sous l'effet de la circulation de l'eau au contact sable-argile. Celle-ci favorise également la séparation plasma-squelette

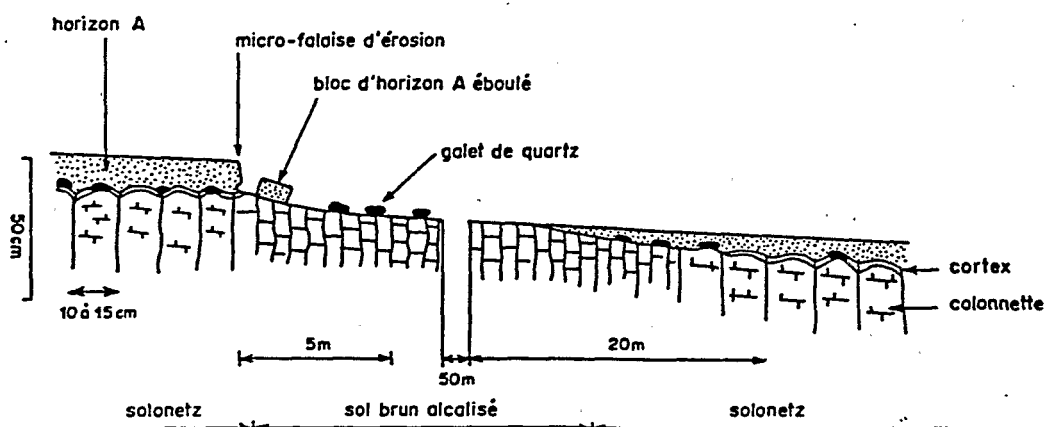


Fig.4 - Système à relais éluviation-érosion. Toposéquence de Tassamakot, Burkina Faso (BOULET, 1974). Reproduit avec l'autorisation des éditions de l'ORSTOM.

du matériau argileux, nourrissant l'horizon sableux supérieur. On assiste donc à un relais pédogenèse-érosion mécanique, dans lequel la pédogenèse prépare les matériaux sableux qui sont ensuite mobilisés par la circulation hypodermique puis superficielle de l'eau. Le résultat est d'une part l'amincissement progressif des sols, d'autre part la formation de longs glacis à pentes très faibles qui préfigurent les plaines désertiques.

2. Les systèmes à transformation interne

La plupart des autres systèmes de transformation identifiés jusqu'à présent en Afrique entre la zone tropicale et le Sahel sont constitués d'une couverture initiale, kaolinitique meuble ou cuirassée, qui se transforme soit par transfert de matière au sein du versant, soit par réorganisation *in situ* ou sur courte distance.

a) Systèmes à transferts latéraux : les systèmes éluviaux-illuviaux

Systemes à couverture meuble

Les premières études identifiant des couvertures avec discordance d'horizons ont été réalisées par BOULET (1974) au Burkina Faso, et ont mis en évidence la transformation d'une couverture initiale kaolinitique meuble, par soustraction de matière à l'amont et accumulation à l'aval. La couverture étudiée sur le site de Garango, sous climat soudano-sahélien (900 mm de pluie annuelle), est située au pied d'un inselberg granitique. Elle comporte (fig. 5 IV) un domaine amont ferrallitique, caractérisé par une séquence génétique verticale d'organisations élémentaires. Dès le quart supérieur du versant, ce domaine amont passe latéralement, et de façon abrupte, à un matériel sableux lessivé qui apparaît en biseau en profondeur. Cette transition est un front de transformation, où l'on observe une disjonction plasma-squelette, l'exportation du plasma vers l'aval à travers le matériel sableux, et la concentration relative du squelette. Ce front de transformation progresse de bas en haut et de l'aval vers l'amont dans les horizons du sol ferrallitique. Le plasma exporté migre selon deux itinéraires. Les particules les plus grosses décantent dans un horizon d'accumulation à la base du matériel sableux lessivé. Les particules les plus fines, ainsi que les substances dissoutes, migrent latéralement vers l'aval du matériel sableux pour s'accumuler en langues, qui progressent de l'aval vers l'amont et dans lesquelles se produit une néoformation massive de smectites. La perte de matière liée à l'éluviation du domaine amont entraîne un affaissement du modelé qui progresse dans le paysage de l'aval vers l'amont, et surtout livre un matériau sableux à l'action de l'érosion hydrique superficielle.

Des observations étalées en latitude permettent d'attribuer l'existence de ces systèmes de transformation à une mise en déséquilibre de couvertures ferrallitiques initiales due à une évolution du climat vers le type sec. Ils présentent une extension géographique importante au Burkina Faso, et au Nord du Togo sur grès. Il ont également été étudiés au Nord-Cameroun (BRABANT, 1990 ; BRABANT *et al.*, 1976), et reconnus au

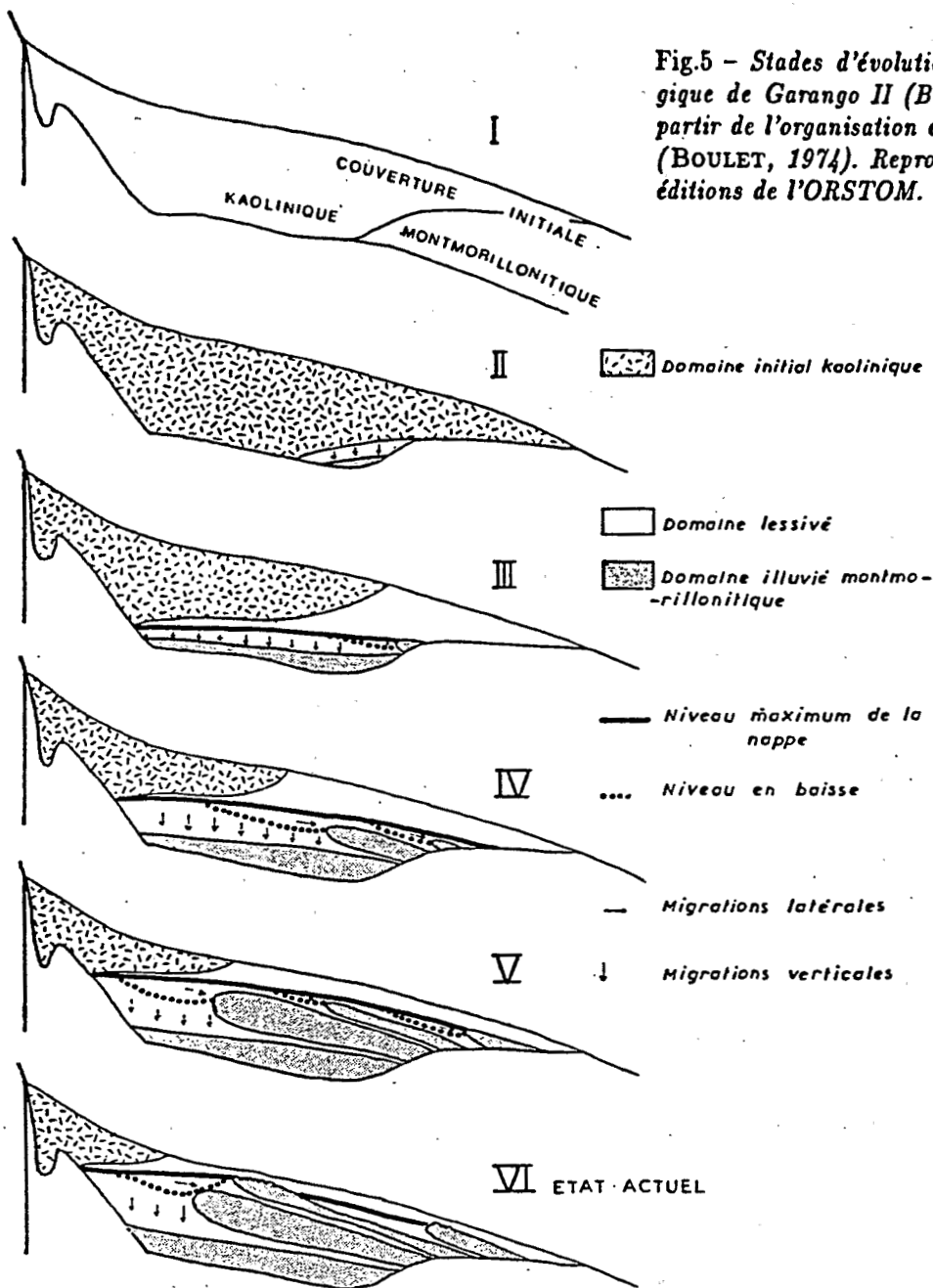


Fig.5 - Stades d'évolution de la couverture pédologique de Garango II (Burkina Faso) reconstitués à partir de l'organisation et de la dynamique actuelles (BOULET, 1974). Reproduit avec l'autorisation des éditions de l'ORSTOM.

Nord-Ouest de la Centrafrique. Dans le Nordeste brésilien, des systèmes apparentés ont été identifiés par SOUBIÈS et CHAUVEL (1984). Au Tchad, les toposéquences étudiées par BOCQUIER (1971) apparaissent comme des systèmes de transformation du même type, mais qui ont achevé la transformation du domaine kaolinitique amont qui n'existe plus.

Systèmes à couverture indurée ferrugineuse

Dans la zone désertique

Après avoir étudié des cuirasses et des croûtes calcaires au Sénégal et en Mauritanie, où elles se développent séparément sous 600 à 700 mm de pluie annuelle moyenne en fonction du type de roches mères, riches en fer ou calciques, NAHON (1976) montre en Mauritanie, sous climat désertique (pluviosité moyenne 20 à 40 mm), le télescopage de ces deux types d'induration sur une même roche mère, une migmatite.

