

recherches sur les ressources naturelles IV

compte rendu de recherches sur les latérites

R. Maignien



unesco

Recherches sur les ressources naturelles IV

Dans cette collection :

- I. *Enquête sur les ressources naturelles du continent africain*
- II. *Bibliographie hydrologique africaine/Bibliography of African hydrology*, J. Rodier
- III. *Carte géologique de l'Afrique (1/5 000 000). Notice explicative/ Geological map of Africa (1/5 000 000). Explanatory note*, R. Furon, J. Lombard
- IV. *Compte rendu de recherches sur les latérites*, R. Maignien

compte rendu de recherches sur les latérites

R. Maignien. Office de la recherche scientifique
et technique outre-mer,
Paris

unesco

Publié en 1966
par l'Organisation des Nations Unies pour
l'éducation, la science et la culture,
place de Fontenoy, Paris-7^e
Imprimé par Vaillant-Carmanne, Liège
(Belgique)

Avant-propos

Dès l'origine, une partie du programme scientifique de l'Unesco a porté sur certains problèmes relatifs au milieu naturel et aux ressources naturelles. L'une des premières mesures prises en ce domaine a été l'institution d'un Comité consultatif de recherches sur la zone aride et d'un Comité consultatif international de recherches sur la zone tropicale humide, qui ont présidé à l'organisation de nombreux colloques et à la publication de différents comptes rendus de recherches par l'Unesco.

Il est toutefois apparu, peu à peu, que certaines activités déployées dans le cadre de ces programmes concernaient en fait l'ensemble d'un continent ou même le monde entier, et qu'en revanche, il y aurait lieu d'entreprendre d'autres travaux qui n'étaient prévus par aucun des programmes existants. C'est pourquoi toutes les activités de ce genre ont été regroupées et confiées à une seule division, la Division des études et recherches relatives aux ressources naturelles. De plus, on a créé une collection intitulée « Recherches sur les ressources naturelles » : trois volumes consacrés au continent africain ont déjà paru dans cette collection et des publications concernant les ressources naturelles de l'Amérique latine et divers autres domaines d'action de la division leur feront suite.

En application de recommandations formulées par le Comité consultatif international de recherches sur la zone tropicale humide, l'Unesco a organisé un colloque sur les latérites, qui s'est tenu à Tananarive (Madagascar) pendant la dernière semaine de septembre 1964. Auparavant, M. R. Maignien, de l'Office de la recherche scientifique et technique outre-mer [ORSTOM] (France), avait rédigé, à la demande de l'Unesco, un compte rendu de recherches sur les latérites, qui a servi de base aux discussions à Tananarive et qui est aujourd'hui publiée en tant que volume IV de la collection « Recherches sur les ressources naturelles ». Il est à peine nécessaire d'expliquer pourquoi un tel compte rendu a été établi, car une abondante documentation a été produite sur ce sujet depuis que F. Buchanan, en 1807, a donné le nom de « latérite » à la couche de dépôts ferrugineux qui recouvre de vastes surfaces en Inde méridionale. Cela résulte notamment du fait que ce type de sol se rencontre dans des régions très étendues et diverses, qui comprennent l'Inde, la Malaisie, l'Indonésie, l'Australie, Cuba, les îles Hawaii et les zones tropicales de l'Afrique et de l'Amérique du Sud — sans parler des dépôts très anciens du point de vue géologique qui sont encore plus largement répandus. Si cette documentation est aussi riche, c'est, semble-t-il, parce qu'on ne peut établir de corrélation certaine entre la présence de latérite —

ou de la variante, économiquement beaucoup plus importante, qu'est la bauxite — et un seul des facteurs suivants : roche mère, ère géologique, mode de formation, climat envisagé en soi, ou situation géographique. La latérite est plutôt le produit d'un ensemble de conditions physico-chimiques qui varient avec les régions et dont on est encore loin de connaître parfaitement les interactions. Aussi a-t-on procédé à des généralisations trop hâtives sur la base d'une expérience trop limitée, tandis que certaines publications importantes étaient parfois négligées. Les recherches que l'on effectuera ultérieurement dans ce domaine, qui intéresse simultanément les géologues, les minéralogistes, les biogéographes et les géomorphologistes, devraient se fonder sur une étude plus complète de la documentation scientifique existante : c'est à cette fin qu'est publié le présent ouvrage.

Il va sans dire qu'un tel compte rendu reflète les opinions personnelles de son auteur et qu'il est appelé, de ce fait, à engendrer de nouvelles discussions. Puissent celles-ci contribuer à nous donner une connaissance plus approfondie d'une question qui présente une grande importance tant sur le plan scientifique que sur le plan pratique.

Table des matières

| | |
|--|----|
| <i>Remerciements</i> | 9 |
| <i>Historique. Définition et limites du problème</i> | 11 |
| <i>Caractéristiques morphologiques et analytiques des latérites</i> | 18 |
| Formations indurées | 18 |
| Caractéristiques morphologiques et physiques | 19 |
| Caractéristiques chimiques et minéralogiques | 21 |
| Caractéristiques minéralogiques | 23 |
| Situation des formations indurées dans les sols | 25 |
| Sols « latéritiques » | 27 |
| Profils caractéristiques | 27 |
| Caractéristiques analytiques | 39 |
| Relations entre les sols tropicaux et les latérites indurées | 47 |
| Sols latéritiques | 47 |
| Sols ferrugineux tropicaux | 49 |
| Sols hydromorphes | 50 |
| Vertisols | 50 |
| Cuirasses colluviales | 50 |
| Relations entre la morphologie des horizons cuirassés et le milieu de formation | 50 |
| Rôle des sesquioxydes constitutifs | 50 |
| Facteurs de la morphologie des horizons cuirassés | 52 |
| <i>Distribution des latérites dans le monde. Relations avec les facteurs du milieu</i> | 54 |
| Distribution des latérites | 54 |
| Afrique | 55 |
| Amérique | 56 |
| Asie | 57 |
| Australie | 59 |
| Relations avec les facteurs du milieu | 61 |
| Climat | 61 |
| Végétation et faune | 64 |
| Roches et matériaux originels | 66 |
| Modèle | 69 |
| Age | 75 |
| <i>Origine des latérites</i> | 79 |
| Origine des composants des latérites | 80 |
| Les composants produits d'altération des roches | 81 |

| | |
|---|-----|
| Les composants préexistants dans les roches | 95 |
| Accumulation des constituants des latérites | 97 |
| Accumulation dans le profil sans apport extérieur | 97 |
| Accumulation par apports extérieurs aux profils | 106 |
| Évolution des horizons d'accumulation | 107 |
| Développement des microstructures | 108 |
| Induration des latérites | 109 |
| Dégradation des latérites | 113 |
| <i>Classification des latérites. Corrélation</i> | 116 |
| Système de l'URSS | 118 |
| Système français | 119 |
| Système portugais | 121 |
| Système britannique | 122 |
| Système australien | 122 |
| Système des États-Unis (7 ^e approximation, USDA, 1960) | 123 |
| Système belge | 125 |
| Système SPI | 126 |
| Système FAO | 129 |
| <i>Utilisation des latérites</i> | 132 |
| De la fertilité des latérites | 132 |
| De la valeur minière des latérites | 138 |
| De l'utilisation des latérites en génie civil | 139 |
| De l'utilisation stratigraphique des latérites | 139 |
| Des propriétés hydrologiques des latérites | 140 |
| <i>Annexe</i> | 141 |
| <i>Bibliographie</i> | 143 |

Remerciements

Je tiens à remercier très vivement ici les chercheurs éminents qui ont bien voulu m'informer des principales études dont ils avaient connaissance. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance. Sans eux il aurait été impossible de mener à bien ce travail.

D^r Charles E. KELLOGG, Deputy Administration for Soil Survey, Soil Conservation Service, United States Department of Agriculture, Washington 25, D. C. (États-Unis d'Amérique).

D^r Lyle T. ALEXANDER, Chief, Soil Survey Laboratory, Plant Industry Station, Beltsville, Maryland (États-Unis d'Amérique).

D^r J. J. FRIPIAT et D^r M. C. GASTUCHE, Laboratoire des colloïdes des sols tropicaux de l'INEAC, Institut agronomique de l'Université catholique, Louvain-Heverlee (Belgique).

D^r C. SYS, Centrum Voor Bodemkartering, Rozier 6, Gand (Belgique).

D^r J. K. TAYLOR, Chief of Division of Soils, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Private Bag no. 1-6, P. O. Adelaide (Australie-Méridionale).

D^r M. J. MULCAHY, CSIRO, Western Australian Regional Laboratory, Private Bag, P. O. Nedlands (Australie-Occidentale).

D^r R. DUDAL, FAO, via delle Terme di Caracalla, Rome (Italie).

D^r E. V. LOBOVA, Institut Dokouchaïev, Pyjevsky per 7, Moscou (URSS).
Académicien I. P. GUERASSIMOV, Institut de géographie, Académie des sciences de l'URSS, Moscou (URSS).

D^r F. FOURNIER, Bureau interafricain des sols, 57, rue Cuvier, Paris-5^e (France).
M. B. DABIN, Services scientifiques centraux, ORSTOM, Bondy (Seine).

Historique.

Définition et limites du problème

Il y a un peu plus de cent cinquante ans que le terme « latérite » a fait son apparition dans la littérature scientifique. Malgré des vicissitudes diverses ce terme est toujours largement employé. On pourrait donc penser qu'il couvre des faits parfaitement reconnus et définis. Pourtant une étude, même succincte, des mises au point traitant de ce problème montre que sous la brièveté du terme se cachent des objets parfois fort différents. Avant d'amorcer toute tentative d'explication, il apparaît donc nécessaire de dresser une liste exhaustive des faits d'observation qui, au cours de ces cent cinquante dernières années ont pu se réclamer à des titres plus ou moins divers de la dénomination de latérite. Cet inventaire, en permettant de circonscrire le problème, sera une base solide pour toutes recherches ultérieures.

Le mot « latérite » a été suggéré par Buchanan (1807) pour désigner un matériau servant à la construction et exploité dans les régions montagneuses de Malabar (Inde). Ce matériau présente l'aspect d'un dépôt ferruginisé, à morphologie vésiculaire. Il est apparemment non stratifié et se situe à faible profondeur dans les sols. Lorsqu'il est frais, il peut être facilement découpé en blocs réguliers à l'aide d'un instrument tranchant. Exposé à l'air, il durcit rapidement et résiste alors remarquablement aux agents météorologiques. De ces propriétés résulte son emploi fréquent comme matériau de construction, emploi comparable à celui des briques. Dans les dialectes locaux ces formations sont dénommées « terre à brique ». Le nom « latérite » n'est donc que la traduction latine d'une terminologie vernaculaire. Latérite a pour racine *later* qui signifie brique en latin, ceci uniquement par référence à l'utilisation de ces blocs (Prescott et Pendleton, 1952).

La paternité du terme est un peu controversée, Prescott signale cependant que Babington (1821) l'aurait utilisé le premier dans une acception scientifique. Buchanan s'est rapidement rendu compte des inconvénients que présentait l'emploi d'un mot trop spécifique pour désigner des matériaux à caractéristiques analytiques mal connues et, entre 1807 et 1814, il a indifféremment employé les termes « latérite » et « pierre à brique ». En effet, l'originalité de la formation décrite pour la première fois par Buchanan sous le nom de latérite réside dans sa consistance molle lorsqu'il est en place et dans sa facilité à s'indurer rapidement lorsqu'il est exposé à l'air. Or Buchanan note lui-même que des formations à morphologie comparable, observées à Bihar, sont déjà indurées directement dans le sol. Ce n'est que vers la fin de sa vie que Buchanan a limité

l'emploi de « latérite » au seul matériau à consistance molle qui durcit par exposition à l'air.

On voit qu'à l'origine « latérite » se réfère à une certaine morphologie et à une particularité remarquable de la mécanique de ces roches. C'est à ce titre, et bien que très rapidement on ait reconnu qu'il s'agissait d'une formation argileuse ferruginisée, que le mot a eu un rapide succès, d'abord en Inde, puis dans le monde, et ceci bien avant les années 1900.

Newbold (1844, 1846) donne d'excellentes descriptions de ces formations et P. Lake (1890), dans son rapport sur la géologie des régions du sud de Malabar, dresse un inventaire des études déjà fort nombreuses concernant les latérites de l'Inde. A cette période, il faut associer les noms de Babington (1821), Benza (1836), Clark (1838), Wingate (1852), Kelaart (1853), Blanford (1859), Buist (1860), King et Foote (1864), ainsi que Cole (1836), Wynne (1879), Théobald (1873), Voysey (1833), Mallet (1881). (Voir Sivarajasingham *et al.*, 1962.)

Des données fort importantes sont déjà élucidées. La latérite dérive de l'altération de matériaux variés : roches éruptives cristallines, sédiments, dépôts détritiques, cendrées volcaniques, etc. Ce peut être également un dépôt de lac.

Très tôt donc l'origine extrêmement large des latérites est mise en exergue. Elles sont identifiées comme des formations de surface ou de faible profondeur sur la base de caractéristiques physiques. Elles sont reconnues dans de nombreuses régions du globe : en Australie, en Afrique, en Amérique du Sud.

Mais déjà certaines critiques se font jour qui montrent les difficultés d'emploi de la définition. En particulier Blanford (1859) mentionne que dans quelques cas la lithomarge sous-jacente à la latérite peut durcir lorsqu'elle est exposée à l'air. Le problème se complique lorsque Talbott (voir Prescott, 1931) étend, en Australie, l'application du terme à des formations indurées contenant de la silice et du calcaire.

La nécessité d'une définition plus précise s'impose. Bien que la nature ferrugineuse et alumineuse de la latérite ait été suggérée par Mallet (1883), c'est à Bauer (1898) que l'on doit l'établissement des caractéristiques chimiques fondamentales de ce matériau. Étudiant des échantillons provenant des îles Seychelles, il reconnaît que la latérite contient de faibles quantités de silice combinée et de l'aluminium sous une forme hydratée, puis il compare la composition des latérites à celle des bauxites. Peu après Warth et Warth (1903) publient un ensemble de résultats obtenus sur des échantillons provenant de l'Inde. Certaines de ces latérites contiennent de faibles quantités d'alumine mais sont riches en oxydes de fer ; d'autres au contraire contiennent de fortes quantités d'oxyde d'aluminium mais sont relativement pauvres en fer ; et l'on trouve tous les intermédiaires entre ces extrêmes. Diverses analyses d'échantillons provenant d'autres régions tropicales du globe fournissent des résultats similaires (Du Bois, 1903 ; Holland, 1903).

L'utilisation possible des latérites comme minerai d'aluminium, et dans quelques cas de manganèse (Fermor, 1911), attire rapidement l'intérêt des géologues. Il en résulte de nombreux travaux d'analyses portant sur des échantillons présentant ou semblant présenter un certain intérêt minier. A cette période, doivent être associés les noms de Richtofen (1886), Oldham (1893), Van Bemmelen (1904), Chautard et Lemoine (1908a), Arsandeau (1909), Harrison (1910), Lacroix (1913), etc.

L'ensemble de ces travaux tend à préciser la définition des latérites sur des bases chimiques, parfois minéralogiques. Ces essais soulèvent de nombreuses

controverses, en particulier sur la nature et les proportions relatives d'oxydes caractéristiques.