A Inkebdène (fig. 6), le site étudié comporte une butte témoin couronnée par une cuirasse démantelée dont l'emballage fin comporte à la fois de la kaolinite et de la smectite, celle-ci augmentant vers la base où s'individualisent des nodules calcaires et des îlots de dalle calcaire très indurés, enchâssant des blocs ferrugineux. Ce niveau de blocs passe à un horizon smectitique riche en galets et sables quartzeux et à nodules calcaires fréquents. Au-dessous, deux à trois mètres de matériel smectitique à nodules calcaires surmontent la roche, très dure, peu altérée. Par rapport aux profils cuirassés méridionaux, on constate la disparition du manteau kaolinique, à la fois aminci et envahi par la smectite. L'horizon à galets quartzeux pourrait être, selon LEPRUN, la trace de l'horizon de destruction de la cuirasse par fonte géochimique, tel qu'on l'observe au Burkina Faso (cf. § A-2-à). Vers le Nord, encore plus aride, les cuirasses ferrugineuses disparaissent progressivement. On n'en trouve les traces que sous forme de fragments arrondis emprisonnés dans les croûtes calcaires.

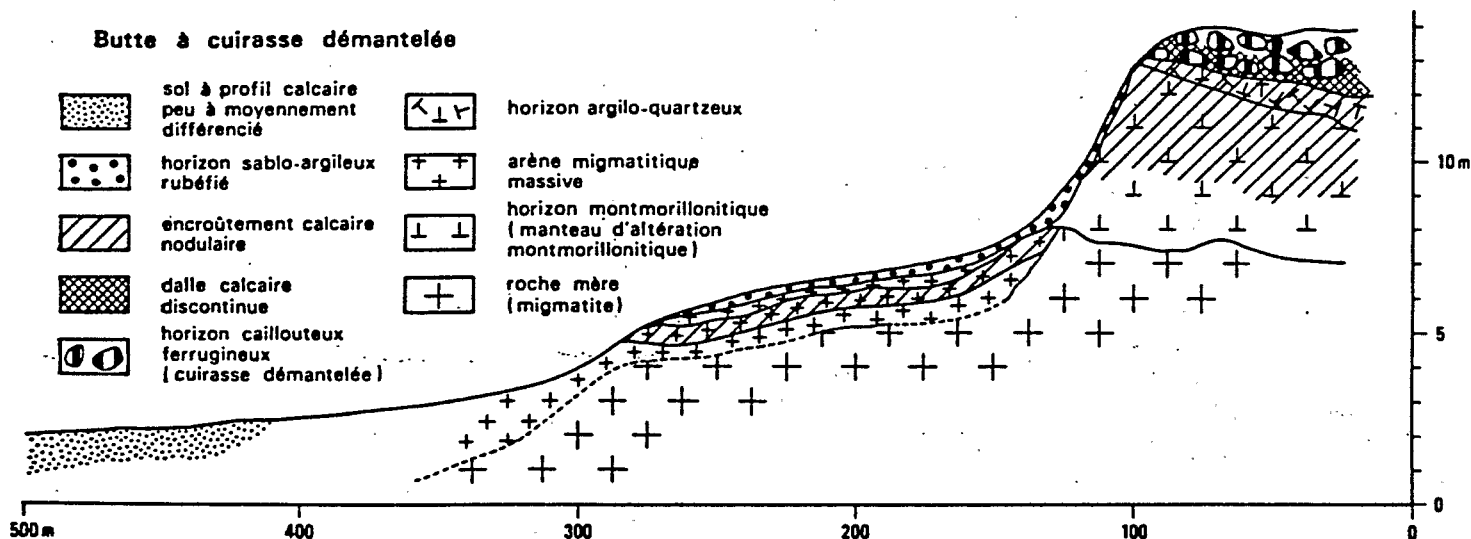


Fig.6 - Toposéquence d'Inkebdène (Mauritanie) (NAHON, 1976). Reproduit avec l'autorisation de Sciences Géologiques.

Les cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires ont souvent été considérés comme des armures de protection des paysages contre l'érosion. NAHON montre qu'il s'agit en fait d'une fausse protection, car cuirasses et encroûtements calcaires "rongent" les paysages plus qu'ils ne les protègent.

Dans la zone soudano-sahélienne

LEPRUN (1977, 1979), étudiant les cuirasses ferrugineuses sur socle cristallin de l'Afrique Occidentale sèche (600-900 mm de pluviosité), montre que celles-ci sont affectées par une "fonte géochimique" interne soit à partir de leur base (fig. 7), soit en leur sein. Cette destruction s'effectue sous l'effet des eaux de percolation, par une exportation du fer qui divise d'abord la cuirasse en fragments de plus en plus petits, puis provoque une dissolution de ces fragments qui ne laisse sur place que les minéraux primaires, principalement le quartz, sous forme de galets et de sables blanchis. L'argile libérée s'accumule à la base de l'horizon illuvial (fig. 7) ou est exportée. Le stade ultime est la disparition de la cuirasse, dont il ne reste que des débris.

Si la dégradation superficielle à caractère mécanique dominant joue un rôle dans la rectification du sommet de la cuirasse (LEPRUN, 1972), il apparaît que les dégradations géochimiques internes jouent un rôle prépondérant dans la destruction et la disparition des cuirasses. Ce décuirassement n'affecte pas également toutes les parties du modelé dans la zone soudano-sahélienne. Il pourra, comme à Thion, provoquer une disparition remontante de la cuirasse. Dans le cas de cuirasses à pente faible, il affecte le mi-versant, l'amont évoluant en butte témoin, tandis que la cuirasse aval s'enterre. Si le modelé cuirassé est convexo-concave, ce qui est plus rare, l'amont se transforme en croupe gravillonnaire, tandis que la partie aval de la cuirasse persiste. Mais si l'on se déplace vers le désert, la destruction des cuirasses s'accroît jusqu'à leur disparition complète, excepté quelques témoins de leur présence passée, blocs ou nodules, qui parsèment la surface des regs désertiques, ou buttes témoins.

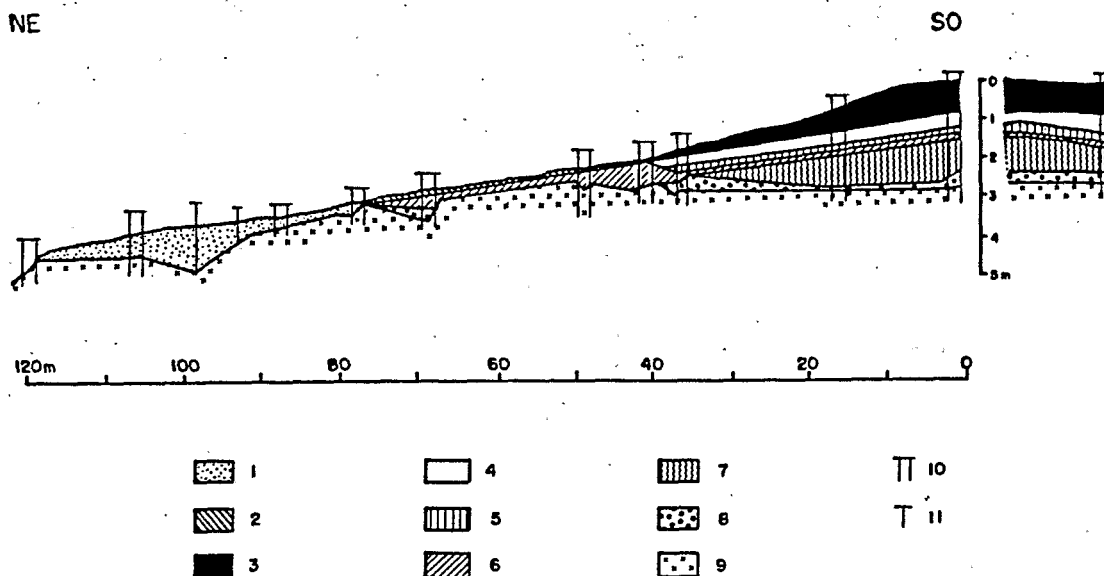


Fig.7 - Toposéquence de Thion (Burkina Faso) (LEPRUN, 1979). Reproduit avec l'autorisation de Sciences Géologiques.

1. horizon sableux, 2. horizon A1, 3. cuirasse ferrugineuse, 4. horizon éluvial, 5. horizon illuvial, 6. horizon polyédrique, 7. horizon d'altération verticale à nodules calcaires, 8. arène, 9. migmatite, 10. fosse d'observation, 11. sondage.

Dans la zone soudano-guinéenne

Au Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire, une étude multidisciplinaire (Hyperbav), associant en particulier des hydrologues et des pédologues, a analysé de façon très complète un bassin versant de 1,35 km² situé sur gneiss, sous une pluviosité de 1350 mm. L'étude pédologique (FRITSCH *et al.*, 1990) montre que la couverture de sol se subdivise en deux domaines, eux-mêmes comportant divers systèmes (fig. 8) :

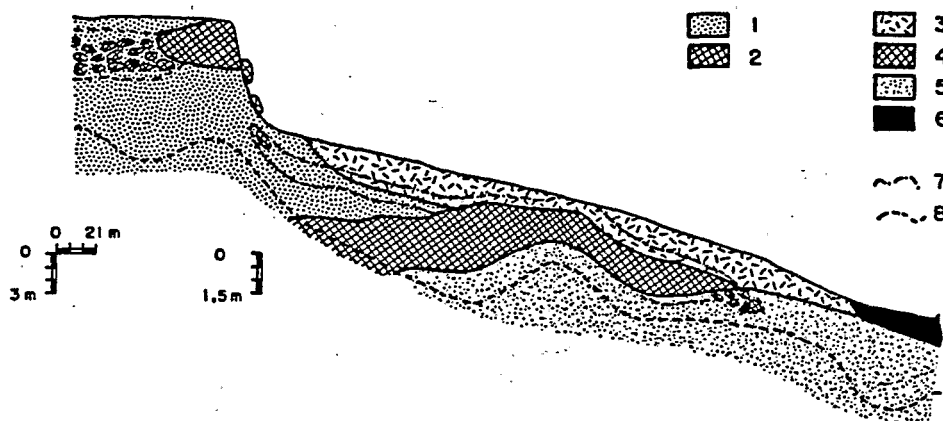


Fig.8 - Hyperbav (Côte d'Ivoire) (FRITSCH *et al.*, 1990). Reproduit avec l'autorisation des éditions de l'ORSTOM.

Le domaine ferrallitique : 1. le système de sol rouge, 2. le système cuirassé de plateau.

Le domaine ferrugineux et hydromorphe : 3. le système de dégradation superficielle, 4. le système cuirassé de versant, 5. le système hydromorphe, 6. le système alluvial, 7. ensemble gravillonnaire, 8. toit de l'altérite.

- un domaine ferrallitique amont comportant un système de sol rouge micro-agrégé et un système cuirassé. Il constitue les restes d'un plateau cuirassé limité par un talus, et occupe également la partie supérieure du versant ;
- un domaine ferrugineux et hydromorphe aval où l'on distingue :
 - . un système de dégradation superficielle,
 - . un système cuirassé de versant,

- . un système hydromorphe,
- . un système alluvial.

Le système de dégradation superficiel est installé en discordance sur le domaine ferrallitique amont et s'étend sur le reste du versant. Il montre, de bas en haut et surtout de l'amont vers l'aval, des variations de la couleur qui passe d'ocre à jaune, puis blanc ; une baisse des teneurs en éléments fins (kaolinite et oxy-hydroxydes de fer) ; une modification de la structure qui passe de fragmentaire à massive.

Le système cuirassé de versant se présente en forme de dièdre etaffleure ou est subaffleurant au milieu du versant. A l'amont, il se forme au détriment des horizons rouges et de la partie supérieure des altérites du domaine ferrallitique, en discordance sur la limite sol-altérite. Il montre une différenciation ferrugineuse allant de la formation de plages rouges et de plages éclaircies à une carapace puis à une cuirasse. La cuirasse apparaît en deux sites : l'un au sommet du dièdre, proche de la surface ou affleurant, et la cuirasse est alors rouge foncé à noir ; l'autre à l'aval et en profondeur, et la cuirasse est alors jaune-ocre et se démantèle lorsqu'elle est envahie par le système hydromorphe.

Le système hydromorphe (fig. 9) se présente sous la forme d'une langue qui affleure à l'aval et s'enfonce dans le versant à l'amont. Il se forme au détriment des deux précédents systèmes et du manteau d'altération, recoupant la transition sol-altérite à l'amont et le système cuirassé à l'aval. De l'amont vers l'aval, on observe d'abord une succession de transformations à limites emboîtées, caractérisées par un blanchiment et par l'acquisition d'une texture de plus en plus sableuse. Tout à fait à l'aval apparaissent des horizons d'accumulation d'argiles kaoliniques et smectitiques en langues superposées, comparables à celles observées à Garango (cf. § III-A-2-a).

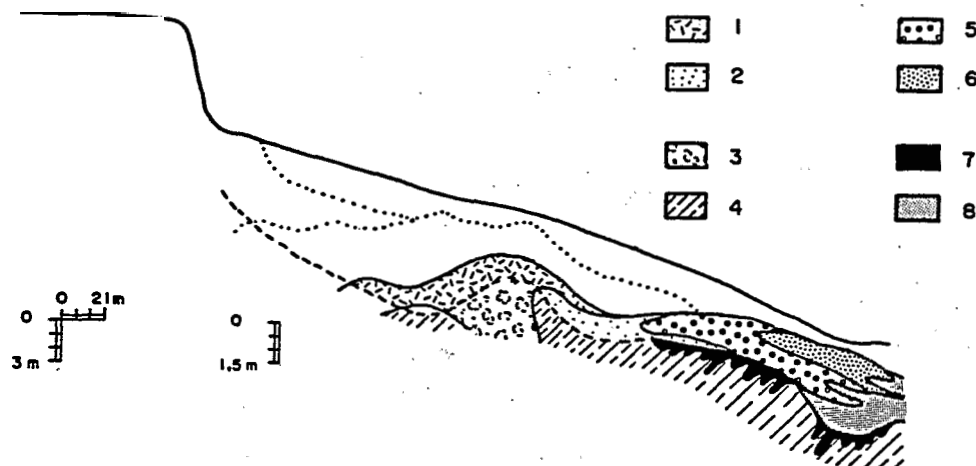


Fig.9 - Hyperbav. Les altérations et les différenciations du système hydromorphe (FRITSCH et al., 1990). Reproduit avec l'autorisation des éditions de l'ORSTOM.

Sous-système à pseudogley et gley : 1. horizon bariolé à réticulé légèrement induré à plages blanches, 2. horizon bariolé jaune, ocre, parfois rouge, à fond blanc à gris, A à AS, 3. isaltérite marbrée : réticules rouges bordés de jaune sur fond blanc, 4. isaltérite hydromorphe : lits subverticaux jaunes, blanc vitreux, gris verdâtre ou bleuté.

Sous-système éluvial-illuvial : 5, horizon blanc à gris, à marbrures ocre, jaunes, jaune pâle, 6. horizon blanc à gris, S, bouillant, avec ou sans marbrures jaune pâle, 7. veines subverticales grises à caractère verticale dans l'isaltérite, 8. horizon gris SA à AS à cutanes d'illuviation.

Deux grands types de processus peuvent être distingués dans cette couverture complexe. L'un correspond à une accumulation absolue de fer dans le système cuirassé. Les auteurs soulignent que cette accumulation est aussi lithodépendante, se situant au-dessus d'un compartiment de roche mère plus riche en fer. L'autre correspond à une perte de constituants fins, oxydes de fer puis argile, exportés en majeure partie hors du bassin. Ces exportations, particulièrement importantes en bas de versant, entraînent par affaissement de la surface topographique la mise en relief de la cuirasse et la formation de thalwegs secondaires. L'étude du fonctionnement hydrodynamique à l'échelle du versant (PLANCHON et al., 1990) "montre que le développement des thalwegs secondaires correspond à un déterminisme interne dont le "moteur" est la circulation à l'intérieur du sol le long d'axes privilégiés". Ainsi, la formation des axes de drainage serait elle-même sous la dépendance de la dynamique interne de la couverture pédologique.

Cette couverture pédologique est un élément charnière dans la séquence latitudinale des systèmes de transformation. On y voit en effet apparaître les systèmes éluviaux-illuviaux, qui prennent vers le Nord une extension plus importante et envahissent la majeure partie de certains paysages.

b) Systèmes à réorganisation in situ (CHAUVEL, 1976)

Au Sud-Ouest de la Casamance, sous une pluviosité annuelle de 1200 mm, le paysage est constitué de plateaux à sols ferrallitiques rouges microagrégés, sans discordance d'horizons (cf. § II-D), développés sur grès argileux. Lorsque l'on se déplace vers le Nord-Est et que les conditions climatiques deviennent plus sèches et plus contrastées, des sols beiges apparaissent au centre des plateaux, qui est alors légèrement déprimé, puis occupent progressivement la plus grande partie de ces plateaux, les sols rouges étant alors limités à des flots périphériques. Il s'agit d'un système de transformation, initié par une évolution du climat vers le type sec et dans lequel les sols beiges progressent latéralement aux dépens des sols rouges. La transformation est la conséquence (1) de la dislocation de la structure microagrégée du sol rouge sous l'effet des contraintes hydriques en saison sèche, (2) de la mobilisation du fer fixé sur les sites d'échange de la kaolinite, et (3) de la dispersion consécutive de l'argile qui se redistribue dans le profil. Il en résulte un sol beige dont la faible perméabilité facilite ruissellement et érosion, induisant une évolution du modelé schématisée à la figure 10.

Les systèmes des régions tropicales à saisons contrastées décrits ci-dessus agissent sur le modelé de deux manières. La première est directe et résulte de processus internes à la couverture pédologique. Il s'agit de dégradations et transferts de matière sous forme dissoute ou microparticulaire, ou de transformation sur place avec perte de volume. Le bilan en volume de l'action de ces mécanismes n'est pas forcément très important à l'échelle de l'évolution du paysage. La seconde est indirecte, et certainement plus importante en termes de bilan. Les processus internes livrent à l'érosion mécanique de surface, essentiellement l'érosion en nappe, un matériel facilement mobilisable, dans lequel les liaisons fer-argile, argile-squelette ou fer-squelette ont déjà été détruites. Ils peuvent également provoquer une diminution de la perméabilité des horizons superficiels, favorisant ainsi le ruissellement.