Pour Croor (1909), puis pour Evans (1910), la dénomination de latérite doit être réservée aux seuls produits d'altération contenant de l'alumine libre. Evans écrit en particulier « bien que la composition chimique des latérites varie dans de larges limites, un fait demeure constant : les faibles quantités de silice combinée en regard de l'aluminium présent. C'est par cela que les latérites se distinguent des argiles qui s'observent également dans les produits de décomposition tropicale. » Par contre, d'autres auteurs insistent sur l'importance des oxydes de fer. Pour Neustruev (cité par Lacroix, 1913) une latérite doit contenir plus de 86 % de Fe_2O_3 . Fermor (1911) porte cette limite à 90 %, bien qu'il signale que les constituants des latérites sont les oxydes de fer, d'aluminium, de titane et de manganèse. Mais la présence d'oxyde de fer est obligatoire comme l'avait déjà signalé Holland en 1903.

Toute définition physique des latérites est alors pratiquement abandonnée au profit des définitions chimiques et minéralogiques.

Harrison (1910) l'élargit encore, en y introduisant les matériaux terreux, riches en fer et en alumine qui ne sont pas durcis.

Lacroix (1913) à son tour ne tient compte que des teneurs totales en oxydes hydratés. Il distingue : a) les latérites vraies contenant plus de 90 % d'hydroxydes ; b) les latérites silicatées contenant de 90 à 50 % d'hydroxydes ; c) les argiles latéritiques contenant de 10 à 50 % d'hydroxydes.

Ces latérites sont qualifiées de quartzifères lorsqu'elles contiennent du quartz de néoformation.

Dependant, vers la même époque, les travaux de Walther (1889, 1915, 1916) s'appuient à nouveau sur une définition morphologique. Il précise que le terme latérite a été choisi par référence à la couleur rouge qui est comparable à celle des briques. Latérite signifie qui ressemble aux briques, et il propose d'étendre la définition à toutes les alluvions et éluvions colorées en rouge et, en particulier, aux terres rouges tropicales. Cette nouvelle définition a un grand succès, en particulier auprès des agronomes, d'où une source nouvelle de confusion.

Ce n'est qu'à partir des années 1920 que l'étude des latérites a été abordée sous un angle pédologique. S'appuyant sur des définitions tantôt morphologiques, tantôt physiques, tantôt chimiques, les termes « latérite » et « latéritique » sont utilisés dans des acceptions variées. De nombreux essais sont tentés avec des fortunes diverses pour standardiser l'emploi de ces vocables.

Harrassowitz (1930) rattache les latérites à un profil caractéristique, se développant sous savane tropicale et qui présente de bas en haut quatre niveaux : a) la zone fraîche ; b) une zone d'altération primaire à kaolinite ; c) un horizon latéritique proprement dit ; d) une zone de surface à incrustations et concrétions ferrugineuses.

Pour Erhart (1935) la présence d'un horizon de passage entre roche mère et latérite est obligatoire, mais cette position est controversée.

Van Bemmelen (1904), puis Harrassowitz (1926), enfin Martin et Doyne (1927) introduisent le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Les latérites présentent un rapport inférieur à 1,33. Le fer n'est pas un élément essentiel du milieu latéritique. Ces données, ainsi que le rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ sont repris par Joachim et Kandiah (1941). L'emploi de ces différents rapports obtient un grand succès et est largement exploité (Botelho da Costa, 1954 ; Aubert, 1954 ; Aubert et Duchaufour, 1956 ; Segalen, 1957 ; Camargo et Bennema, 1962 ; etc).

Cependant au cours de ces dernières années la valeur de ces rapports est discutée (Pendleton et Sharasuvana, 1946; G. W. Robinson, 1949; Van der Woort, 1950; Waegemans, 1951 *a, b*), car ils intègrent à la fois des processus d'altération, des néosynthèses, des migrations différentielles et des remaniements mécaniques (Maignien, 1961). C'est une donnée indicative et non absolue.

Pendleton (1936) réagit fortement contre les définitions chimiques pour revenir au concept originel de Buchanan : « Une latérite est un sol qui possède dans son profil un horizon de latérite, c'est-à-dire un horizon induré ou en voie d'induration. » Un sol latéritique est un sol qui possède un horizon de latérite peu exprimé, mais qui se transformera en véritable latérite si les conditions de formation persistent suffisamment longtemps (Pendleton et Sharasuvana, 1946). La latérite est un horizon illuvial (Mohr, 1932; Pendleton, 1936; Prescott et Pendleton, 1952).

Parallèlement à ces discussions, les études à caractères chimiques et agronomiques se multiplient accumulant des résultats parfois contradictoires. A cette période extrêmement féconde il faut associer les noms de Bennet et Allison (1928), Hardy (1931), Senstius (1931), Marbut (1932), sir John Harrison (1933), Fox (1936), Lombard (1937), Baeyens (1938), Scaetta (1938, 1941), Greene (1945), Sherman (1949, 1950), etc.

Le développement des études pédologiques, immédiatement après la deuxième guerre mondiale, multiplie les exemples y englobant aussi bien les latérites au sens de Buchanan que les sols tropicaux à rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ inférieur à 2. Du Preez (1949) en donne une définition très proche de celle de Pendleton, mais minimise l'importance de l'alumine libre. De plus, si cette définition couvre de nombreux aspects morphologiques, elle ne fait pas mention des variétés qui, étant molles en place, durcissent par exposition à l'air. Il s'agit de toutes les formations indurées, riches en sesquioxides. Pour leur part, Mohr et Van Baren (1954) étendent la définition aux produits d'altération directement indurés dans les sols ou s'indurant seulement après mise à nu.

Kellogg (1949) limite le mot « latérite » aux matériaux ferrugineux qui se durcissent après exposition et aux formes fossiles de ces matériaux. Les quatre principales formes reconnues par l'United Soil Survey Staff sont : *a*) les argiles bariolées, molles, qui se transforment irréversiblement en matériaux indurés (*hardpans, crusts*) par exposition à l'air ; *b*) les croûtes ou niveaux indurés cellulaires ou bariolés ; *c*) les concrétions ou nodules en mélange avec des matériaux non consolidés ; *d*) les masses consolidées de concrétions ou de nodules.

Devant la complexité des objets reconnus et des phénomènes mis en cause, des tendances se font jour pour séparer les processus d'altération des processus d'induration qui caractérisent les latérites.

Aubert (1954) indique : « Les deux phénomènes, processus physique de cuirassement et processus physico-chimique de ferrallitisation (latéritisation), sont nettement différents, le premier pouvant jouer sur des matériaux uniquement enrichis en hydroxydes de fer et de manganèse et non d'aluminium. Le processus de latéritisation ou ferrallitisation, qui définit les sols latéritiques, est constitué par un ensemble de phénomènes qui aboutissent à une altération extrêmement poussée de la roche mère du sol et à une individualisation des éléments tels que silice, oxydes, hydroxydes et hydrates métalliques, en particulier de fer, d'alumine, de manganèse, de titane ; ces derniers se maintiennent ou s'ac-

cumulent dans un horizon de surface ou de faible profondeur, la silice étant en partie entraînée à la base du profil. »

Ainsi certaines caractéristiques chimiques des sols latéritiques se retrouvent-elles dans toutes les cuirasses, mais elles peuvent également se retrouver dans d'autres sols qui en diffèrent par leur structure. Inversement, des sols n'ayant pas les caractéristiques chimiques des latérites peuvent présenter des horizons indurés ou des concrétions ferrugineuses ou manganifères (Maignien, 1954).

D'Hoore (1954) et Maignien (1958), étudiant la formation des horizons indurés des sols tropicaux, les rattachent à des migrations différentielles de sesquioxides en relation avec les mouvements de l'eau dans les sols. Si les processus de cuirassement sont favorisés par l'altération latéritique, ils ne sont cependant pas spécifiques de ces milieux.

Il apparaît de plus en plus difficile de donner une définition, ou purement morphologique, ou physique, ou chimique. Le mot latérite couvre des aspects très variés de la pédogénèse tropicale et a une trop grande généralité. Pour Guerassimov (1962) le terme englobe l'ensemble des sols des régions inter-tropicales. Aussi de nombreux chercheurs tendent-ils à en donner une définition génétique et, pour éliminer tout risque de confusion, cherchent-ils à éliminer le terme. Scrivenor (1930), Vine (1949), G. W. Robinson (1949) remplacent « latéritisation » par le mot conotatif « ferrallitisation » et Bothelo da Costa et Adzevedo (1949), qui agrèent dans ce sens, indiquent que « ce terme est très utile, car il se rapporte à des caractéristiques physiques et physico-chimiques des sols, ce qui permet de l'employer à un niveau de généralisation élevé ». L'école pédologique française suit cette voie.

Kellogg (1949) introduit « latosols » pour désigner ces sols et ce nom est encore très largement employé à l'heure actuelle.

En 1958, Sys crée le terme de « kaolisol » pour dénommer les sols intertropicaux présentant les caractéristiques physico-chimiques des latérites. La latérite, au sens de Buchanan, est appelée « plinthite », nom introduit par l'U. S. Department of Agriculture (USDA) (1960). La plinthite est un horizon, riche en sesquioxides, pauvre en humus, avec un mélange d'argiles fortement altérées, de quartz et d'autres diluants qui se distribuent en taches rouges dans un assemblage généralement feuilleté, polygonal ou réticulé. La plinthite se change irréversiblement en niveau induré ou en agrégats irréguliers durcis à la suite de l'alternance d'humectation et de dessiccation; elle est l'ensemble des résidus indurés de taches rouges originellement molles.

En 1960, la 7^e approximation de l'USDA introduit la notion d'oxisols. Ces oxisols groupent les sols appelés ces dernières années latosols, ainsi que la plupart des sols désignés sous le nom de *ground water laterites* et qui anciennement étaient appelés latérites. Ces oxisols sont caractérisés par un horizon diagnostic, l'« horizon oxique ». La présence ou l'absence de plinthite n'est pas caractéristique aux niveaux élevés de la classification. L'horizon oxique présente les propriétés théoriques des latérites et sols latéritiques, propriétés qui demandent à être précisées et complétées. Ces dernières sont reprises et élargies par Sys (1962) qui définit un horizon ferrallitique diagnostic de l'ordre de kaolisols. C'est un horizon de sol tropical, situé entre un horizon A et le niveau de roches altérées et qui présente les caractéristiques suivantes : a) réserves minérales altérables basses ou inexistantes ; b) fraction granulométrique d'argile composée presque exclusivement de kaoli et/ou d'oxydes (la gibbsite est souvent, mais pas nécessairement, présente; parfois présence de quantités importantes

de gels alumino-silicatés) ; c) rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, quelquefois proche mais souvent inférieur à 2 ; d) intensité maximum de couleurs rouges ou jaunes résultant d'une accumulation relative d'oxydes de fer ; e) teneurs maximales en argiles dues principalement à un maximum d'altération et non à une migration.

L'épaisseur de cet horizon peut atteindre 5 à 10 mètres.

Il n'est pas fait appel à la présence d'un horizon induré en place ou après exposition à l'air. Les kaolisols sont définis par des néosynthèses kaolitiques intenses qui sont caractéristiques des climats intertropicaux humides.

En conclusion il apparaît que ce sont les difficultés qu'il y a à relier les objets « latérite » trop largement définis, à des milieux ou des processus spécifiques, qui amènent à abandonner le terme de Buchanan. Actuellement cuirasses ou carapaces (ferrugineuses ou/et alumineuses, parfois manganifères), plinthites, sols ferrallitiques, kaolisols, latosols, oxisols, sont autant de vocables qui remplacent et couvrent ce qui, dans un sens très large, peut être appelé latérite. Cependant le terme « latérite » est encore très largement employé. Il est toujours attaché à des formations rouges, riches en sesquioxydes d'alumine, de fer ou de manganèse, à morphologie variée, mais toujours indurées, acception proche de celle de Buchanan.

Celle-ci est reprise par Alexander et Cady (1962) qui en donnent la définition suivante : « La latérite est un matériau fortement altéré, riche en oxydes secondaires de fer, d'alumine ou des deux ensemble. Elle est à peu près dépourvue de bases et de silicates primaires, mais peut contenir de grandes quantités de quartz et de kaolinite. Ce matériau peut être durci en place ou s'indurer seulement après humidification et dessèchement successifs. »

En résumé, seule l'induration est une caractéristique spécifique de la latérite puisque les autres données peuvent être retrouvées dans d'autres sols ou matériaux argileux.

C'est sur cette même notion d'induration que s'appuie la synthèse de Sivrajasingham (1962) qui reprend par ailleurs les données essentielles de Kellogg et Alexander. Il n'y a aucune restriction à la définition quant aux aspects morphologiques, aux processus pédogénétiques, aux conditions spécifiques de lieu et de temps. Pris dans ce sens le terme comprend les différentes formes signalées par Kellogg. Par contre il ne comprend pas : a) toute matière terreuse riche en sesquioxydes portant l'appellation de latérite ou de sol latéritique et ne durcissant pas après exposition à l'air ; b) les masses ou nodules riches en fer avec des quantités significatives d'humus, caractéristiques des podzols ; c) les masses indurées, cimentées par la silice, les carbonates ou substances autres que les sesquioxydes, quoiqu'on puisse y observer des particules ou des nodules fortement décomposés ; d) certaines grenailles durcies trouvées dans un matériau légèrement décomposé.

Si l'on veut donc traiter de la « latérite » le problème est de préciser s'il faut se limiter aux seules formations indurées dans le sens USDA, ce qui ne correspond d'ailleurs pas exactement au concept de Buchanan, ou se limiter strictement à ce dernier, ou bien encore traiter de toutes les formations, indurées ou non, présentant les caractéristiques chimiques et minéralogiques particulières qui semblent correspondre spécifiquement aux milieux tropicaux.

Personnellement, je pense que la dernière solution est la plus riche d'enseignement. Elle seule peut préciser les différents processus et les différentes conditions qui amènent à la mise en place de ces formations. Partir d'un aspect pure-

ment morphologique, même en précisant les caractéristiques physico-chimiques qui y sont associées, ne permet pas de poser le problème dans son contexte, qui, malgré tout, reste géographique. Les restrictions apportées aux précédentes définitions ne font qu'esquisser les difficultés scientifiques. Par exemple, il est souvent parlé de forte altération, mais de quel type et de quel degré d'altération s'agit-il ? Il me paraît dangereux de considérer un objet, même parfaitement défini, uniquement pour lui-même. En sciences naturelles, les faits d'observation ne peuvent être séparés de leur environnement géographique.

C'est pour tout cela qu'au cours de cette mise au point je traiterai des latérites et non de la latérite. Le problème sera pris dans le sens le plus large, sans s'illusionner sur les difficultés que pose un problème aussi mal défini.

Caractéristiques morphologiques et analytiques des latérites

Afin de faciliter l'exposé, seront traités tout à tour les formations indurées, ou latérites *sensu stricto*, et les sols dits « latéritiques » dans le sens le plus large.

FORMATIONS INDURÉES

Ces formations ont été reconnues sous des formes extrêmement diverses.