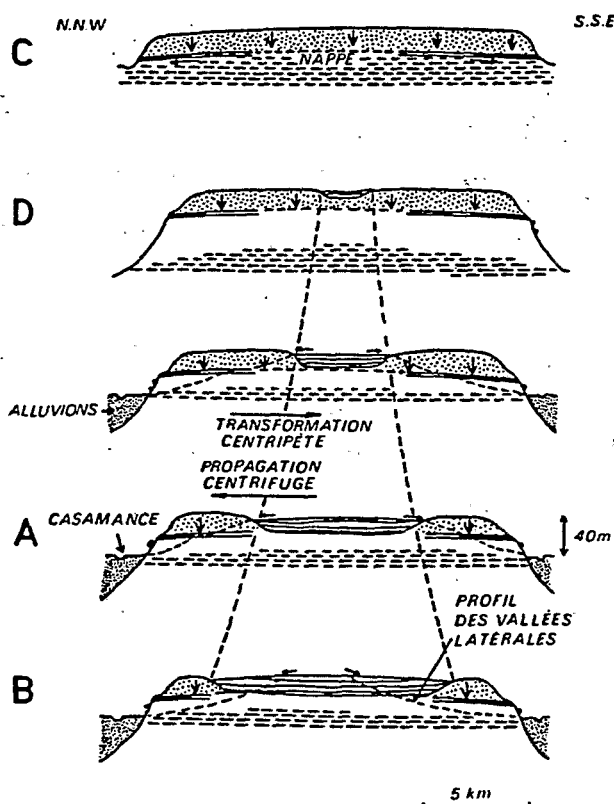


Fig.10 - Etapes successives supposées de l'évolution d'un plateau de moyenne Casamance vu en coupe (CHAUVEL, 1976). Reproduit avec l'autorisation des éditions de l'ORSTOM.

B - LES SYSTÈMES DE TRANSFORMATION EN RÉGIONS TROPICALES HUMIDES

1. Les systèmes de transformation sols ferrallitiques-podzols

a) Région de Manaus (LUCAS, 1989)

Si les plateaux de la région de Manaus (2500 mm de pluies annuelles) présentent, comme nous l'avons vu ci-dessus, une couverture en équilibre, sans discordance d'horizons, les versants qui entaillent les vallées sur 25 à 30 m de dénivellation présentent un système de transformation qui remplace progressivement les sols ferrallitiques argileux par des podzols géants, et le modelé de plateau par un modelé de collines basses.

Le début de la transformation correspond à la formation de versants convexes à pentes raides (fig. 11 a), sur lesquels se produit une perte progressive d'argile (fig. 12) et s'installe un système éluvial permettant l'exportation latérale des solutions d'altération. A ce stade, les écoulements dans les fonds de vallée plats se font uniquement sous forme d'infiltration, à la base d'horizons sableux peu épais, sans écoulement superficiel. La forme convexe des versants et la nature des écoulements de fond de vallée indiquent une évolution du relief essentiellement géochimique. Cette interprétation est cohérente avec les estimations du ruissellement tirées des mesures d'humidimétrie neutronique au long de versants de la même région (PIMENTEL DA SILVA *et al.*, 1992), qui ne montrent aucune évidence de redistribution d'eau par le ruissellement sous forêt. Comme la transformation progresse, les sols appauvris de bas de versant remontent progressivement de l'aval vers l'amont, et le blanchiment podzolique apparaît à partir d'un certain seuil granulométrique (2-4% de fraction

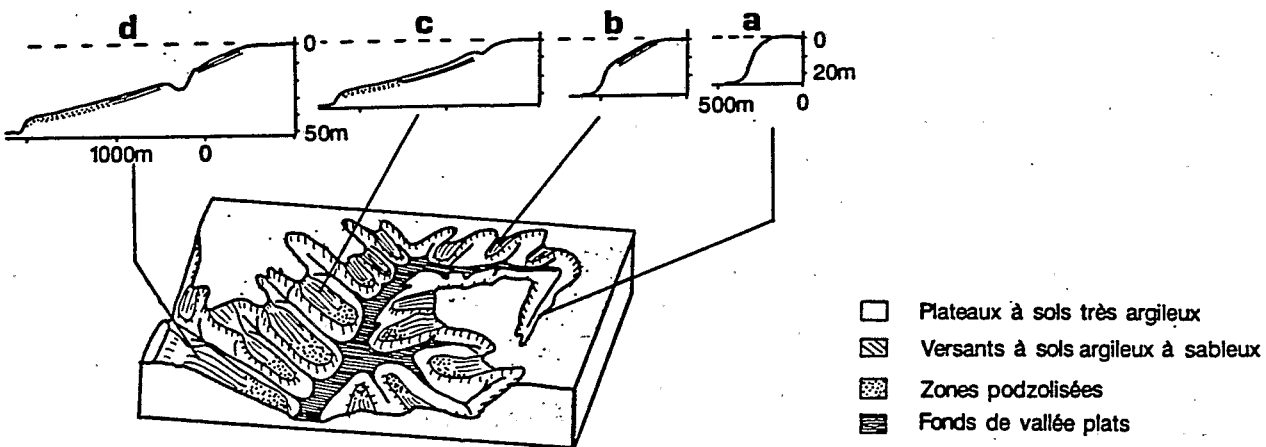


Fig.11 - Représentation schématique des différents types de versants de la région Nord-Manaus (Amazonie) (LUCAS, 1989).

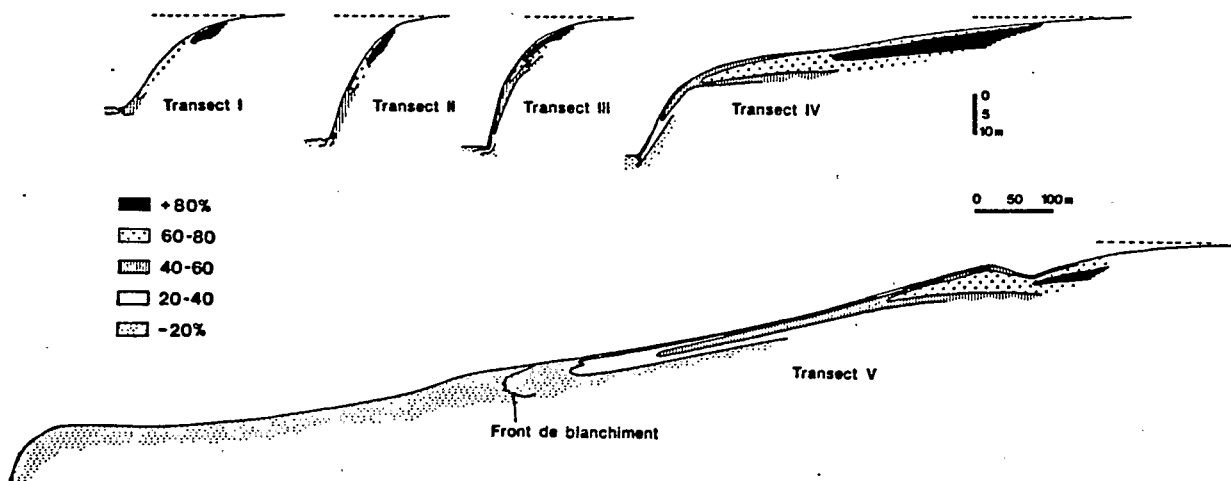


Fig.12 - Distribution de la fraction $< 2\mu\text{m}$ sur les sols des versants, région Nord-Manaus, Amazonie. Même échelle pour tous les transects (LUCAS, 1989).