Newbold (1844) donne la description suivante (d'après Prescott et Pendleton, 1952) : « La latérite de Bidar est, de manière générale, une roche poreuse, pourpre ou rouge brique, passant au brun rougeâtre, perforée par de nombreuses cavités tubulaires, sinueuses et tortueuses, vides ou remplies ou partiellement remplies d'une argile blanc grisâtre, passant à une poussière ocrée, rougeâtre ou marron jaunâtre ; ou d'une terre à aspect de lithomarge de couleur violacée. Les parois des cavités sont habituellement ferrugineuses et souvent de couleur marron foncé ou chocolat ; bien que généralement leur épaisseur ne dépasse pas une ou deux lignes, la structure lamellaire se détecte fréquemment à l'œil nu... L'intérieur des cavités présente généralement une surface lisse et polie, quelquefois faiblement mamelonnée et stalactiforme. Les variétés les plus indurées ont les couleurs les plus sombres et sont les plus ferrugineuses. Les masses de surface des variétés les plus tendres ont une apparence bariolée. L'argile et la lithomarge présentent des taches de couleurs vives : jaune, violet et blanc strié de rouge, de pourpre ou de marron. Cette roche est si tendre qu'on peut la couper avec une pelle ; comme la latérite de Malabar, elle durcit lorsqu'elle est exposée au soleil et à l'air. » La longueur de cette description signale l'extrême hétérogénéité du matériau.

Pour Pendleton et Sharasuvana (1946), il y a deux formes physiques distinctes : des formes vésiculaires et des formes pisolithiques avec tous les intermédiaires possibles.

Du Preez (1949) définit la latérite comme « une masse vésiculaire, ou concrétionnée, ou vermiculaire, ou pisolithique, ou plus ou moins massive, se composant essentiellement d'oxyde de fer avec ou sans quartz clastique, et contenant de faibles quantités d'aluminium et de manganèse. Elle est de dureté variable mais généralement se casse et se façonne facilement au marteau ».

Il serait très facile de multiplier les descriptions. Elles ne feraient que confirmer l'extrême diversité de ces formations : ou essentiellement ferrugineuses,

ou alumineuses, ou argileuses, parfois truffées de quartz clastique ou de néoformation. Elles peuvent également être manganifères et très souvent ne pas contenir de silice cristallisée. Cependant à travers l'extrême hétérogénéité de ces matériaux, se dégagent certaines caractéristiques spécifiques.

CARACTÉRISTIQUES MORPHOLOGIQUES ET PHYSIQUES

Induration

Toutes les descriptions et définitions font mention d'une induration en place ou acquise après exposition à l'air. L'étude des échantillons montre que tous les degrés d'induration sont observables depuis des produits presque meubles à peine cohérents, jusqu'aux blocs les plus durs qui se cassent difficilement au marteau. L'appréciation de l'induration est empirique, car aucune caractéristique liée à la mécanique du matériau ne peut être chiffrée. On considère généralement qu'il y a induration quand le milieu a une consistance dure et fragile qui se conserve avec l'humidité. On peut distinguer plusieurs degrés d'induration suivant que le matériau se casse ou non facilement à la main, se coupe ou non à la bêche, éclate ou non sous le choc du marteau (Maignien, 1958).

L'induration des échantillons dépend de plusieurs facteurs :

1. De la composition et du degré de cristallisation des composants : plus les teneurs en sesquioxydes sont élevées, plus l'induration est forte; la dureté croît avec les teneurs en fer; les latérites les plus dures sont aussi les moins hydratées.
2. De l'assemblage des différents constituants : les cuirasses à assemblage compact sont plus indurées que les cuirasses à assemblage lâche; les matériaux de composition homogène sont plus durs que ceux à composants ségrégués; la présence de corps étrangers diminue la résistance de l'ensemble.
3. Du degré de vieillissement : pour un même type de latérite, les plus âgées sont souvent les plus dures que les formations récentes.

Structure

La structure des latérites est extrêmement variée. Les modes d'assemblage peuvent se réduire à trois : a) les éléments indurés forment un squelette cohérent et continu; b) les éléments indurés sont des concrétions ou des nodules libres au milieu d'un matériau terreux; c) les éléments indurés cimentent des matériaux préexistants.

Ces types d'assemblage présentent cependant une grande variabilité, corrélative de la forme et de la grosseur des éléments qui entrent en jeu, ainsi que des différents degrés d'induration.

On peut distinguer les formes suivantes :

1. Des structures homogènes ou continues. Il s'agit de roches dont les composants originels ont été épigénéisés par des sesquioxydes de fer ou d'alumine, parfois même par du manganèse.
2. Des structures hétérogènes ou discontinues, les plus communes. Elles se divisent en : a) structures de roches meubles, généralement graveleuses; c'est le cas fréquent des horizons concrétionnés ou gravillonnaires; b) structures de roches cohérentes à aspects variés (conglomératiques, poudingiformes, vacuolaires, scoraciés ou spongieux).
3. Des structures ordonnées (lamellaires, pisolithiques et oolithiques).

Alexander et Cady (1962) donnent des détails fort instructifs quant à la disposition des éléments de la microstructure des latérites. L'examen au microscope montre que, sous des assemblages extrêmement variés, certaines microstructures sont communes à de nombreux échantillons. L'étude des lames minces laisse apparaître des corpuscules sphéroïdaux ou légèrement allongés qui sont noyés dans une masse de particules plus fines encore. Cette masse peut être dense ou spongieuse. Les éléments arrondis constituent des entités étroitement soudées. Ils peuvent être espacés ou fortement assemblés. Leurs limites extérieures varient suivant les spécimens : lisses, elles sont bien définies ; irrégulières, elles sont beaucoup moins tranchées. La masse peut présenter un aspect homogène, sans individualisation d'aucune sorte, ou, au contraire l'aspect d'un matériau orienté (rectangulé, craticulé ou réticulé). Les matériaux orientés recouvrent les pores ou forment une fine cuticule sur les nodules. Il peut s'agir de pseudomorphoses de minerais primaires parfois reconnaissables. La structure rocheuse peut être conservée. Mais elle peut aussi être totalement absente. On observe parfois des particules de quartz et sur certains échantillons des minéraux décomposables qui ont été protégés par une pellicule de matériaux décomposés.

Couleur

La couleur des latérites est variée, mais généralement d'intensité vive. Les teintes les plus courantes sont : rose, ocre, rouge, brun. Cependant certaines formations présentent des taches et des trames violettes, d'autres des marbrures verdâtres. Un même échantillon peut présenter toute une gamme de couleurs passant plus ou moins sensiblement de l'une à l'autre, suivant des dessins et des formes variés.

La pigmentation des latérites est due aux oxydes de fer plus ou moins hydratés et parfois aussi au manganèse. A l'exception des colorations extrêmes qui répondent à l'hématite rouge lorsqu'il s'agit de 7,5 YR du code de Munsell et à la goethite ou lépidocrocite jaune qui répond à la coloration 2,5 YR, il ne semble pas exister de relations entre la coloration et l'indice d'hydratation (Waegemans et Henry, 1954). En milieu réducteur les composés du fer donnent une coloration gris-noir et le manganèse une couleur noire à aspect velouté. En milieu oxydant, le fer donne une couleur ocre, rouge ou noire, le manganèse une couleur violette. L'alumine à l'état pur est de couleur blanche. Mais dans les niveaux indurés elle est souvent en mélange avec le fer pour donner des teintes roses caractéristiques. La silice, ordinairement blanchâtre, et généralement imprégnée d'hydroxydes de fer, peut donner une couleur rouge ou rouille. Les kaolinites fixent le fer sur leur surface et prennent une couleur rouge franc (7,5 YR - 10 R). En bref, c'est le mélange de ces corps, différemment colorés, qui donne la coloration extrêmement variée des latérites.

L'appréciation des couleurs ne donne qu'une idée grossière de leur composition. Elle permet cependant d'apprécier le degré d'évolution et le milieu de formation : les cuirasses ferrugineuses rouges ou ocres dans leurs stades juvéniles deviennent plus foncées en vieillissant. Elles sont alors brunes, parfois presque noires. Au contraire les cuirasses alumineuses deviennent plus claires avec le temps.

A un autre point de vue, en milieu mal drainé, les cuirasses ferrugineuses sont plus foncées (brunes) qu'en milieu oxydant (rouges).

Densité

La densité réelle qui varie dans d'assez larges proportions (2,5 à 3,6) dépend de la composition chimique. Elle augmente avec les teneurs en fer et diminue avec les teneurs en alumine. Les formes oxydées sont plus denses que les formes hydratées.

La comparaison de la densité apparente des latérites est instructive à plusieurs points de vue : elle permet d'apprécier l'intensité de lessivage de certains matériaux et de déterminer l'ordre de grandeur des surfaces actives. Ainsi la densité apparente est toujours plus élevée dans les horizons de surface des latérites qu'en profondeur. Les cuirasses anciennes sont plus denses que les cuirasses récentes. Plus la structure est lâche, plus la densité est faible pour une même composition. Les formations cimentées sont plus denses que celles à structures scoriacées et celles-ci plus denses que celles à structures alvéolaires (Maignien, 1958).

CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES

Les latérites se caractérisent par des teneurs élevées en sesquioxydes de fer et/ou d'alumine par rapport aux autres composants.

Ces composants essentiels sont en mélange suivant des proportions variées. Dans certaines latérites les teneurs en Fe_2O_3 peuvent dépasser 80 %, alors que les teneurs en Al_2O_3 sont très faibles (quelques pour cent); dans d'autres, au contraire les teneurs en alumine peuvent atteindre 60 % pour quelques pour cent de Fe_2O_3 .

Dans la majorité des cas les bases alcalines et alcalino-terreuses manquent presque totalement. Mais ce critère n'est pas absolu. En particulier, certaines cuirasses ferrugineuses formées dans des alluvions, ou certains horizons concrétionnés se développant dans des sols dits « ferrugineux tropicaux », peuvent en contenir en quantité appréciable.

Les teneurs en silice combinée sont faibles dans les latérites riches en sesquioxydes, mais de nombreuses variétés, telle que la latérite de Buchanan, peuvent en contenir des quantités appréciables. En Guinée (Maignien, 1958), certaines cuirasses et gravillons indurés ont des teneurs en silice combinée qui s'élèvent à plus de 20 %.

Cette silice combinée se trouve essentiellement sous forme de kaolinite, argile caractéristique de la plupart des formations tropicales. En partant de cette constatation, D'Hoore (1954) calcule théoriquement les teneurs en Al_2O_3 libre à partir des teneurs en silice combinée en s'appuyant sur la formule Al_2O_3 libre = Al_2O_3 total — SiO_2 silicate $\times 0,849$, l'application de cette formule amenant à constater que l'alumine se rencontre dans les latérites type Buchanan surtout sous forme combinée.

Si l'alumine constitue parfois le principal composant, ce sont les sesquioxydes de fer qui sont les plus communs et les plus fréquents.

Certaines latérites contiennent des quantités parfois appréciables de manganèse et peuvent être exploitées comme minerai (Côte-d'Ivoire, Gabon). Il en est de même pour le titane, fréquemment reconnu, et, à un degré moindre, pour le vanadium et le chrome.

L'eau combinée, déterminée par la perte en feu, se trouve toujours en quantités appréciables (10 à 30 %). Elle est plus élevée dans les latérites alumineuses que ferrugineuses.

Si le quartz est parfois absent ou en faible quantité, il est plus généralement un composant significatif. Il s'agit surtout de quartz résiduel, en particulier sur les formations dérivées des roches éruptives acides. Mais il est fréquent aussi de rencontrer du quartz dans des latérites formées à partir de roches non quartzieuses. Il s'agit de quartz apporté par ruissellement ou par des vents, parfois aussi de quartz de néoformation (de Chetelat, 1938; Decraene, 1954) ou de phytolithes (D'Hoore, 1954; Delvigne, 1963).

Warth et Warth (1903) signalent que des échantillons originaires de l'Inde contiennent en moyenne plus de 20 % de quartz.

La comparaison de ces différentes données permettent d'explicitier certaines relations entre les composants : a) il y a une relation directe entre les quantités d'eau combinée et les teneurs en alumine (cette relation n'existe pas avec le fer); b) le quartz est toujours en faible quantité dans les latérites alumineuses; c) les cuirasses riches en quartz sont surtout ferrugineuses.

Il ne semble pas y avoir de rapport bien défini entre les quantités relatives en silice, en fer et en alumine et le degré d'induration. A quantité égale de fer, on peut observer différents degrés d'induration, depuis les formes les plus meubles jusqu'aux plus dures. Cependant, pour des cuirasses à induration comparable, les teneurs en Fe_2O_3 sont le plus souvent inversement proportionnelles aux teneurs en insoluble.

A côté des constituants principaux des horizons indurés, se trouvent des produits secondaires qui contribuent à la morphologie et à la composition des cuirasses. Ce sont des débris de roches ou des minéraux plus ou moins altérés qui apparaissent comme figés au milieu de la masse indurée. Parfois ces débris sont d'anciens blocs de cuirasses partiellement démantelées. Il peut s'agir aussi de roches en place qui ont été imprégnées de sesquioxides. Tous les mélanges sont observables. Si ces composants ne contribuent pas d'une façon essentielle à la genèse de ces formations, leur étude apporte, par contre, de nombreux enseignements quant à l'histoire de la latérite. Elle permet en particulier de préciser les relations avec les formations sous-jacentes ou sus-jacentes.

Plusieurs essais ont été tentés pour classer les latérites d'après leur composition chimique (Fermor, 1911; Lacroix, 1913; de Chetelat, 1938), mais Fox (1936) a montré l'insuffisance de telles classifications. Elles n'ont de valeur que pour les formations d'intérêt minier. Elles ne permettent pas de séparer les formations indurées des formations plus meubles.

Nous n'avons pour l'instant traité que de la composition chimique d'échantillons globaux et n'avons fait aucune distinction entre les parties ségréguées. Castagnol et Shan-Gia-Tu (1940) étudient les variations de composition chimique de la « latérite » en fonction de ses variations de texture et de couleur. Les parties les plus indurées de couleur brune sont riches en fer; les parties terreuses grises, riches en argiles; les parties blanchâtres, riches en alumine. Dans les cuirasses pisolithiques ou nodulaires, les noyaux ont, soit une composition comparable à celle de la masse qui les lie, soit une composition différente montrant en particulier moins de silice combinée et plus d'oxydes ferriques. Prescott et Pendleton (1952) étaient d'avis que les nodules contenaient moins d'alumine libre

que les formes massives et que leurs teneurs en manganèse étaient plus faibles. Segalen (1957) constate à Madagascar, en comparant la composition des concrétions de celle du sol qui les entoure, que l'on peut distinguer trois modes de concrétionnement : a) durcissement d'un matériau préexistant avec apport modéré de fer, mais avec dépôt appréciable de silice ; b) durcissement accompagné d'apport d'oxydes de fer important avec peu ou pas de dépôt de silice ; c) durcissement accompagné d'apport d'oxyde de fer et départ important de silice.

Alexander, Cady *et al.* (1956), travaillant sur des échantillons d'Afrique, indiquent que les nodules étudiés présentent une teneur élevée en sesquioxides et faible en silice. Ils tiennent compte à la fois du fer et de l'alumine. Pour ma part, j'ai été amené à étudier des cuirasses pisolithiques (Kindia, Guinée) dans lesquelles les pisolithes étaient composées indifféremment d'alumine pure ou d'oxydes de fer. Mais de nombreuses concrétions peuvent contenir aussi de la silice libre et de la silice combinée en quantité appréciable (Joachim et Kandiah, 1941 ; Waegemans, 1954).

Les données exposées illustrent l'étendue des variations de la composition des concrétions, nodules et cuirasses, comme ceci avait été indiqué par Bennett et Allison (1928).

CARACTÉRISTIQUES MINÉRALOGIQUES

Les analyses chimiques sont beaucoup trop brutales pour révéler la composition, la nature et l'origine des latérites (Campbell, 1917). Des latérites présentant les mêmes propriétés physiques peuvent fortement différer quant à leur composition chimique et, inversement, des latérites présentant une composition chimique comparable peuvent posséder des propriétés physiques très différentes.

Aussi de nombreux chercheurs ont-ils tenté de compléter les déterminations chimiques par des études minéralogiques. Harrison (1910), Lacroix (1913) étudient des lames minces sous microscope polarisant. Les études de Hardy (1931) portent sur l'absorption de colorants. A partir de 1945, les méthodes d'analyses thermiques différentielles, de thermobalance, l'étude des diagrammes de rayons X se multiplient et précisent la composition minéralogique des latérites. A ces études sont attachés plus particulièrement les noms de Humbert (1948), van der Merw (1951), Fripiat (Fripiat *et al.*, 1954), Segalen (1957), Alexander (Alexander *et al.*, 1956), Bonifas (1959), Paquet, Millot et Maignien (1961), Précot, Gastuche, Delvigne, Vielvoye et Fripiat (Précot *et al.*, 1962).

Les données actuellement recueillies permettent de classer les produits constitutifs des latérites en éléments principaux qui ont un rôle essentiel dans la formation des horizons indurés et en éléments secondaires indifférents au processus lui-même. Les premiers sont représentés par des oxydes et hydroxydes d'aluminium, de fer, parfois de manganèse et de titane, par de la silice et fréquemment aussi par des argiles. Les seconds constituent les éléments texturaux des sols en place, produits résiduels ou clastiques.

L'alumine libre se présente sous plusieurs formes dont la plus fréquente est la gibbsite : γ Al(OH)₃. La boehmite, monohydrate de formule γ AlO(OH) est moins souvent reconnue. Ceci résulte probablement des difficultés de reconnaissance. Les cristaux de boehmite sont très petits et il est impossible de les examiner par des méthodes optiques. Le diaspre γ AlO(OH) se présente en

lamelles ou en sections ovales. Il est assez rare dans les latérites. Il a été signalé en Guinée portugaise (de Weisse, 1952). Le corindon α Al_2O_3 se rencontre uniquement dans les latérites cuites par des verres éruptifs. Des formes amorphes ont été reconnues sous des noms divers, en particulier cliachite (Hanlon, 1945). Ces produits sont improprement appelés alumogels (Lacroix, 1913). En fait il s'agit d'agrégats cryptocristallins en assemblages désordonnés, ce qui donne à l'examen optique l'apparence de l'isotropie. Ils apparaissent plus ou moins mélangés à des hydroxydes de fer. Les teintes vont du blanc-gris au rouge-brun. On peut leur attribuer la formule $\text{Al}_2\text{O}_3, n\text{H}_2\text{O}$ (n variant de 1,54 à 1,51). L'examen aux rayons X de ces pâtes fait souvent apparaître la présence de boehmite, parfois de gibbsite. Il peut s'agir aussi d'allophane.

Le fer se trouve dans les cuirasses sous des formes également variées dont les plus fréquentes sont la goethite α $\text{Fe}_2\text{O}(\text{OH})$ et l'hématite Fe_2O_3 . Bonifas (1959) signale sur dunite en Guinée de la maghemite ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$). A côté de ces minéraux dérivant de l'évolution des latérites s'observent des oxydes de fer résiduels tels que la magnétite ($\gamma\text{Fe}_3\text{O}_4$) et l'ilménite (FeTiO_2). Comme pour l'alumine on trouve également des oxydes de fer d'apparence amorphe, difficiles à déterminer. Ce sont le plus souvent des agrégats cryptocristallins de goethite qui retiennent de l'eau en quantité variable en donnant des produits rouges de formule $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{H}_2\text{O}$ (limonite).

L'examen en plaque mince permet parfois de déceler la présence de titane sous forme de rutile, d'anatase ou d'ilménite. Ce sont des formes résiduelles (de Chetelat, 1931); sous forme d'hydrate, il est aussi reconnu, mais les formes minéralogiques ne sont pas déterminées. Il en est de même pour le manganèse qui se concentre facilement en concrétions et donne des revêtements minces de bioxyde de manganèse de couleur noir violacé.

La silice est souvent héritée d'un matériau originel. Elle se présente le plus souvent sous forme de quartz. La présence de quartz secondaire a été signalée (Harrison, 1933), mais son importance est controversée. Des calcédoines et des opales ont également été observées ainsi que de la silice colloïdale. La silice libre se rencontre souvent aussi sous forme de phytolithes (D'Hoore, 1954).

La silice combinée est fréquente dans les latérites sous forme d'argiles. Il s'agit surtout de kaolinite (OH_4) $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, ou d'argiles du même groupe telles les halloysites. Ces dernières se trouvent sous forme pulvérulente et sont ordinairement associées à de la kaolinite plus ou moins cristallisée.

Bien que de nombreux auteurs nient la présence d'illites en quantité significative, ces dernières sont reconnues fréquemment dans les latérites d'Afrique. On les trouve comme produits hérités de la roche mère, comme produits de contamination ou comme une étape d'altération, ce qui explique que ces minéraux s'observent généralement dans les latérites jeunes ou dans celles formées près des horizons d'altération (Maignien, 1958; Gastuche et Fripiat, 1962). Des traces de vermiculite sont parfois signalées.

La répartition et la forme des composants des latérites ont été étudiées en détail par Alexander (Alexander *et al.*, 1956, Alexander et Cady, 1962). Ils ont montré que la masse finement divisée n'est généralement pas orientée et par suite difficilement identifiable par les méthodes pétrographiques. Cependant, il peut arriver que les parties identifiables couvrent presque tout le matériau. Ainsi des grains et des grandes plaques d'agrégats allant de la kaolinite légèrement teintée d'oxydes de fer et aboutissant à de la goethite ou de l'hématite presque pure, en passant par de la kaolinite fortement imprégnée de fer, peu-

vent être identifiés. La variation de la densité optique dans la masse est conditionnée par le degré d'imprégnation par le fer. De plus il semble que l'induration de la masse soit en rapport avec le degré de cristallisation et la continuité de la phase cristalline de fer qui l'imprègne, fer qui se présente le plus souvent sous forme de goethite. Des corpuscules sphériques ressemblant à des nodules en voie de formation par enrichissement centripète (Bryan, 1939) ont un degré d'imprégnation ferrugineuse plus élevé que celui de la masse dans laquelle ils sont noyés. Certains présentent des pellicules de goethite cristalline sur leur surface ou à l'intérieur des films concentriques. D'autres corps arrondis, noyés dans la masse, ont la forme de concrétions ou de pisolithes composées de gibbsite, boehmite, goethite ou hématite. Des matériaux orientés ont la forme d'un réseau craticulaire composé principalement de goethite ou d'hématite. Des pseudomorphoses de gibbsite après feldspaths, de goethite après amphiboles et pyroxènes, sont fréquentes. Elles conservent la structure des minéraux et des roches qui leur ont donné naissance. Ces pseudomorphoses semblent plus fréquentes dans les latérites récentes. Les formes concrétionnées et pisolithiques sont par contre observées surtout dans les variétés les plus anciennes (Alexander *et al.*, 1956).

La gibbsite et la boehmite remplissent fréquemment les fissures et les pores de la masse et des nodules. Ces fissures et ces pores peuvent également être recouverts d'un revêtement orienté, kaolinitique, plus ou moins imprégné de fer et, parfois même, de goethite orientée. Dans les faciès les plus indurés l'hématite qui couvre les pores prend un aspect rubanné.

Les latérites dérivant des matériaux quartzeux montrent des grains de quartz répartis au hasard à travers la masse et les produits concrétionnés. Du quartz, apparemment d'origine extérieure, s'observe dans les latérites formées sur roches non quartzieuses (Alexander et Cady, 1962). Millot et Bonifas (1955) ont observé du quartz de néoformation apparaissant à la suite de l'altération de feldspaths.

SITUATION DES FORMATIONS INDURÉES DANS LES SOLS

Les latérites indurées s'observent le plus souvent à la surface du sol, surtout en régions tropicales où elles constituent de grandes étendues herbeuses au milieu des peuplements arborés. En Afrique noire, et particulièrement en Guinée, ces clairières sont appelées *bowal* (Aubreville, 1947). Mais l'étude des profils montre que les latérites indurées se trouvent également dans les sols, en couches plus ou moins épaisses, à des profondeurs variées. Elles sont également observées dans certains sédiments à des profondeurs parfois considérables, souvent en strates successives.

Prescott et Pendleton (1952) signalent que la profondeur moyenne des latérites à Ceylan est d'environ 0,60 mètre, et qu'en Thaïlande la profondeur varie de quelques centimètres à 1,80 mètre. Au Queensland, Humbert (1948) signale des latérites à 1,80 mètre de profondeur. En Afrique noire, les niveaux cuirassés s'observent à des profondeurs variant de quelques centimètres à parfois plus de 6 mètres (Maignien, 1958). Les géologues signalent des niveaux latéritiques à des profondeurs plus considérables. En particulier, dans les formations sablo-argileuses du continental terminal miopliocène, on observe des niveaux cuirassés à plusieurs dizaines de mètres de profondeur. En Casamance (Sénégal) des niveaux de grenailles latéritiques se situent entre 27 à 29 mètres et 11 à 15 mètres (J. Dubois, 1949 ; R. Fauck, 1955).

De telles observations sont nombreuses dans la littérature. D'une façon générale on peut affirmer que les niveaux indurés actuels se situent en moyenne entre quelques centimètres et moins de 10 mètres. Entre ces deux extrêmes, les valeurs les plus courantes se situent entre 1 et 2 mètres pour les cuirasses continues, 0,50 et 2 mètres pour les formations concrétionnées.

Il est couramment admis que les latérites de surface ont été mises à l'effleurement à la suite du décapage des horizons meubles qui les surmontaient.

Ces formations cuirassées ou concrétionnées ont des épaisseurs variées qui, de quelques centimètres, peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres. Oldham (1893) signale des latérites de 60 mètres d'épaisseur. Les cuirasses les plus épaisses se situent généralement près des décrochements du relief. En Afrique noire, en de telles positions, l'épaisseur des cuirasses dépasse 10 mètres. Cependant des études plus poussées (Maignien, 1958) montrent que, pour une même formation indurée, les épaisseurs les plus faibles se situent au centre des plateaux et les épaisseurs les plus importantes en bordure de ces derniers. Les cuirasses présentent, en coupe, la forme d'un biseau. En règle générale, les cuirasses anciennes sont toujours plus épaisses que les cuirasses récentes.

Le passage entre les niveaux cuirassés ou concrétionnés et les formations plus meubles, sus-jacentes ou sous-jacentes, présente des aspects variés. Ce passage peut être brutal ou progressif. Nye (1954, 1955) indique que la latérite qu'on observe en profondeur se présente d'abord sous forme de nodules séparés dans une masse terreuse. Ces nodules s'accroissent à une certaine profondeur au-dessous de laquelle ils diminuent sans jamais se prendre en masse. Par contre, Joachim et Kandiah (1941) décrivent des profils où les nodules passent à une masse soit pisolithique, soit nodulaire, cimentée. Mais le passage peut également se réaliser sur quelques centimètres, en particulier dans le cas des cuirasses dites de nappe.

D'une façon générale, il apparaît que le passage est toujours plus marqué avec les horizons supérieurs qu'avec les horizons inférieurs. Avec les horizons sus-jacents le passage suit approximativement la forme du modelé. En profondeur le passage prend des formes très ondulées, parfois discontinues, qui correspondent à des transitions progressives, fréquemment nodulaires.

Les liaisons entre niveaux indurés ou concrétionnés et niveaux sus-jacents ou sous-jacents n'apparaissent pas toujours évidentes. Dans certains cas les cuirasses correspondent à des horizons illuvionnés de sesquioxydes, en relations étroites avec les horizons de surface (Marbut, 1932; Pendleton, 1936; Mohr, 1944; Mohr et Van Baren, 1954; Maignien, 1962). Mais il n'y a parfois aucune relation, ou alors des rapports génétiques peu marqués, entre ces niveaux, soit que les horizons sus-jacents sont rapportés ou remaniés, soit, plus souvent encore, parce que les sesquioxydes qui cimentent certains horizons de sols autochtones ont une origine extérieure aux profils (D'Hoore, 1954; Maignien, 1958; Mulcahy, 1960; Alexander et Cady, 1962).

Les relations entre formations indurées et niveaux sous-jacents sont aussi très variées. Parfois aucun lien n'apparaît, parfois, au contraire, existent des liens extrêmement étroits. Dans ce dernier cas la composition chimique et minéralogique est approximativement constante entre les deux formations. Les seules différences portent sur l'induration. Des cuirasses peuvent reposer directement sur des roches en place (Holland, 1903) sans notion de continuité.

En résumé, aucune règle générale et précise ne peut être avancée quant aux caractéristiques de profondeur, d'épaisseur des formations latéritiques et quant

aux relations qui les relient aux niveaux indurés. Ces aspects variés ne peuvent s'expliquer que par des mécanismes de mise en place différents.

Les formations indurées latéritiques se caractérisent par la prédominance d'hydrate d'alumine (gibbsite et boehmite), de sesquioxydes de fer (goethite et hématite) en mélange variable avec des kaolinites plus ou moins cristallisées, le tout plus ou moins contaminé par des produits résiduels ou clastiques dont le plus important est le quartz.

Voici la répartition des principaux constituants dans 15 échantillons de cuirasses (Schaufelberger, 1953) : kaolinite, 15 ; gibbsite, 6 ; boehmite, 2 ; diaspore, 1 ; goethite, 12 ; hydroxydes de fer non déterminé, 3 ; minéraux phylliteux, 5.

TABLEAU 1. Caractéristiques des latérites alumineuses et ferrugineuses (Maignien, 1958).

| | Latérites alumineuses | Latérites ferrugineuses |
|----------------------------|--|---|
| Site | Modelés anciens | Surtout modelés inférieurs |
| Induration | Faible à moyenne | Moyenne à forte et même très forte |
| Couleur | Blanc rosé à rouge | Rouille à brun foncé |
| Densité | Faible | Élevée |
| Structure | Essentiellement scoriacée | Très variée : pisolithique, alvéolaire, feuilletée, etc. |
| Composition chimique | Fortement hydratée ≥ 20 %, peu d'insolubles | Faiblement hydratée : 10 % ; beaucoup d'insolubles |
| Constitution minéralogique | Gibbsite surtout ; boehmite ; goethite ; peu de kaolinite Pas ou peu de quartz et alors, clastique | Kaolinite et goethite surtout ; hématite variable ; gibbsite variable, souvent absente Quartz, souvent important résiduel ou clastique ; minéraux phylliteux variables |

SOLS « LATÉRITIQUES »

PROFILS CARACTÉRISTIQUES (fig. 1 et 2)

Existe-t-il un profil caractéristique des sols « latéritiques » ? Harrassowitz (1930) répond par l'affirmative.

Cette opinion est reprise par de nombreux auteurs et, en particulier, par Erhart (1935) qui insiste sur la constance d'un horizon de passage en roche mère et niveau cuirassé, celui-ci découlant de celui-là.