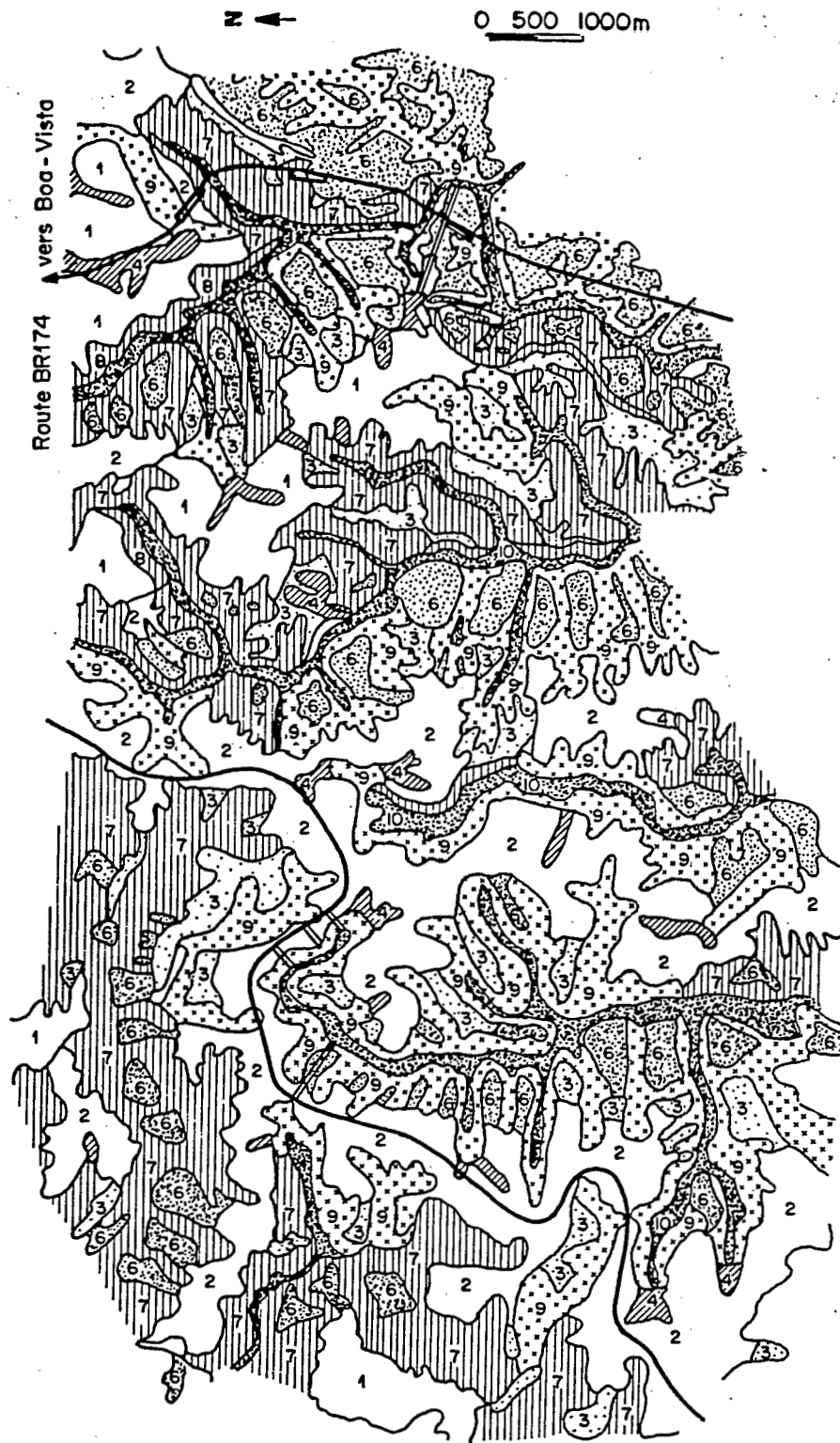


Fig.13 – Morphologie de la région Nord-Manaus, Amazonie. Photo-interprétation d'après photos au 50 000 (LUCAS, 1989).

1. plateaux à surface très plane, 2. plateaux à surface légèrement ondulée, 3. lambeau de plateau, en continuité avec celui-ci, bombé et légèrement incliné vers l'axe de drainage, 4. vallée intérieure aux plateaux, pentes et dénivellations faibles, 5. versant entre plateau et surface intermédiaire, pente forte régulière, dénivellation environ 20 m, 6. surface intermédiaire, légèrement bombée si étroite, ensellée si étendue, légèrement inclinée vers l'axe du drainage, d'altitude inférieure au plateau, 7. versants, irréguliers, à nombreux petits axes de drainage secondaires, pentes et dénivellations moyennes à fortes, 8. versants, réguliers, pentes et dénivellations moyennes à fortes, 9. versants, à pentes et dénivellations moyennes à faibles, 10. fond plat de vallée.

Pentes fortes si $\geq 20\%$, moyennes si entre 10% et 20% , faibles si $< 10\%$. Dénivellations fortes si ≥ 20 m, moyennes si entre 10 et 20 m, faibles si < 10 m.

< 2 μ m). L'important départ de matière sur une grande épaisseur de sol lié à cette évolution entraîne la formation progressive de versants allongés légèrement concaves (fig. 11 c). Ainsi le paysage de plateaux (quart NE de la carte de la figure 13) est progressivement remplacé par un paysage où le plateau initial ne subsiste que sous forme de lambeaux, la plus grande partie du paysage étant occupée par des bas-versants podzoliques (quart SW de la carte de la figure 13).

Cette transformation correspond à un abaissement moyen du paysage de l'ordre de la vingtaine de mètres. Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile d'évaluer la vitesse d'évolution de ces systèmes de transformation. De par l'existence même des versants, cette vitesse est évidemment supérieure à la descente géochimique des plateaux. Un ordre de grandeur peut être obtenu par extrapolation des datations effectuées par TURENNE (1975) sur des systèmes sols ferrallitiques-podzols en Guyane française, donnant une progression latérale de la transformation de 0,5 à 2 m pour 1000 ans. La longueur des versants podzoliques de la région de Manaus étant de l'ordre du kilomètre, leur évolution aurait nécessité entre 500 000 et 2 millions d'années.

b) Guyane française

Les systèmes sols ferrallitiques-podzols sont développés en Guyane française (pluviosité 2 à 3,5 m) aussi bien sur le socle (VEILLON, 1989) que sur les sédiments marins côtiers (TURENNE, 1975 ; LUCAS *et al.*, 1987). Dans les deux cas, ils aboutissent à un aplanissement plus important sur le socle où l'épaisseur des matériaux affectés est plus grande. Sur les plateaux ondulés ou les collines amples du socle (fig. 14), la transformation des sols ferrallitiques argilo-sableux en podzols sableux commence au centre des interfluves (fig. 14 B) et le départ de l'argile entraîne un affaissement géochimique considérable de ce centre (fig. 14 C). Ce creusement aboutit à l'affleurement de la nappe phréatique au milieu de l'interfluve, donnant naissance à des axes de drainage marécageux et mal hiérarchisés (fig. 14 D). La progression de la transformation depuis le centre vers

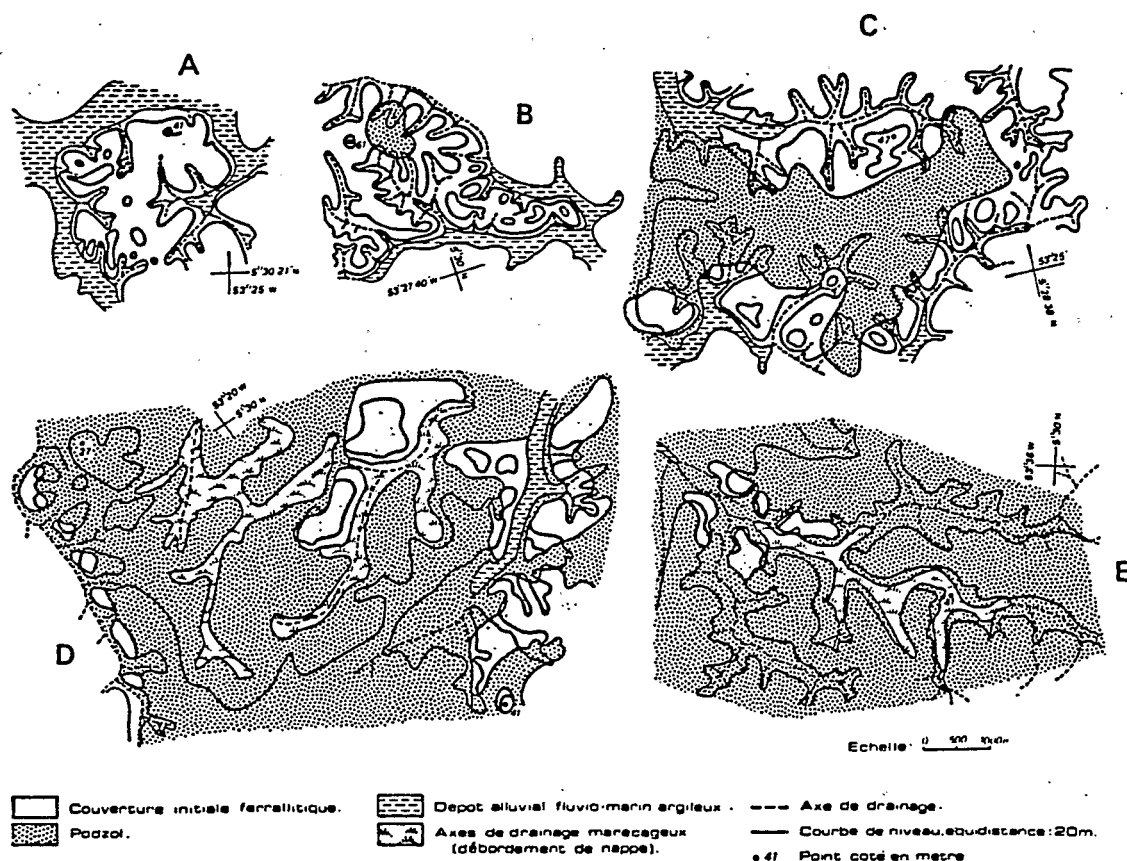


Fig.14 - Exemples d'unités de modelé à divers stades d'évolution du système de transformation sols ferrallitiques-podzols en Guyane française (région d'Organabo) sur socle (BOULET *et al.*, 1984). Reproduit avec l'autorisation de l'AFES.

le bord de l'interfluve aboutit à la formation d'un modelé "avachi" presque entièrement podzolisé, avec des flots reliques de sols ferrallitiques eux-mêmes très transformés, puisqu'il ne s'agit plus que de sables rouges légèrement argileux (fig. 14 E). Ce modelé podzolique est surbaissé d'une vingtaine de mètres par rapport au relief initial.

c) Bassin du Haut Rio Negro

Les travaux réalisés dans le bassin du Haut Rio Negro (DUBROEUCQ *et al.*, 1987) permettent d'associer une séquence de couvertures pédologiques aux diverses formes des reliefs du bassin, pour 3000 mm de pluies annuelles (DUBROEUCQ *et al.*, 1991). En allant du modelé le plus élevé vers le modelé le plus surbaissé, on observe la séquence suivante (fig. 15) : collines hautes à sols ferrallitiques jaune rougeâtre très profonds ; collines aplanies à sols ferrallitiques jaunes éluviés à horizons nodulaires ; collines très aplanies à sols ferrallitiques jaunes peu profonds humifères ; plaine à podzols et sols ferrallitiques jaunes à gibbsite souvent en ilots résiduels. Cette succession de couvertures est interprétée, au vu des données cartographiques, comme une séquence évolutive. Cette fonte géochimique du paysage correspond, d'après les auteurs, à un abaissement du relief de 70 m.