Mohr (1932), puis Pendleton (1936), réagissent contre cette interprétation et affirment que les horizons concrétionnés et cuirassés sont des formations illuviales, résultant du lessivage des horizons supérieurs des sols. Ces données sont reprises par D'Hoore (1954), puis par Maignien (1958), qui insistent sur l'importance du mouvement des composants dans et entre les sols pour expliquer la mise en place des niveaux indurés.

Si les sols « latéritiques » se caractérisent par la présence, dans l'un au moins de leurs horizons, de formations concrétionnées ou cuirassées riches en sesquioxydes, l'éventail est largement ouvert. Aux sols rouges et jaunes des tropiques

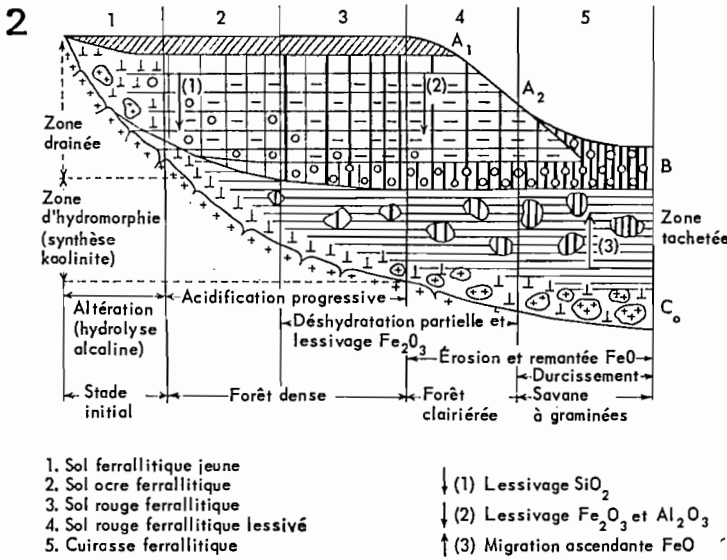
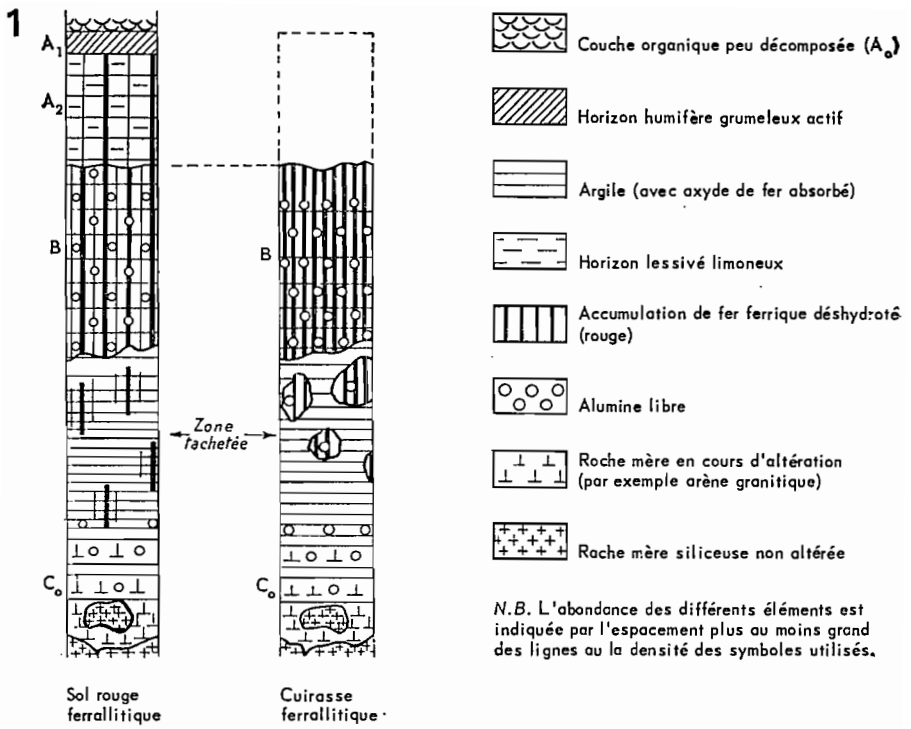


FIG. 1. Sols ferrallitiques. (D'après Duchaufour, 1960, p. 305.)

FIG. 2. Évolution des sols ferrallitiques. (D'après Mohr et Van Baren, complété et modifié par Duchaufour, 1960, p. 308.)

humides, il faut adjoindre les sols ferrugineux tropicaux à concrétions et cuirasses ferrugineuses, qui présentent des caractéristiques morphologiques et analytiques différentes des premiers (Maignien, 1962), ainsi que les sols à cuirasse de nappe. Mais la présence d'un horizon concrétionné ou cuirassé est-il indispensable pour caractériser de tels sols? Walther (1889, 1915, 1916) a le premier mis en doute cette assertion en groupant dans les latérites toutes les terres rouges tropicales. En effet, certains horizons de ces sols possèdent des caractéristiques chimiques et minéralogiques comparables à celles d'horizons concrétionnés ou cuirassés, l'induration mise à part. En particulier le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est inférieur à 2; la capacité de saturation du complexe absorbant est très basse; les réserves minérales sont inexistantes. Cette application a été et continue à être largement suivie.

L'origine tropicale des latérites étant précisée, les auteurs russes, repris par Guérassimov (1962), étendent le terme à l'ensemble des sols tropicaux et même aux sols des régions subtropicales semi-humides (krasnozems et jeltozems latéritiques), très profondément altérés, de couleur rouge ou jaune.

Le problème des limites devient donc toujours plus ardu. Cependant, depuis une vingtaine d'années, de nombreuses études pédologiques tendent à donner moins d'importance aux horizons concrétionnés ou cuirassés pour caractériser les sols « latéritiques ». Afin d'éviter toute confusion, une nouvelle terminologie se développe : sols allitiques, sols ferrallitiques (Robinson, 1949), latosols (Kelllogg, 1949), kaolisols (Sys, 1960), oxisols (7^e approximation, USDA, 1960). Malheureusement ces termes ne sont pas tous entièrement équivalents et couvrent à leurs limites des sols parfois assez différents, les définitions étant plus ou moins restrictives. Cependant le concept général est assez bien reconnu.

De nombreux profils de « latérite » ont été décrits dans différentes parties du monde. Mais souvent ces descriptions ne font mention que de la partie supérieure des profils. Il est alors difficile d'étudier les relations entre les différents horizons d'autant que des relations très importantes jouent entre les profils voisins.

Il est impossible de traiter tous les cas observés. Pour la clarté de l'exposé, je me limiterai volontairement à quelques profils de sols africains qui me semblent présenter des caractéristiques spécifiques (voir fig. 3).

1. Sol latéritique sur granite (d'après G. Aubert, 1954)

Forêt de Dakpadou; ouest de la basse Côte-d'Ivoire, 50 km au nord de Sassandra; forêt ombrophile peu dégradée.

Climat subéquatorial; saison sèche peu marquée; pluviométrie 1 700 mm/an; température moyenne 27 °C.

Topographie faiblement ondulée; coupe au sommet d'un petit plateau.

Roche mère : granites syntectoniques, riches en minéraux ferromagnésiens.

0 cm. Lit de feuilles, brindilles et branchages en voie de décomposition et paraissant comme posé sur le sol.

0-110 cm. Horizon gris-brun, un peu humifère jusqu'à 35 cm, puis beige; finement sablograveleux; riche, surtout dans les 40 à 50 premiers centimètres, en concrétions ferrugineuses très dures, arrondies, très foncées; à partir de 80 cm environ, l'horizon devient plus compact, les concrétions moins dures et de teinte rouge brique.

110-175 cm. Passage assez brusque à un horizon durci, mais qui se brise à la main; bandes brunes à rouges plus ou moins foncées, s'anastomosant en délimitant des cavités occupées par un matériau terreux ocre à beige.

175-650 cm. Horizon non durci, plus compact à la base; rouge brique avec des taches bien délimitées, beiges, ocre ou grises; encore quelques noyaux durcis, surtout vers le haut; la masse est tout entière traversée par des canalicules. Les grains de quartz sont moins pulvérisés dans les horizons supérieurs.

650-840 cm. Passage progressif à une argile tachetée; les taches sont mal délimitées, de couleur plus claires, beiges ou grises; grains de quartz plus nombreux; à la base, quelques éléments blanchis, friables, ont conservé la forme des feldspaths.

840-1 100 cm. Horizon ocre-brun, riche en quartz et en éléments blancs, poudreux, avec noyaux de roches moins décomposées présentant des piroxènes altérés; vers 9 mètres, arène gneissique; matériaux blancs, friables, feldspathiques, grains de quartz et éléments colorés très altérés.

Vers 1 200 cm. Roche mère gneissique riche en minéraux ferromagnésiens.

2. Sol latéritique non cuirassé sur amphibolites (d'après R. Maignien, 1958)

Massif de Bero; route de Nzérékoré à Beyla (Guinée forestière).

Forêt mésophyle complètement abattue; recrû herbacé dense.

Climat tropical humide: guinéen forestier; saison sèche courte (2 mois), mais très marquée; pluviométrie: 1 850 mm environ; température moyenne: 25 °C environ.

Topographie: modelé de collines; coupe au sommet.

Roche mère: amphibolites.

0 cm. Litière herbacée brûlée.

0-20 cm. Horizon brun foncé; texture argileuse avec quelques concrétions ferrugineuses durcies, de même couleur; petits débris d'amphibolites altérées et ferrugineuses.

20-60 cm. Horizon brun, avec concrétions ferrugineuses ocre-brun de 1 à 2 cm de diamètre, assez indurées; morceaux d'amphibolites altérées et ferrugineuses; texture argileuse.

60-170 cm. Horizon brun-rouge; texture très argileuse avec de très nombreux débris d'amphibolites, altérées en surface, mais présentant un noyau de roche fraîche.

170-290 cm. Horizon brun-rouge avec produits violacés friables; texture argileuse, un peu de quartz altéré (barre de quartz à 2 mètres).

290-320 cm. Horizon à faciès « pain d'épice », avec taches de couleur violacée.

320 cm et plus. Roche fraîche très diaclasée, avec altération le long des diaclases et altération en boule.

3. Sol latéritique cuirassé sur dolérites (d'après R. Maignien, 1958)

Village de Kolente; rive droite (moyenne Guinée).

Végétation naturelle complètement dégradée; culture de « fonio » (*Digitaria exilis*).

Climat tropical soudano-guinéen; saison sèche marquée (5 mois); pluviométrie: 2 000 mm/an environ; température moyenne: 24 °C environ.

Topographie de collines très accidentées; coupe en bordure d'une croupe coupée par la route.

Roche mère: dolérite.

0-25 cm. Horizon gris-brun; très graveleux avec concrétions brunes durcies et débris de cuirasse.

25-250 cm. Horizon cuirassé, fortement induré, de couleur générale rouge-brun; structure pisolithique bien développée, très compacte; quelques diaclases obliques limitent de gros blocs qui sont recouverts d'une patine ferrugineuse brune; à la base de l'horizon l'induration diminue, surtout par le ciment qui englobe les concrétions; il est alors de couleur plus claire: ocre-rouge.

250-350 cm. Horizon en voie de cuirassement; de couleur rouge, nombreuses concrétions brun-rouge, bien arrondies déjà fort durcies, au milieu d'argile rouge; par place, il y a formation d'un squelette ocre-rouge, assez induré de couleur plus foncée.

350-420 cm. Horizon bariolé où s'individualisent des concrétions qui amorcent l'induration; grandes traînées diffuses blanches.

420-600 cm. Horizon rouge; argileux; à structure prismatique assez bien développée.

600-650, 700 cm. Horizon d'altération en écailles des dolérites; faciès «pain d'épice» de couleur ocre-jaune, poreux; faible densité.

700 cm et au-delà. Boules de dolérites altérées et fraîches, avec dépôts manganifères entre les écailles faiblement altérées.

4. Sol latéritique cuirassé sur granite (d'après R. Maignien, 1958)

Route de Mamou à Kindia, 5 km; bordure méridionale du massif du Fouta-Djallon (Guinée).

Forêt montagnarde entièrement dégradée; recrû arbustif dense.

Climat soudano-guinéen; type de climat tropical; saison sèche très marquée (5 mois); pluviométrie: 2 065 mm/an; température moyenne: 23,2 °C.

Topographie accidentée; coupe en travers d'une colline.

Roche mère: granite syntectonique calco-alkalin.

0 cm. Litière organique très réduite.

0-80 cm. Horizon gris, humifère, très graveleux, nombreux gravillons bruns, très durcis, libérés entre eux, avec des débris de quartz, le tout dans une masse terreuse; texture sablo-argileuse; structure faiblement grumeleuse; nombreuses racines herbacées.

80-170 cm. Cuirasse très indurée; masse de couleur générale rouge brique avec taches violacées plus durcies, riches en quartz; quelques taches blanchâtres à jaune-ocre, plus diffuses; structure scoraciée à pisolithique, dense en surface, devient plus lâche avec la profondeur, où s'observent des noyaux allongés horizontalement et formant un squelette mal défini à structure alvéolaire aplatie.

170-220 cm. Horizon de couleur rouge brique, contenant de nombreux noyaux durcis rouge violacé; taches diffuses blanches à jaunes, friables, beaucoup plus nombreuses.

220-270 cm. Horizon de passage; les noyaux sont de moins en moins nombreux, mais toujours assez fortement indurés.

270-300 cm. Horizon analogue au précédent, mais les noyaux violacés et blancs, encore bien individualisés, ne sont plus durcis.

300-340 cm. Horizon rouge, à larges taches grises, blanchâtres et ocre, assez mal limitées; texture argileuse; nombreux grains de quartz altérés.

340 et plus de 550 cm. Arène argileuse d'altération des gneiss, couleur très bariolée, où l'on observe la trace des minéraux originels.

5. Sol latéritique cuirassé sur schistes sériciteux (d'après R. Maignien, 1958)

Labe (Fouta-Djallon, Guinée); carrière à la sortie de la ville, vers Pita.

Végétation naturelle entièrement dégradée; vaine pâture.

Climat tropical guinéen-foutanien (climat montagnard); saison très contrastée (5 mois de saison sèche); pluviométrie; 1 715 mm/an en 115 jours; température moyenne annuelle, 21 °C environ.

Topographie: plateau doucement ondulé (coupe en bordure de celui-ci).

Roche mère: schistes sériciteux.

0-15 cm. Horizon gris; légèrement humifère; très gravillonnaire: gravillons bruns, très indurés, quelques blocs de cuirasse roulés; texture sablo-argileuse; structure à tendance grumeleuse; poreux; nombreuses racines herbacées.

15-40 cm. Horizon gris jaunâtre, encore légèrement humifère; paraît lessivé; très gravillonnaire, avec de grosses concrétions dont le ciment est en voie de dissolution, de couleur ocre-beige; les gravillons sont rouges à violets sur leur coupe et très durcis; les deux premiers horizons paraissent remaniés sur place.