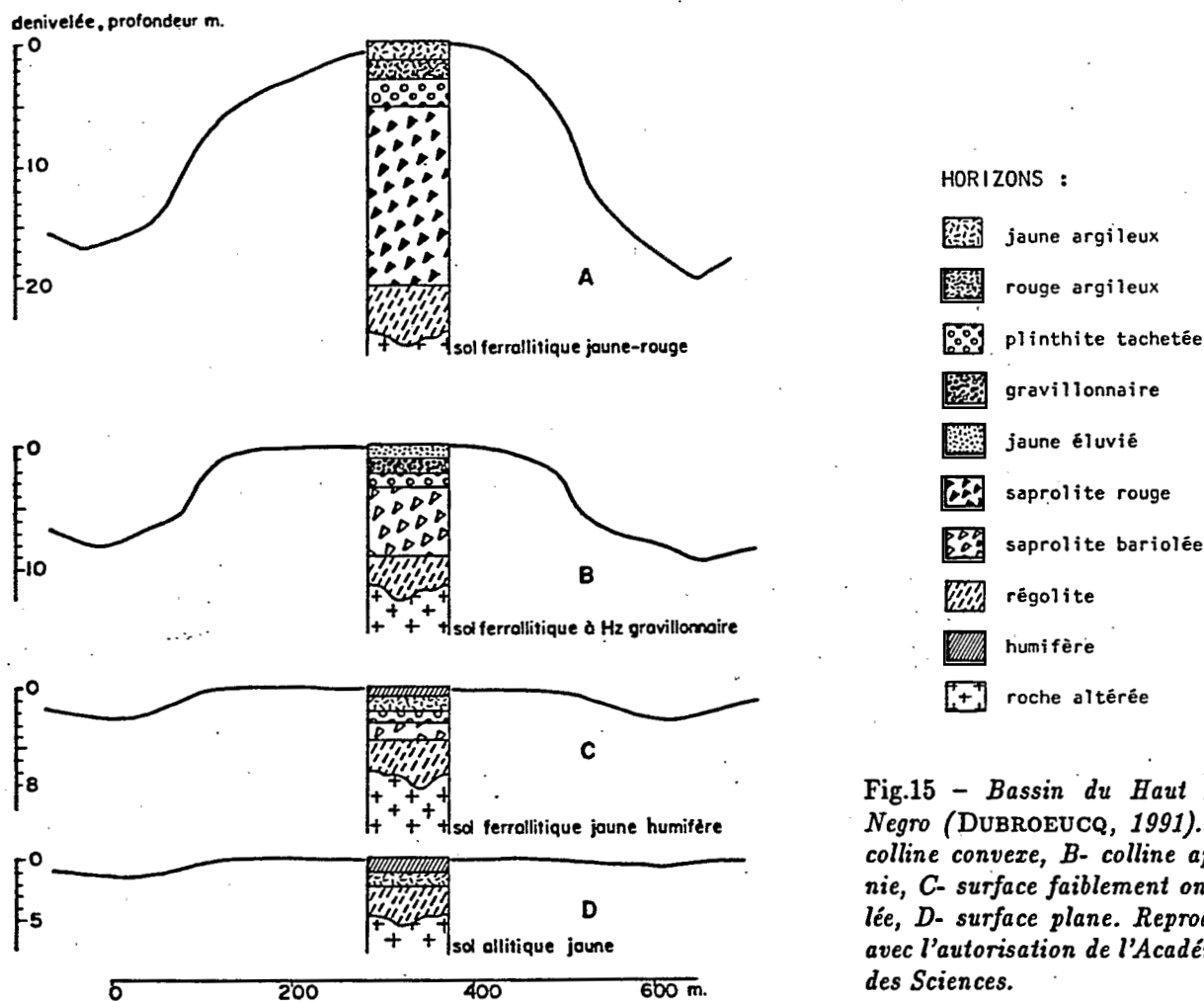


Fig.15 - Bassin du Haut Rio Negro (DUBROEUCQ, 1991). A- colline convexe, B- colline aplanie, C- surface faiblement ondulée, D- surface plane. Reproduit avec l'autorisation de l'Académie des Sciences.

2. Les systèmes de transformation sur socle avec basculement du drainage

Ces systèmes aboutissent au remplacement d'une couverture ferrallitique dans laquelle la dynamique de l'eau est essentiellement verticale, par une couverture ferrallitique dans laquelle la dynamique de l'eau est principalement superficielle et latérale. Ils ont été identifiés en Guyane française, dans des régions à modelé en demi-orange sur socle schisteux ou migmatitique (BOULET, 1978 ; BOULET *et al.*, 1979 ; FRITSCH, 1979 ;

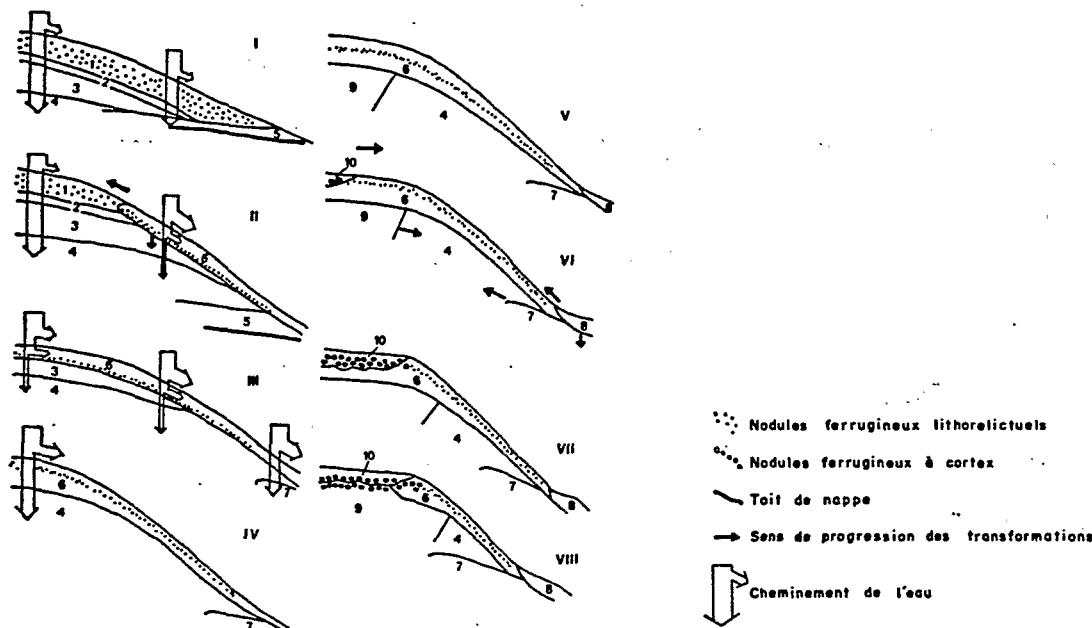


Fig.16 - Schéma des différents stades d'évolution de la couverture pédologique sur schistes en Guyane française. Stades I à IV d'après BOULET (1977) et stades V à VIII d'après FRITSCH (1984).

1. horizon brun rouge, microagrégé, riche en nodules lithorelictuels, 2. horizon de transition, 3. horizon argileux rouge à porosité fine, 4. saprolite fine rouge, 5. magasin de nappe, 6. horizon jaune argilo-sableux, 7. saprolite fine blanche, 8. horizon gris pâle, sableux, 9. saprolite fine décolorée (rouge pâle), localement jaunée, 10. horizon argilo-sableux et jaune vif à la base, sablo-argileux et jaune verdâtre pâle au sommet.

BOULET, 1983), sous une pluviosité de 3 m. Les couvertures pédologiques observées sur schistes s'ordonnent selon une séquence génétique schématisée sur la figure 16.

Le stade I correspond à une couverture ferrallitique initiale en équilibre, où la circulation de l'eau est verticale et alimente une nappe phréatique profonde. Les sols y présentent un ensemble supérieur d'horizons argileux brun-rouge microagrégés à porosité large, surmontant un ensemble inférieur constitué par des horizons argileux à structure massive et à porosité très fine et une saprolite fine rouge sous-jacente riche en muscovite. Au stade II, l'ensemble supérieur microagrégé est, à l'amont, identique au stade I et épaissi de plus de 1,5 m, mais s'amincit vers l'aval jusqu'à une épaisseur de l'ordre de 60 cm. Il acquiert alors une couleur jaune. Des études hydrodynamiques (HUMBEL, 1978 ; GUEHL, 1981) ont montré que cette transition latérale correspond à un fort ralentissement de la percolation verticale de l'eau, et à l'installation d'un flux hydrique latéral au sein de l'horizon jaune, flux perché sur les horizons à porosité très fine. Simultanément, le ruissellement de surface augmente dans un rapport de 1 à 25, l'érosion mécanique, mesurée sur parcelles, restant cependant assez faible sous forêt, inférieur à 450 kg/ha/an (SARAILH, 1983). Les stades III et IV se caractérisent par un enfoncement progressif de l'horizon jaune à circulation latérale dans la couverture initiale dont les horizons disparaissent progressivement à partir de l'aval. Dès le stade III apparaissent, sur les sites à pentes inférieures à 10% (sommets, cols), des dépressions fermées de 1 à quelques mètres de large et de 50 à 70 cm de profondeur, où l'eau s'accumule lors des pluies, s'infiltrant ensuite lentement. La disparition de l'horizon argileux rouge à porosité fine semble, selon les études hydrodynamiques en cours, rétablir un drainage vertical plus important, mais le ruissellement reste élevé. A partir du stade V apparaissent de nouvelles transformations (FRITSCH, 1984).