- 40-130 cm. Horizon ocre à ocre-rouille, très concrétionné en place; les concrétions sont recouvertes d'une patine ferrugineuse ocre-jaune qui indique une certaine intensité des processus d'hydromorphie; les concrétions sont libres entre elles; leurs cassures montrent des couleurs variées: rouge, violet, rose; traînées meubles, ocre-blanc à ocre-rouille.
- 130-200 cm. Horizon cuirassé; structure alvéolaire avec des noyaux plus ferrugineux, plus rouges, plus durcis, isolés dans le tout; ces noyaux se retrouvent jusque dans l'argile rouge sous-jacente; la couleur générale de la cuirasse varie de ocre-rouge à ocre-rose; le squelette induré est généralement plus clair le long des canalicules.
- 200 à 500-550 cm. Horizon en voie de cuirassement, beaucoup moins induré que le précédent; la couleur, assez claire vers le haut, rougit avec la profondeur; quelques noyaux de concrétions indurées se trouvent individualisés dans la masse argileuse de couleur ocre-beige, à structure de pseudo-sable; des matériaux terreux pénètrent de la surface jusqu'à cet horizon par l'intermédiaire de canalicules et de diaclases.
- 500-550 à 650 cm. Horizon rouge; argileux; avec traînées jaunâtres et des concrétions durcies, jaune-brun, s'isolant les unes des autres, très petites, essentiellement ferrugineuses et manganifères.
- 650 à 750-800 cm. Horizon bariolé, légèrement plus rouge, avec des taches plus ou moins diffuses, de couleur ocre-jaune; texture argileuse; structure de pseudo-sable, avec quelques canalicules; les traînées suivent ces dernières; quelques taches violettes, légèrement indurées, marquent les traces de la roche mère.
- 750-800 à plus de 900 cm. Argile rouge, avec débris de plus en plus nombreux de schistes sériciteux fortement altérés.

6. Sol rouge sur grès sablo-argileux (d'après R. Maignien, 1962)

Sefa, Casamance (Sénégal); route de Diaroumé; 100 mètres route Unité de culture n° 1. Climat soudano-guinéen (type casamançais); pluviométrie: 1 380 mm en 75 jours environ; saison sèche marquée; température moyenne annuelle: 27,5 °C environ.
Topographie plane de bas plateau.
Forêt de savane à *Pterocarpus*, *Kaya*, *Prosopis*, *Daniella*.
Roche mère: grès sablo-argileux bariolé.

- 0-12 cm. Brun-gris (5 YR 4/2) faiblement humifère; nombreux débris charbonneux et feuilles mal décomposées en surface; chevelu racinaire abondant; sable faiblement argileux; structure grumeleuse, fine, assez bien développée; cohésion faible; poreux.
- 12-28 cm. Brun (5 YR 3,5/4); sableux; structure nuciforme, moyenne, assez bien développée; cohésion moyenne; poreux.
- 28-55 cm. Rouge (2,5 YR 4/6); durci; sablo-argileux; structure nuciforme, un peu anguleuse, grossière; pseudo-sables; cohésion forte à moyenne; poreux pseudo-sables; cohésion forte à moyenne; poreux.
- 90-120 cm. Rouge (10 R 4/6); argilo-sableux; vague ségrégation en forme de concrétions diffuses, non durcies; structure peu développée de nuciforme à polyédrique.
- 120 cm et plus. Passage progressif au grès argileux du continental terminal; taches et traînées gris blanchâtre peu marquées.

7. Sol ferrugineux tropical lessivé (d'après Dommergues, Poulain et Moureaux, 1962)

Région Schiou-Sefa; station expérimentale, ferme jachère à graminées à côté de forêts à combretacées et *Cordyla*.
Climat: pluviométrie, 1 350 mm.
Topographie: plateau.
Sables et grès du continental.

- 0-6 cm. Brun-gris (Munsell 5 YR 5/3); humifère; texture sableuse; structure finement

- nuciforme; compacité faible; drainage interne bon; porosité tubulaire; nombreuses racines et canaux d'insectes.
- 6-13 cm. Brun-gris clair (5 YR 6/2); texture sablo-légèrement argileuse; structure nuciforme fine à polyédrique; toujours une certaine richesse organique; compacité moyenne plus élevée que le précédent; porosité bonne; racines nombreuses.
- 13-31 cm. Beige jaunâtre (5 YR 6/4); encore très faiblement humifère; texture sablo-légèrement argileuse; structure nuciforme; macroporosité due à racines et insectes; compacité moyenne à forte.
- 31-79 cm. Beige à jaune rougeâtre, teinte plus foncée (5 YR 8/4); texture argilo-sableuse à argileuse, accumulation nette d'argile (B2); structure polyédrique; compacité assez forte; porosité faible à moyenne; type tubulaire fin.
- 79-117 cm. Jaune-beige (5 YR 7/6); texture argilo-sableuse; structure nuciforme à polyédrique; compacité moyenne; début d'individualisation de taches ferrugineuses rouges, bien délimitées.
- 117-150 cm. Couleur de fond beige (5 YR 8/4) avec bariolage rouge et ocre; texture argilo-sableuse; structure grossièrement polyédrique à débit nuciforme; compacité moyenne; porosité d'agrégats faible à moyenne; présence de très nombreuses taches et concrétion de dureté moyenne à faible: rouge à rouge foncé et plus rarement violet foncé, vers le bas les taches ocres deviennent progressivement plus importantes, avec concrétions peu durcies, à centre ocre légèrement durci.
- À partir de 150 cm. Bariolage continu, texture avec couleur de fond beige, apparition de taches gris clair sans limites nettes, concrétions très nombreuses de couleur rouge, dominante, ou rouille, certaines s'écrasant entre les doigts avec un point central plus dur; structure à tendance polyédrique; débit irrégulier en fonction des agrégats; porosité moyenne d'agrégats; cohésion moyenne à forte.

8. Sol ferrugineux tropical lessivé (d'après R. Fauck, 1962)

Région de Dongas au Dahomey; savane arborée assez dense.

Climat: pluviométrie, 1 350 mm; longue saison sèche (5-6 mois).

Topographie: pente faible en dessous du niveau d'un affleurement de cuirasse.

Recouvrement sur gneiss à biotite altéré.

- 0-5 cm. Gris; sableux; particulière, structure friable; compacité faible; nombreuses radicelles, assez riche en matière organique.
- 5-15 cm. Horizon de transition progressive.
- 15-30 cm. Beige; sablo-légèrement argileux; structure lamellaire; taches rouge vif peu nombreuses, petites concrétions noires, et d'autres rouges plus dures; compacité moyenne.
- 30-50 cm. Beige; sablo-argileux à argilo-sableux; très riche en concrétions de dureté moyenne, de 0,5 cm d'épaisseur; certaines plus grosses ont le centre très dur; riche en manganèse.
- 50-120 cm. Bariolage très important; rouge dominant avec un peu de beige ocre; concrétions noires assez grandes; quelques gros quartz, quelques concrétions à centre très dur.
- 120-200 cm. Le bariolage s'enrichit en ocre et gris; argilo-limoneux, riche en micas blancs; des taches noires; cependant la structure de la roche n'est pas reconnaissable; un lit de pegmatite à 180 cm.
- 260 cm. Gneiss riche en muscovite verdâtre en décomposition; présence de taches ocres.
- 320 cm. Comme ci-dessus mais plus gris.

9. Sol à cuirasse de nappe sur gneiss (d'après R. Maignien, 1958)

Dubreka (basse Guinée), lieudit «concession Fao».

Climat guinéen humide; 4 000 mm de précipitations annuelles; saison sèche marquée de 5 mois; température moyenne: 25,5 °C.

Bordure de bas plateau dominant la mangrove de 4 à 5 mètres, non atteint par les grandes marées.

Roche mère : gneiss.

0-45 cm. Gris-noir; assez fortement humifère; texture graveleuse avec nombreuses concrétions ferrugineuses fortement indurées, de couleur brune; structure à tendance grumelleuse; assez poreuse; chevelu racinaire abondant.

45-135 cm. Cuirasse alvéolaire, bien indurée; couleur générale très claire, presque blanche extérieurement, cette couleur est le fait de dépôts terreux lessivés; sur les cassures le squelette apparaît assez fortement ferrugineux, de couleur ocre-rose; contient de nombreux minéraux de quartz non décomposés; les alvéoles, bien développées contiennent des produits terreux, friables, presque blancs.

135-235 cm. Horizon d'altération; arène peu argileuse, très claire; les produits d'altération sont presque blancs; nombreuses plaquettes de muscovite.

235 cm et plus. Gneiss leucocrate; roche en quartz.

10. Sol à cuirasse de nappe sur alluvions (d'après R. Maignien, 1954)

Plaine de Ballay (Guinée), rive droite du Bafing.

Climat guinéen; précipitation: environ 2 000 mm; 5 mois de saison sèche; température moyenne: 23 °C.

Topographie: plaine d'inondation.

Végétation herbacée à base de grandes graminées (andropogonées).

Roche mère: alluvions récentes sur grès légèrement feldspathiques.

0-20 cm. Gris-brun (10 YR 5/2), bien humifère; texture limono-sableuse; structure grumelleuse, moyennement développée; cohésion faible; nombreuses racines de graminées; poreux.

20-48 cm. Brun (10 YR 5/4), encore humifère; texture limoneuse; structure nuciforme, moyenne, assez bien développée; cohésion faible.

48-85 cm. Brun plus clair (7,5 YR 8/4); texture limono-sableuse; peu structuré, légèrement tassé; cohésion faible, peu poreux.

85-97 cm. Brun (7,5 YR 8/4); nombreuses concrétions très durcies bien individualisées, 1 à 2 cm de diamètre, non soudées, englobant des grains de quartz grossiers.

97-150 cm. Horizon identique, mais les concrétions toujours très nombreuses et bien délimitées sont moins indurées; nombreuses taches et traînées rouille, formant un début de squelette peu durci, du type carapace.

150-200 cm. Cuirasse compacte, très durcie, essentiellement ferrugineuse, avec nombreux grains de quartz anguleux; les parties les plus dures sont de couleur brun-rouge (2,5 YR 5/6) à brun-noir (2,5 YR 3/4) et forment un squelette à structure alvéolaire, englobant des matériaux meubles, terreux, jaunâtre (10 YR 8/3) à ocre-jaune (2,5 YR 6/8).

200-310 cm. Cuirasse beaucoup moins indurée, formée essentiellement de traînées durcies ocre-rouille à ocre-jaune; faciès alvéolaire légèrement feuilleté; nombreux grains de quartz dans le squelette.

310 à 450 cm. Horizon bariolé de traînées rouille ou rouges à limites diffuses, faiblement induré dans une matrice argileuse gris blanchâtre; contenant peu de quartz.

450 à plus de 650 cm. Arène sableuse, peu consolidée; imprégnation ferrugineuse diffuse de couleur rouille.

Niveau d'étiage du Bafing 600 cm; en période de crue inondation de la plaine.

Tous ces sols peuvent être qualifiés de latérites, soit parce qu'ils possèdent un au moins de leurs horizons cuirassés, ou concrétionnés ou en voie d'induration, soit parce qu'un au moins de leurs horizons est riche en sesquioxydes de fer et/ou d'alumine (rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 2$) tout en restant meuble, soit parce qu'ils possèdent à la fois l'un et l'autre de ces caractères.

Dans le cadre de la classification française (Aubert, 1956, 1962, 1963), seuls les profils 1 à 6 sont reconnus comme latéritiques (ou ferrallitiques). Les profils 7 et 8 sont des sols ferrugineux tropicaux, à concrétions ferrugineuses; le profil 9 est un sol ferrallitique à hydromorphie de profondeur; le profil 10 est un sol à hydromorphie temporaire et cuirasse de nappe sur alluvions.

Dans la 7^e approximation (USDA, 1960), les profils 1 à 5 seraient probablement des oxisols; la position du n° 6 pourrait être discutée par suite de sa texture sableuse; le n° 7 serait un ultisol; les 8 et 9 des alfisols; le 10 un inceptisol.

Pour les pédologues belges, les profils 1 à 9 seraient des kaolisols; 1, 3, 4, 5, 6 et 7 étant des ferrallsols; 2, 8 et 9 des ferrisols; 10 est difficile à préciser.

Pour Pendleton (1943), Alexander (Alexander *et al.*, 1956) et Sivarajasingham (1962), les profils 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 pourraient être qualifiés de latérites.

Les pédologues russes classeraient tous les sols décrits parmi les sols latéritiques.

Les avis sont donc assez partagés et pourtant les profils décrits ne représentent que quelques cas. Il serait possible d'en décrire beaucoup d'autres, en particulier des sols jaunes très profonds qui s'observent sous forêts équatoriales,

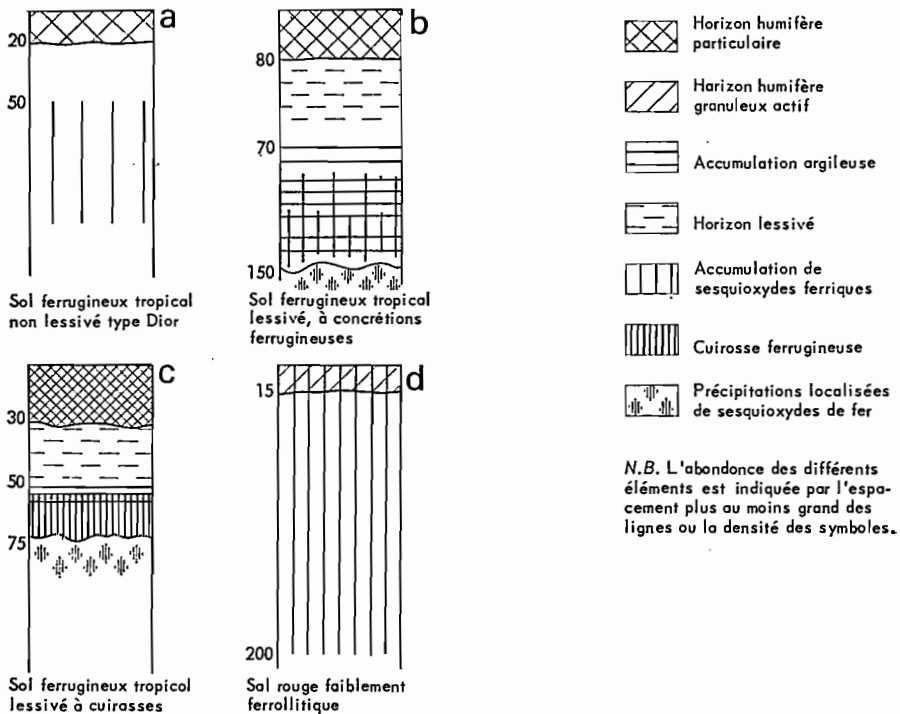


FIG. 3. Séquence typique des horizons pédogéniques de quatre sols tropicaux.

des sols à « lit de pierres » ou *stone line*, des sols à horizons humifères profonds, etc.

Il est cependant possible de les grouper en plusieurs catégories d'après un certain nombre de caractères communs.

1. *Sols paraissant dérivés directement d'une altération poussée et profonde d'un matériau originel en place avec ou sans horizon induré.* Ils correspondent approximativement aux sols ferrallitiques, aux oxisols et aux kaolisols.

Les caractères généraux de ces sols sont les suivants :

Ce sont des sols profonds; certains atteignent 15 à 20 mètres d'épaisseur. Les horizons sont habituellement peu différenciés, surtout s'il n'y a pas cuirassement ou concrétionnement; les transitions entre horizons sont progressives.

L'horizon de surface est rarement tout à fait en place (érosion superficielle, glissement de terrain); il est souvent gravelleux ou caillouteux et les teneurs en argiles sont faibles.