A l'amont : en profondeur, la saprolite fine rouge se transforme en un matériau plus clair par perte partielle de fer et kaolinisation des muscovites. Au sommet du profil, un couple d'horizons transforme l'horizon jaune sur environ 70 cm d'épaisseur : le plus superficiel, jaune verdâtre pâle et sablo-argileux, est le siège d'une perte d'argile et de fer ; le plus profond, jaune vif et argilo-sableux, à nodules ferrugineux, est le siège d'une accumulation absolue de fer. La présence de volumes gris clair sableux dans l'horizon supérieur et de noyaux brun-ocre dans l'horizon inférieur traduisent un début de podzolisation (FRITSCH *et al.*, 1985). Les dépressions fermées apparues sur les replats au stade III se généralisent sur le sommet, aplani, de l'interfluve. Elles peuvent s'anastomoser en donnant des chenaux.

A l'aval : en profondeur, la saprolite fine rouge se transforme en une saprolite fine blanche à lithoreliques rouges auréolées d'ocre par déferruginisation totale du plasma et partielle des lithoreliques, et kaolinisation des muscovites. Au sommet du profil, un horizon gris clair, sableux, transforme de façon remontante l'horizon jaune et de façon descendante la saprolite fine blanche sous-jacente, par perte totale du fer et de la majeure partie de la kaolinite.

Chacune de ces transformations entraîne une érosion géochimique d'autant plus importante que la transformation est plus poussée. Du stade I au stade IV, l'évolution du système de transformation entraîne une accentuation des pentes. A partir du stade V, se produisent un aplanissement et un abaissement du sommet d'interfluve ainsi qu'un recul des versants. Le stade VIII correspond à l'unité de modelé étudiée par FRITSCH (1984). Il est évident que la poursuite des transformations doit aboutir à un aplanissement beaucoup plus poussé. La mise en déséquilibre de la couverture initiale à dynamique verticale est due à un abaissement relatif du niveau de base attribué à un léger soulèvement épéirogénique du socle de Guyane française, contrecoup de la subsidence des bassins sédimentaires adjacents de Berbice et de l'Amazonie (BOULET *et al.*, 1979). La rectification du modelé, consécutive à ce phénomène, est essentiellement due à l'évolution du système de transformation par érosion géochimique, aidée par l'érosion mécanique qui, mesurée sur parcelles, passe, sous forêt primaire, de moins de 70 kg/ha/an sur la couverture initiale à 100 à 440 kg/ha/an, selon les années, sur la couverture à dynamique principalement superficielle et latérale (SARRAILH, 1983). On soulignera que cette augmentation de l'érosion, liée à une augmentation beaucoup plus importante du ruissellement, qui passe de 0,6 % à 15 % en moyenne (SARRAILH, 1983), est elle-même une conséquence, comme nous l'avons vu, du basculement du drainage, donc des transformations pédologiques.

CONCLUSIONS

Nous avons distingué deux grands ensembles de couvertures pédologiques, les couvertures en équilibre et les systèmes de transformation, dont les inventaires sont encore très incomplets. Nous avons tenté de montrer le rôle de la pédogenèse dans la formation du relief pour chacune de ces catégories. Il apparaît tout d'abord que, dans les régions tropicales à saisons contrastées, le rôle de l'érosion géochimique dans l'aplanissement est prépondérant dans les couvertures meubles en équilibre. Il est également important dans les systèmes de transformation, mais l'érosion mécanique y est plus facilitée par la destruction des liaisons argile-squelette ou argile-hydroxydes de fer provoquée par la transformation. Les études récentes ont montré que le rôle direct de l'érosion géochimique dans l'aplanissement est particulièrement évident dans les régions tropicales humides, que ce soit par approfondissement continu des couvertures ferrallitiques en équilibre, provoquant un abaissement lent de la surface topographique, ou par transformation latérale de ces mêmes couvertures.

Les couvertures pédologiques en équilibre correspondent en fait à des couvertures zonales, puisqu'elles sont en équilibre avec le climat actuel. Dans l'état actuel de nos connaissances, on ne peut cependant pas établir une séquence latitudinale continue de ces couvertures : on ne sait pas bien comment l'on passe de l'une à l'autre, excepté en ce qui concerne le passage des sols ferrugineux carapacés aux couvertures cuirassées. L'idéal serait de réaliser une séquence latitudinale sur une même roche mère, si possible un granite mésocrate, en diminuant autant que faire se peut la part des héritages paléoclimatiques. L'Afrique ne présente pas les meilleures conditions pour cela, pour deux raisons. La première est la présence, entre les zones méditerranéenne et tropicale, du Sahara, où la pédogenèse se fige. La seconde est que l'histoire paléoclimatique de l'Afrique depuis le Secondaire va, comme le montrent TARDY *et al.* (1988), de l'humide vers le sec, donc favorise les héritages. En Amérique du Sud, la même histoire va de l'aride vers l'humide, ce qui tend à effacer les héritages. Un transect N-S au Brésil apparaît donc fondamentalement important, à condition de se placer sur des surfaces suffisamment jeunes. Les deux transects N-S, l'un en Afrique occidentale et l'autre en Amérique du Sud, devront s'éclairer mutuellement.

Les couvertures ferrallitiques puissantes et monotones des régions humides sont habituellement, et depuis longtemps, associées aux modelés en "demi-oranges", constitués de collines à forme convexe que G. MILLOT (1980) considérait à juste titre comme à l'opposé de l'aplanissement. En effet, les versants de ces collines peuvent atteindre à leur base des pentes de 50 %. Or, dans les régions humides, les couvertures en équilibre décrites ici correspondent à des modelés de plateau. Il y a là une contradiction que l'on ne peut lever actuellement, faute d'un nombre suffisant d'études détaillées dans les régions tropicales humides à modelé

en demi-oranges. Mais il est possible que la monotonie des couvertures pédologiques de ces régions ne soit qu'apparente. En Guyane française, par exemple, le modelé en demi-orange de la zone côtière sur socle correspond à des systèmes de transformation (voir § III-B-2). A Manaus, l'entaille des plateaux ferrallitiques à versants convexes est associée à l'apparition de discordances d'horizons et à l'installation de systèmes de transformation (voir § III-B-1-a). Il semble donc prudent, pour compléter cet essai de synthèse, d'attendre que l'on dispose, dans les régions à modelé en demi-oranges, d'un plus grand nombre d'études détaillées de la structure et du fonctionnement des couvertures pédologiques.

Remerciements – Nous remercions le Professeur Y. TARDY pour ses critiques très judicieuses et constructives.

BIBLIOGRAPHIE

- BEAUVAIS A. (1991) – Paléoclimats et dynamique d'un paysage cuirassé du Centrafrique. Morphologie, pétrologie et géochimie. Thèse Univ. Poitiers, 315 p.
- BEAUVAIS A. & TARDY Y. (1991) – Formation et dégradation des cuirasses ferrugineuses sous climat tropical humide à la lisière de la forêt équatoriale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, II, p. 1539-1545.
- BILONG P., BELINGA S.E. & VOLKOFF B. (1992) – Séquence d'évolution des paysages cuirassés et des sols ferrallitiques en zone forestière tropicale d'Afrique centrale. Place des sols à horizon d'argile tachetée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, II, p. 109-115.
- BITOM D. (1988) – Organisation et évolution d'une couverture ferrallitique en zone tropicale humide (Cameroun). Thèse Univ. Poitiers, n°188, 164 p.
- BOCQUIER G. (1971) – Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Sci. et *Mém. ORSTOM*, 62, 1973, 350 p.
- BOCQUIER G., ROGNON P., PAQUET H. & MILLOT G. (1977) – Géochimie de la surface et formes du relief. II. Interprétation pédologique des dépressions annulaires entourant les inselbergs. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 30, 4, p. 245-253.
- BOULET R. (1974) – Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. ORSTOM*, 85, 1978, 272 p.
- BOULET R. (1978) – Existence de systèmes à forte différenciation latérale en milieu ferrallitique guyanais : un nouvel exemple de couverture pédologique en déséquilibre. *Sci. du Sol*, 2, p. 75-82.
- BOULET R. (1983) – Organisation des couvertures pédologiques des bassins versants ECEREX. Hypothèses sur leur dynamique. In "Le projet ECEREX (Guyane)", p. 23-52 et in "Mise en valeur de l'écosystème guyanais", J.M. SARRAILH, dir., Coll. Ecologie et Aménagement rural INRA, 1990.
- BOULET R., BOCQUIER G. & MILLOT G. (1977) – Géochimie de la surface et formes du relief. I. Déséquilibre pédobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique tropicale de l'Ouest et son rôle dans l'aplanissement des reliefs. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 30, 4, p. 235-243.
- BOULET R., BRUGIERE J.M. & HUMBEL F.X. (1979) – Relation entre organisation des sols et dynamique de l'eau en Guyane septentrionale : conséquences agronomiques d'une évolution déterminée par un déséquilibre d'origine principalement tectonique. *Sci. du Sol*, 1, p. 3-18.
- BRABANT P. & GAUVAUD M. (1976) – Les sols et les ressources en terre du Nord-Cameroun. ORSTOM, Paris, Notice Explicative 103, 285 p.
- BRABANT P. (1990) – Les sols des forêts claires du Cameroun. Exemple d'étude d'un site représentatif en vue de la cartographie des sols et de l'évaluation des terres. ORSTOM, Paris, 2 vol., 530 & 278 p.
- CARVALHO A. (1970) – Study of Terra Roxa Estrutturada and Latossolo Roxo on a topographic sequence in São Paulo State, Brazil. Thèse Mast. Sci. Univ. Newcastle (GB), 93 p.
- CHAUVEL A. (1976) – Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Thèse Sci. Strasbourg et *Trav. et Doc. ORSTOM*, 62, 532 p.
- CHAUVEL A. & PEDRO G. (1978) – Genèse de sols beiges (ferrugineux tropicaux) par transformation des sols rouges (ferrallitiques) de Casamance (Sénégal). Modalités de leur propagation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 16, 3, p. 231-249.
- DUBROEUCQ D. & BLANCANEUX P. (1987) – Les podzols du Haut Rio Negro, région de Maroa, Vénézuéla. Environnement et relations lithologiques. In "Podzols et podzolisation", D. RIGHI & A. CHAUVEL (Eds), AFES-INRA, Paris p. 37-52.
- DUBROEUCQ D., VOLKOFF B. & PEDRO G. (1991) – La couverture pédologique du Bouclier du Nord de l'Amazonie (bassin du Haut Rio Negro). Séquence évolutive des sols et son rôle dans l'aplanissement généralisé des zones tropicales perhumides. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, p. 663-671.