Les horizons sous-jacents sont le siège de mouvements verticaux, latéraux ou obliques (tassements, apports d'éléments en solution ou en pseudo-solution venant des profils voisins ou entraînement de ces éléments vers d'autres profils); il n'y a pas de véritable horizon B textural.

La structure est généralement mal développée (structure de pseudo-sables ou finement polyédrique, parfois légèrement poudreuse), ce qui leur confère une bonne perméabilité et une certaine résistance à l'érosion.

En profondeur, les liaisons avec les horizons de surface paraissent souvent incertaines. Ce sont fréquemment de très vieux sols qui ont évolué à travers plusieurs cycles climatiques.

Ils sont très colorés (rouges ou jaunes) avec des valeurs (*value*) et des intensités (*chroma*) élevées. Les variations de couleur entre l'état sec et l'état humide sont faibles.

Ils sont généralement profondément et intensément altérés. Peu de minéraux, en dehors du quartz et de quelques débris de roches, échappent à l'altération.

Les processus d'argilisation sont intenses.

A travers ces caractéristiques morphologiques générales certaines variations peuvent apparaître qui jouent sur quatre niveaux, à savoir : les horizons de surface, les horizons d'accumulation de sesquioxydes, les horizons argileux, les horizons d'altération.

Horizons de surface. On observe toujours un passage brutal entre la litière organique et le sol minéral. L'horizon de surface contient peu de matière organique (moyenne 2 %) et celle-ci est généralement bien décomposée. Les composés humiques sont en très faibles proportions et surtout peu colorés. Leur pénétration dans le sol est peu importante (20 cm). Cependant, sur roches riches en bases (basaltes par exemple), le taux de matière organique peut augmenter considérablement (jusqu'à 20 %) et la pénétration dans le profil atteint parfois 1 mètre de profondeur. Les teneurs en matière organique croissent également avec l'altitude et la diminution du drainage. Sur matériaux très altérés et très acides il peut se former de l'humus brut qui amène parfois l'apparition de véritables phénomènes de podzolisation. Les couleurs les plus constantes de ces horizons sont : rouge, brun-rouge, jaune et rouille. Les sols les plus clairs sont aussi les plus lessivés en bases et les plus acides. Ces horizons sont généralement peu argileux. On y observe fréquemment des concrétions, des débris de quartz

ou des blocs de cuirasses en proportions variées, en mélange avec des matériaux terreux. Ces éléments grossiers sont souvent éparpillés en surface ou forment, à faible profondeur (1 mètre), une *stone line* plus ou moins épaisse.

Horizons d'accumulation de sesquioxides. L'épaisseur et la morphologie de ces horizons sont variables, mais ils sont toujours enrichis en oxydes et hydroxydes de fer, d'aluminium, de manganèse ou de titane. Les teneurs en argiles sont parfois assez importantes. On y observe quelquefois des traces d'hydromorphie. Ces horizons sont fréquemment indurés, cuirassés ou concrétionnés en place en tout ou en partie. Ils possèdent alors les caractéristiques décrites dans le chapitre précédent.

Horizons argileux. Ces horizons sont parfois absents, en particulier sur roches basiques bien drainées. Leur épaisseur est souvent considérable. Leur structure est généralement finement polyédrique. Les agrégats peuvent ou non posséder des revêtements brillants (Sys, 1959) non orientés (Fripiat et Gastuche, 1960). Lorsque l'humidité est permanente, apparaissent des phénomènes de ségrégation. L'horizon présente un aspect bariolé (*mottled clay*). Il est d'épaisseur variable, de quelques centimètres à plusieurs mètres; toujours plus épais sur roches riches en quartz que sur roches basiques. Cette ségrégation découle d'une déficience du drainage liée soit aux facteurs du milieu (climat, protection forestière, structure de la roche, topographie), soit à l'évolution pédologique (néosynthèses argileuses, tassements). L'ordre de succession entre horizons de sesquioxides et horizons argileux est parfois inversé.

Horizons d'altération. Ces niveaux sont souvent remaniés par mouvements de masse. Ils sont généralement épais. On y observe les minéraux plus ou moins altérés de la roche mère et, parfois, à la base, de véritables brèches, des arènes plus ou moins argileuses, plus rarement des meulière (Bonifas, 1959). Sur roches basiques ces niveaux prennent souvent le faciès « pain d'épice » (Lacroix, 1913).

En résumé, l'influence de la roche mère sur le sol est souvent très réduite, Cependant, dans le cas de sols peu remaniés et protégés par un horizon cuirassé, cette influence peut être sensible. Elle est schématisée dans le tableau 2 (Maignien, 1958).

2. *Sols dérivant d'une altération moins poussée et moins profonde avec un niveau concrétionné ou cuirassé ferrugineux.* Ces sols correspondent aux sols ferrugineux tropicaux, aux sols fersiallitiques, aux ultisols et même aux alfisols. Ils se distinguent nettement des précédents par une épaisseur moindre (rarement plus de 250 cm) et surtout par des horizons bien tranchés, passant distinctement de l'un à l'autre. Leur couleur est assez variable, mais, dans l'ensemble, plutôt claire dans le jaune-rouge (7,5 à 10 YR du code Munsell). La valeur et l'intensité de ces couleurs varient fortement (2 à 3 unités) de l'état sec à l'état humide. Enfin ces sols présentent souvent un horizon B textural qui oriente le développement d'un horizon de concrétions ou de cuirasses essentiellement ferrugineuses, parfois manganifères, mais jamais alumineuses. L'épaisseur de ces cuirasses dépasse rarement le mètre. Les horizons d'altération sur roches riches en quartz (granites, gneiss, ne sont jamais épais [50 à 100 cm]). Ce sont les arènes peu argileuses, de couleurs blanchâtres, marbrées de traînées rouille. Des minéraux primaires, partiellement décomposés, peuvent échapper à l'altération de type kaolinitique, et se retrouvent à travers tous les profils. Les néosynthèses argileuses sont moins intenses que dans les sols précédents. Les tendances au lessivage de l'argile sont marquées dans les horizons de sur-

TABLEAU 2. Caractéristiques des profils cuirassés sur différentes roches.

| Granites-Gneiss | Dolérites-Amphibolites |
|--|---|
| Horizon superficiel : grisâtre, faiblement humifère, souvent lessivé en bases; nombreux gravillons ferrugineux fortement indurés, débris de quartz | Horizon superficiel : brun-noir, plus humifère, plus argileux; gravillons souvent très nombreux, la plupart bien arrondis, peu ou pas de quartz |
| Horizon induré : plus ou moins durci, souvent faciès de la cuirasse de Buchanan, atteint rarement une très forte induration; structure le plus souvent alvéolaire, souvent aplatie horizontalement ou structure scoraciée dans les cuirasses les plus anciennes; cuirasses lâches | Horizon induré généralement fortement durci; structure pisolithique durcissant vers le haut, passant à la structure scoraciée, puis nodulaire vers le bas, ou cuirasses très compactes |
| Couleurs dominantes vives : rouge, rouille, parfois violet, en taches formant ordinairement des noyaux plus indurés; traînées rouges à ocre-rouille moyennement indurées qui forment une trame et donnent la rigidité à l'ensemble. Les cavités sont remplies de matériaux terreux de couleur claire : jaune à rouille | Couleurs dominantes plus foncées : rouge, brun-rouge. Dans les cuirasses anciennes riches en alumine, les couleurs blanchissent fortement. Elles sont alors grisâtres ou roses. A la base les couleurs sont plus bariolées : taches et traînées rouge foncé à rose ou brun à brun-noir. |
| Épaisseur jamais importante, dépasse rarement 2 mètres | Épaisseur considérable; peut dépasser parfois 10 mètres. |
| Transitions avec les horizons voisins très progressives | Transitions avec les horizons plus marquées surtout vers le haut |
| Horizons sous-jacents, plus argileux, morphologie générale assez semblable au précédent, mais non induré; couleurs bariolées et éclatantes en taches et traînées mal individualisées | Horizons sous-jacents argileux, de couleurs rouge sombre sans ségrégation apparente. Des concrétions de couleur plus foncée peuvent encore s'individualiser, mais sont alors moins indurées. Elles disparaissent peu à peu avec la profondeur |
| Structure polyédrique à finement prismatique, faces de décollement consécutives au tassement de la masse; épaisseur importante, 1 à 5 mètres | Structure polyédrique finement poreuse; matériau truffé de nombreux petits canalicules et pores tubulaires; surfaces de décollement ferruginisées, lisses et brillantes; épaisseur parfois considérable, souvent plus de 5 mètres |
| Horizon d'altération, arène plus ou moins argileuse, bariolée; à la base on observe des traces de minéraux originaux plus ou moins altérés; imprégnation importante par des solutions ferrugineuses | Horizon d'altération, faciès « pain d'épice » ocre-rouille, poreux, très faible densité apparente; squelette de gibbsite conservant la forme de feldspaths disparue à imprégnations ferrugineuses plus ou moins importantes |
| Épaisseur parfois considérable, jusqu'à 5 à 6 mètres | Écailles concentriques peu épaisses autour de la roche fraîche |
| Passage très progressif à la roche fraîche. | Passage brutal à celle-ci sur quelques millimètres. |

face avec formation d'un horizon illuvial en profondeur. Les structures sont assez grossières, du type nuciforme à polyédrique, mal défini. Leur drainage interne est généralement assez mauvais et ils sont très sensibles à l'érosion par l'eau. Ils se développent principalement sur roches acides. Sur roches basiques ils sont intergradés vers les sols bruns eutrophes ou les vertisols et passent parfois à ces derniers (Maignien, 1963).

Seule la présence d'un horizon concrétionné ou cuirassé, essentiellement ferrugineux, peut les faire qualifier de latérite. Ils s'en diffèrent cependant par de nombreuses caractéristiques pédogénétiques.

3. *Sols colluviaux ou alluviaux à cuirasse*. Il s'agit de sols différents des véritables latérites. Ce sont des sols peu évolués, plus ou moins hydromorphes, qui ont certains de leurs horizons cimentés par des sesquioxydes de fer. Ces composants indurés ne proviennent pas de la décomposition du sol en place. Ils ont été apportés par les eaux qui imprègnent ces formations. Seul l'aspect morphologique peut les faire qualifier de latérites. Génétiquement, ils en sont fort éloignés. Signalons que de tels processus d'imprégnation ferrugineuse peuvent se réaliser dans n'importe quel type de sol.

CARACTÉRISTIQUES ANALYTIQUES

Si la littérature pédologique fait mention de nombreux résultats analytiques, par contre, on ne trouve que très peu de résultats traitant de l'ensemble des profils, de la surface jusqu'au matériau originel. On trouve le plus souvent des études sur les relations entre roches fraîches et horizons indurés ou des études sur la comparaison entre différents horizons cuirassés, ou encore des données concernant les horizons de surface généralement sur moins de 2 mètres. A ces études, il faut attacher les noms d'Harrassowitz (1930), Harrison (1933), Hardy (1931), Lacroix (1913), Bonifas (1959), Segalen (1957), Leneuf (1959), Alexander (Alexander *et al.*, 1956, Alexander et Cady, 1962) et Précot *et al.* (1962).

D'une façon générale, la majorité de ces études ne tient compte que des variations à travers les horizons d'un même profil. Or des recherches récentes tendent à démontrer qu'il y a des relations extrêmement étroites entre les sols qui s'étagent le long des pentes. Ceci introduit à la notion de *catena*, qui fait intervenir l'évolution géomorphologique du pays. Il y a interdépendance des sols voisins sur les mêmes formes du modelé. Cette notion introduit un facteur géographique indispensable à la compréhension des phénomènes de la « latérite ». Ces sols doivent s'étudier dans leur environnement.

Ils doivent aussi être compris dans leur histoire. La plupart des latérites sont de très vieux sols parfois fossiles. Ils reflètent alors des conditions de milieu actuellement disparues. Ainsi les cuirasses des plus anciennes surfaces d'Afrique sont probablement d'âge tertiaire. Même s'ils évoluent encore, les profils ont certainement passé à travers plusieurs fluctuations climatiques.

Ces quelques remarques montrent les difficultés qu'il y a à confronter les données fournies par la littérature. Les résultats ont rapport à des objets qui sont parfois fort différents tant sur le plan géographique que sur le plan historique.

Cependant, à travers ces difficultés, certaines caractéristiques restent constantes : a) les altérations sont extrêmement poussées avec pertes de bases et

TABLEAU 3. Altération des syénites nepheliniques des îles de Loos (Millot et Bonifas, 1955).

| | Syénite fraîche | Syénite en voie d'altération | Faciès « pierre ponce » | Bauxite rose | Cuirasse bauxitique ferrugineuse |
|--------------------------------|-----------------|------------------------------|-------------------------|--------------|----------------------------------|
| | % | % | % | % | % |
| SiO ₂ | 57,3 | 58,02 | 3,3 | 0,4 | 5,4 |
| Al ₂ O ₃ | 17,5 | 21,7 | 56,0 | 58,5 | 44,3 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,9 | 2,9 | 7,2 | 6,4 | 23,1 |
| FeO | 1,5 | 0,6 | 0,8 | 0,5 | 0,2 |
| CaO | 2,6 | 0,4 | 0,2 | 0,4 | 0,2 |
| MgO | 1,1 | 0,4 | Traces | Traces | Traces |
| Na ₂ O | 6,0 | 4,0 | — | — | — |
| K ₂ O | 7,0 | 8,1 | — | — | — |
| TiO ₂ | 0,7 | 0,6 | 1,7 | 2,1 | 1,4 |
| MnO ₂ | 0,4 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| H ₂ O | 1,3 | 3,1 | 29,7 | 30,9 | 24,5 |
| TOTAL | 100,3 | 99,9 | 99,0 | 99,3 | 99,2 |
| Densité | 2,58 | 2,19 | 1,54 | 1,74 | |

TABLEAU 4. Altération de dunites de la presqu'île du Kaloum [Guinée] (Bonifas, 1959).

| | Dunite fraîche | Dunite altérée | Faciès pain d'épice | Zone de transition | Couche dure | Cuirasse |
|---|----------------|----------------|---------------------|--------------------|---------------|---------------|
| | % | % | % | % | % | % |
| SiO ₂ | 33,9 | 34,60 | 1,60 | 1,30 | 0,65 | 2,70 |
| Al ₂ O ₃ | 1,60 | 2,00 | 1,60 | 8,20 | 8,00 | 9,60 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,55 | 16,80 | 84,50 | 76,80 | 80,00 | 74,00 |
| FeO | 7,40 | 4,80 | — | — | — | — |
| CaO | 0,50 | Traces | Traces | Traces | Traces | Traces |
| MgO | 36,70 | 33,10 | 0,36 | Traces | Traces | 0,72 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,09 | Traces | 0,15 | 0,23 | 0,80 | 0,45 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,08 | 0,16 | 0,12 | 0,40 | 0,68 |
| H ₂ O | 10,60 | 8,75 | 11,20 | 12,85 | 10,30 | 12,40 |
| TOTAL | 99,42 | 100,13 | 99,57 | 99,50 | 100,15 | 100,55 |
| Densité | 2,80 | — | 1,58 | | | |
| Fe ₂ O ₃ à l'état d'hydroxyde | 3,00 | 7,10 | 82,50 | — | — | 74,00 |

de silice ; b) il y a forte individualisation suivie d'une accumulation de sesquioxides de fer et/ou d'alumine ; c) les néosynthèses kaolinitiques sont constantes, mais variables en intensité ; d) les complexes absorbants sont extrêmement désaturés et les tendances à l'acidification du milieu sont marquées.