- ESCHENBRENNER V. (1987) - Les glébules des sols de Côte d'Ivoire. Thèse Univ. Bourgogne, Dijon, 1, 498 p. ; 2, 282 p.
- FAUCK R. (1972) - Contribution à l'étude des sols des régions tropicales. Les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique Occidentale. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. ORSTOM*, 61, 257 p.
- FREYSSINET Ph. (1990) - Géochimie de l'or dans les couvertures latéritiques. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 269 p.
- FRITSCH E. (1979) - Etude des organisations pédologiques et représentation cartographique détaillée de quatre bassins versants expérimentaux sur schiste Bonidoro de Guyane française (piste de Saint-Elie). *Rapp. ORSTOM*, Cote P.183, 30 p.
- FRITSCH E. (1984) - Les transformations d'une couverture ferrallitique : analyse minéralogique et structurale d'une toposéquence sur schistes en Guyane Française. Thèse 3e cycle, Univ. Paris VII, 138 p.
- FRITSCH E., BOCQUIER G., BOULET R., DOSSO M. & HUMBEL F.X. (1986) - Les systèmes transformants d'une couverture ferrallitique de Guyane française. Analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 22, 4, p. 361-395.
- FRITSCH E. VALENTIN C., MOREL B. & LEBLOND P. (1990) - La couverture pédologique : interactions avec les roches, le modelé et les formes de dégradation superficielles. In "Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide", Etudes et thèses, Ed. ORSTOM, p. 31-57.
- FRITSCH E., CHEVALLIER P. & JANEAU J.L. (1990) - Le fonctionnement hydrodynamique du bas de versant. In "Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide", Etudes et thèses, Ed. ORSTOM, p. 185-206.
- 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, 1.
- HUMBEL F.X. (1978) - Caractérisation par des méthodes physiques, hydriques et d'enracinement, de sols de Guyane française à dynamique de l'eau superficielle. *Sci. du Sol*, 2, p. 83-93.
- LEPRUN J.C. (1972) - Cuirasses ferrugineuses autochtones et modelés des bas-reliefs des pays cristallins de Haute-Volta orientale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, D, p. 1207-1210.
- LEPRUN J.C. (1977) - Géochimie de la surface et forme du relief. IV. La dégradation des cuirasses ferrugineuses. Etude et importance du phénomène pédologique en Afrique de l'Ouest. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 30, 4, p. 265-273.
- LEPRUN J.C. (1979) - Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins d'Afrique Occidentale sèche. Genèse, transformations, dégradations. Thèse Sci. Strasbourg et *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 58, 224 p.
- LUCAS Y. (1980) - Carte pédologique de la région de Paoua. Une carte à 1/20 000 et notice, Centre ORSTOM de Bangui, 127 p.
- LUCAS Y., BOULET R., CHAUVEL A. & VEILLON L. (1987) - Systèmes sols ferrallitiques-podzols en région amazonienne. In "Podzols et podzolisation", D. RIGHI & A. CHAUVEL (Eds), AFES-INRA, Paris, p. 53-65.
- LUCAS Y. (1989) - Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibre. Déséquilibre et transformations. Thèse Sci. Poitiers, 157 p.
- LUCAS Y., KOBILSEK B. & CHAUVEL A. (1989) - Structure, genesis and present evolution of amazonian bauxites developed on sediments. *Travaux ICSOBA*, 19, p. 81-94.
- MELFI A. (1968) - Contribution à l'étude des "Terras Roxas Legítimas" du Brésil : caractéristiques géochimiques et minéralogiques des formations de Campinas. *Bull. Assoc. fr. Etude du Sol*, 6, p. 31-39.
- MILLOT G., BOCQUIER G. & PAQUET H. (1976) - Géochimie et paysages tropicaux. *La Recherche*, 7, 65, p. 236-244.
- MILLOT G. (1977) - Géochimie de la surface et formes du relief. Présentation. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 30, 4, p. 229-233.
- MILLOT G. (1979) - Présentation du mémoire "Phénomènes de transport de matière dans l'écorce terrestre". *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 53, p. I-II.
- MILLOT G., BOCQUIER G., BOULET R., CHAUVEL A., LEPRUN J.C., NAHON D., PAQUET H., PEDRO G., ROGNON P., RUELLAN A. & TARDY Y. (1979) - Géochimie de la surface, pédogenèse, aplanissements et formes du relief dans les pays méditerranéens et tropicaux. *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 53, p. 39-43.
- MILLOT G. (1980) - Géochimie de la surface et forme du relief. In "Exposés de géologie", Acad. Sci., 290, supplément à *Vie académique*, p. 1-18.
- MILLOT G. (1980) - Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux et désertiques. *Mém. h. sér. Soc. géol. France*, 10, p. 295-305.
- MILLOT G. (1982) - Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. Conf. IInd Seminar on lateritisation processes, São Paulo, p. 53-63.
- NAHON D. (1976) - Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs, structures, relais et coexistence. Thèse Sci. Aix-Marseille III et *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 44, 232 p.
- NAHON D. & MILLOT G. (1977) - Géochimie de la surface et formes du relief. V. Enfoncement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigénie du manteau d'altération des roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 30, 4, p. 275-282.

- NAHON D., MELFI A. & CONTE C.N. (1989) – Présence d'un vieux système de cuirasses ferrugineuses latéritiques en Amazonie du Sud, sa transformation *in situ* en latosol sous la forêt équatoriale actuelle. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, II, p. 755-760.
- PIMENTEL DA SILVA L., HODNETT M.G., ROCHA H.R. & CRUZ SENNA R. (1992) – A comparison of dry season soil water depletion beneath central amazonian pasture and rainforest. Proc. VII Congr. Bras. Meteorologia, São Paulo, 28/09-02/10 1992, p. 308-313.
- PEDRO G., CHAUVEL A. & MELFI A.J. (1976) – Recherche sur la constitution et la genèse des Terra roxa estruturada du Brésil. *Ann. Agron.*, 27, 3, p. 265-294.
- PLANCHON O. & JANEAU J.L. (1990) – Le fonctionnement hydrodynamique à l'échelle du versant. In "Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide", Etudes et thèses, Ed. ORSTOM, p. 165-183.
- SARRAILH J.M. (1983) – Les parcelles élémentaires d'étude du ruissellement et de l'érosion (programme ECEREX). Synthèse après quatre années d'étude. In "Le projet ECEREX (Guyane)", p. 394-403.
- SOUBIES F. & CHAUVEL A. (1984) – Présentation de quelques systèmes de sols observés au Brésil. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 21, 4, p. 237-251.
- TARDY Y. (1990) – Recueil des documents relatifs à l'opération "Latérites d'Afrique" du Programme PIRAT-INSU-ORSTOM, Paris, Strasbourg, I et II.
- TARDY Y. (1993) – Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Ed. Masson, Paris, 461 p. (sous presse).
- TARDY Y., MELFI A. & VALETON I. (1988) – Climats et paléoclimats périallantiques. Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques : température et activité de l'eau, sur la répartition et la composition minéralogique des bauxites et des cuirasses ferrugineuses au Brésil et en Afrique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, II, p. 289-295.
- TRICART J. & MICHEL P. (1965) – Morphogenèse et pédogenèse. I. Approche méthodologique : géomorphologie et pédologie. *Sci. du Sol*, I, p. 69-85.
- TURENNE J.F. (1975) – Mode d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises. Thèse Sci. Nancy et *Mém. ORSTOM*, 84, 173 p.
- VEILLON L. (1990) – Sols ferrallitiques et podzols en Guyane septentrionale. Relations entre systèmes de transformations pédologiques et évolution historique d'un milieu tropical humide et forestier. Thèse Univ. Paris VI, 194 p.
- VOLKOFF B. (1984/85) – Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 21, 4, p. 225-236.