TABLEAU 5. Altération de granite calco-alcalin à muscovite près de Divo [Côte-d'Ivoire] (Leneuf, 1959).

| | Éléments totaux extraits par attaque triacide (éléments séchés à 105 °C) ^a | | | | | |
|--------------------------------|--|---|---------------------------------------|----------------------------|--|--------------------------------------|
| | Roche saine | Zone interne blanchie compacte | Cortex jaunâtre très friable | Bloc blanchi friable | Bloc blanchi près de la surface | Arène brun- rouge ^b |
| Quartz + insoluble | 93,42 | 90,79 | 88,08 | 76,07 | 58,88 | 0,51 |
| SiO ₂ | | | | | | |
| Silicates | 2,58 | 4,14 | 5,10 | 8,79 | 17,06 | 43,48 |
| Al ₂ O ₃ | 0,87 | 0,77 | 2,43 | 6,12 | 15,63 | 33,55 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,00 | 0,80 | 0,80 | 1,10 | 2,10 | 6,25 |
| TiO ₂ | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,35 | 0,62 |
| P ₂ O ₅ | 0,11 | 0,09 | 0,05 | 0,05 | — | 0,13 |
| CaO | 0,05 | 0,34 | 0,34 | 0,36 | — | — |
| MgO | 0,07 | 0,08 | 0,01 | 0,04 | — | — |
| K ₂ O | 0,50 | 0,32 | 0,28 | 0,35 | — | — |
| Na ₂ O | 0,50 | 0,26 | 0,24 | 0,20 | — | — |
| H ₂ O | 0,54 | 0,85 | 0,96 | 3,67 | 5,07 | 14,21 |
| TOTAL | 99,71 | 98,52 | 98,36 | 96,82 | 99,09 | 98,75 |

a. Roche totale

b. Produits inférieurs à 2 µ.

Ces caractéristiques sont celles des sols ferrallitiques, des oxisols et des kaolisols.

Elles ne sont par contre plus celles des sols ferrugineux tropicaux, des sols fersiallitiques cuirassés et des sols plus ou moins hydromorphes à cuirasses de nappes (Maignien, 1954, 1962 ; Botelho da Costa, 1949).

Quelques faits sont présentés dans les tableaux 3 à 5.

Les exemples des tableaux 3 à 5 sont assez caractéristiques. Ils couvrent les différentes variations que peut prendre l'altération des roches au milieu latéritique. Dans le tableau 3, il y a forte individualisation d'alumine, de fer dans le tableau 4 et formation d'argile kaolinitique dans le tableau 5.

Si l'on compare l'ensemble des résultats trouvés dans la littérature on constate que de la roche fraîche à la surface se succèdent un niveau d'hydratation puis un niveau d'oxydation ; une disparition plus ou moins forte de la silice ; une augmentation toujours très marquée des sesquioxydes ; une élimination presque complète des bases.

Silice

Les pertes en silice sont plus ou moins complètes. Elles dépendent du drainage du milieu. Les formes combinées sont plus fortement éliminées que les formes libres. Les pertes portent d'abord sur la silice des silicates, puis, plus faiblement, sur la silice du quartz. On assiste en fait à deux faciès d'altération : a) sur roches riches en bases et bien drainées, les pertes entre la roche et les produits altérés sont rapides et définitives ; b) sur roches plus siliceuses (granites en particulier), les pertes se poursuivent à travers tout le profil.

Quand le drainage est déficient, sur roches acides comme sur roches basiques, on assiste à une augmentation des teneurs en silice combinée au niveau du matériau originel sous forme de néosynthèse argileuse.

Bonifas (1959) et Alexander et Cady (1962) indiquent que ce sont essentiellement les minéraux micacés et chloritiques qui donnent directement naissance à la kaolinite. Cependant les quantités réduites de ces minéraux ne peuvent à elles seules expliquer les quantités d'argiles trouvées.

La silice éliminée par altération se retrouve parfois à la base de profils dans les zones d'altération (Blondel, 1952 ; Delaire et Renaud, 1955). « Ces formations semblent provenir d'une précipitation de silice sous forme de gel qui évolue et cristallise en vieillissant. Les cristaux ainsi formés semblent s'enrichir aux dépens de la silice des solutions comme le montre la présence de quartz zonés et encapuchonnés ou bordés de « calcédonite ». (Bonifas, 1959.)

Sesquioxides

Il s'agit surtout de sesquioxides de fer et d'aluminium. On observe toujours une augmentation des formes oxydées. Les concentrations par remontées sont réduites. Il y a accumulation, soit relative à la suite de la percolation d'éléments plus solubles, soit absolue par immobilisation de sesquioxides lessivés du haut des profils, ou drainant des profils voisins. Le premier processus joue surtout sur l'alumine bien que ce produit soit parfois partiellement lessivé ; le second sur le fer et le manganèse. Il y a sélection à travers le profil et entre les profils par lessivages différentiels des différents sesquioxides et autres éléments constitutifs du sol.

Comparant une dunite fraîche et son faciès d'altération « pain d'épice » qui a conservé le volume originel de la roche, Bonifas, rapprochant les résultats des bilans à poids constant et à volume constant, donne les chiffres indiqués au tableau 6.

TABLEAU 6.

| Constituants | Poids constant | Volume constant |
|--------------------------------|----------------|-----------------|
| SiO ₂ | — 95,5 | — 97,5 |
| Al ₂ O ₃ | Constant | — 44,5 |
| Fe | + 40 | + 185 |
| CaO | — 100 | — 100 |
| MgO | — 99 | — 99,5 |
| Cr ₂ O ₃ | + 67 | — 4 |
| TiO ₂ | + 100 | + 13,5 |
| H ₂ O | + 5,6 | — 40 |

Ces chiffres permettent de préciser que, sur roche basique et en milieu bien drainé, pour la silice, la chaux et la magnésie, les résultats sont identiques. Il s'agit d'une véritable élimination. Pour le fer, la variation a le même sens, mais l'augmentation est beaucoup plus forte dans le bilan à volume constant. Pour l'alumine, le chrome, le titane et l'eau, la variation est de sens contraire. Ainsi l'alumine, qui dans le bilan à poids constant paraît stable, apparaît relativement mobile dans le bilan à volume constant. La comparaison du compor-

tement du fer et de l'alumine montre des différences qui portent uniquement sur la solubilisation de ces éléments, le premier étant beaucoup plus mobile que le second.

En règle générale, l'alumine provient de l'altération des feldspaths. Cette individualisation se fait surtout sous forme de gibbsite. Le fer provient en majorité de l'altération des minéraux ferro-magnésiens (amphiboles, pyroxènes). Il se trouve le plus souvent sous forme de goethite. Ces transformations ont été bien étudiées sur dolérites en Guinée (Lacroix, 1913 ; Bonifas, 1959). L'altération donne naissance à une roche jaune, légère, poreuse, non friable, dans laquelle la structure de la dolérite est visible. Le passage brutal de la roche fraîche à ce faciès « pain d'épice » se fait sur 1 mm environ. Seul un mince liséré brun sépare ces deux formations. La transformation des minéraux fondamentaux est directe. Elle ne passe pas par l'intermédiaire de constituants argileux.

Bases

Les bases sont rapidement et totalement éliminées, sauf parfois K_2O et Na_2O (Leneuf, 1959).

Cet entraînement est plus intense que pour tout autre type de sol, mais le lessivage n'est pas différent de celui du lessivage ou de la podzolisation. Il a pour conséquence des teneurs extrêmement faibles en cations échangeables et totaux. Le complexe absorbant a une capacité d'échange très basse (10-15 mEq %). Le degré de saturation est généralement inférieur à 40 % pour atteindre parfois des valeurs de l'ordre de 5 à 10 %. Ces données sont valables pour des horizons minéraux, car il est possible d'observer des enrichissements de surface sous l'action de la végétation. Le pH peut alors remonter jusqu'à 7,0. Mais dans les horizons profonds les acidités les plus communes varient de pH 4,5 à 5,5.

À côté de ces données fondamentales et constantes, s'observent des composants variés, à savoir des argiles, des minéraux et débris de roches plus ou moins décomposés.

Argiles

Les données analytiques font apparaître la présence d'argiles dans tous les types de latérites, particulièrement entre la zone d'altération et le niveau d'accumulation des sesquioxydes. Il est possible que cet ordre soit inversé. En particulier, sur roches basiques bien drainées, l'horizon de sesquioxydes fait immédiatement suite à l'horizon d'altération, et ceci très brutalement. Lui succèdent ordinairement un horizon argileux, puis un nouvel horizon de sesquioxydes. Parfois plusieurs de ces horizons se superposent à travers tout le profil. Sur roches cristallines riches en quartz et sur roches schisteuses, l'horizon argileux succède toujours à l'horizon d'altération. Ces successions rendent compte des conditions du drainage aux différents niveaux d'évolution.

Les argiles reconnues appartiennent principalement au groupe de la kaolinite (kaolinite et halloysites). Le vermiculite est parfois signalé. Bonifas (1959) et Leneuf (1959) signalent la présence fugace de montmorillonite dans les horizons d'altération. Cette phase est difficile à saisir. Elle se réalise en milieu à drainage déficient lorsque les solutions mères sont riches en alcalino-terreux.

Il est fréquent aussi de reconnaître des illites. En Afrique noire, elles sont reconnues en moyenne une fois sur deux. Ces minéraux, qui ne semblent pas caractéristiques de la pédogénèse, sont, soit des produits de transition de l'altération plus ou moins poussée des minéraux phylliteux primaires, soit des produits hérités du matériau originel, en particulier sur roches sédimentaires, soit enfin des produits de contamination à partir de sources extérieures.

L'observation microscopique montre que le kaolin peut provenir directement de l'altération des minéraux micacés et chloriteux (Alexander *et al.*, 1956). Cependant la faible proportion de ces minéraux dans les roches ne peut expliquer les quantités parfois considérables d'argiles des sols qui en dérivent. Il y a néosynthèses argileuses à partir des éléments individualisés par hydrolyse.

Les principaux facteurs qui déterminent la nature des minéraux d'altération, pour un type de roche donné, sont essentiellement les conditions du drainage et le contenu ionique des eaux de percolation. Le rôle du matériel est de délimiter les possibilités de transformation. Précot *et al.* (1962) aboutissent aux mêmes conclusions. Sur roches acides l'influence de la roche se fait sentir par une individualisation plus poussée du fer que de l'alumine. Sur roches basiques c'est généralement le contraire (Maignien, 1958).

Les conditions de désaturation et un pH acide coïncident avec l'apparition de kaolin (De Kimpe et Gastuche, 1962). Herbillon et Gastuche (1962) montrent que la cristallisation de l'hydroxyde d'alumine en gibbsite est grandement favorisée par les conditions de désionisation de la solution mère. Dans les conditions de drainage excessif on voit se former une couche gibbsitique autour de la roche altérée. Shermann (1952), puis Bates (1960), aux îles Hawaii, remarquent qu'une pluviométrie élevée favorise l'apparition de gibbsite. Lorsque l'eau des percolats reste riche en sels (cas d'un mauvais drainage), la gibbsite n'apparaît pas.

Les conditions d'un bon drainage qui favorise le transport de la silice et des éléments dits mobiles limitent les néosynthèses argileuses par déficit en SiO_2 . Ces processus sont particulièrement bien marqués sur roches basiques. Par contre, sur roches cristallines riches en quartz, même dans des conditions de drainage excessives, le déficit en silice est peu sensible et les néosynthèses kaoliniques prédominent. Suivant les conditions locales du milieu, les proportions relatives en silice libre, sesquioxydes et kaolinite peuvent alors être très différentes. Ces données limitent l'utilisation du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

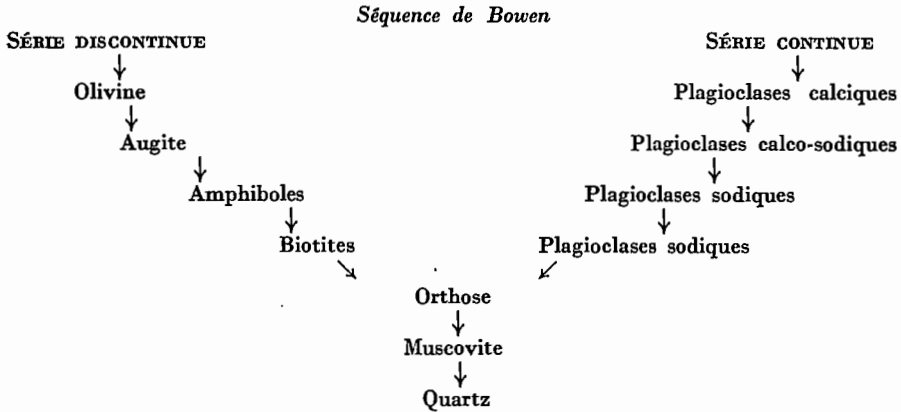
Minéraux et débris de roches plus ou moins altérés

En règle générale, les minéraux primaires sont fortement et même parfois totalement altérés. Le quartz lui-même est partiellement décomposé. L'analyse mécanique des produits de décomposition fait apparaître l'absence presque complète de matériaux de la taille des limons (2 à 20μ). Les produits de l'altération sont ou de la dimension des argiles (inférieure à 2μ) ou de dimension supérieure à celle des sables très fins (supérieure à 50μ). Encore faut-il signaler que ces matériaux grossiers sont surtout composés de quartz et de quelques minéraux résistants tels que zircon, rutile, ilménite, etc. Cette absence de matériaux de la taille des limons est souvent considérée comme une caractéristique des latérites. Le rapport limon/argile est ordinairement inférieur à 10/15 (van Wambeke, 1962).

Une autre conséquence de l'altération extrême des minéraux primaires est

l'absence presque complète de réserves minérales. Il en découle que les teneurs en bases échangeables sont souvent peu différentes des teneurs en bases totales.

Précot *et al.* (1962) signalent que la série d'altérabilité des minéraux primaires des roches est identique à la séquence de Bowen (1956).



La série complète d'altérabilité des minéraux primaires principaux peut s'écrire : olivine → plagioclases calciques → plagioclases calco-sodiques → pyroxènes → plagioclases sodico-calciques → amphiboles → biotite → plagioclases sodiques → orthose → muscovite → quartz.

Le champ d'altérabilité de la biotite et de la hornblende se couvre partiellement.

Les processus d'altération intense et poussée provoquent la rupture des réseaux cristallins. Les éléments constitutifs sont individualisés sous des formes simples ionisées : SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , H^+ , etc., qui vont s'immobiliser ou être exportées ou se recombiner partiellement entre elles suivant les conditions du drainage et la qualité des eaux de percolation.

Ces altérations sont plus ou moins complètes suivant l'intensité et la durée des processus. Des minéraux et/ou des débris de roches plus ou moins décomposés échappent parfois à ces altérations et se retrouvent dans les horizons supérieurs des sols. Ils contribuent à la composition chimique du matériau latéritique, ce qui limite, une fois de plus, l'utilisation du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. On peut également signaler qu'un tel enrichissement peut se produire par contamination à partir de mouvements de masses ou de remaniements mécaniques. Mais il y a souvent une différence de phase extrêmement nette entre les matériaux résiduels ou clastiques et les matériaux latéritiques.

En résumé, l'ensemble des processus spécifiques aux milieux tropicaux humides amène à la formation d'un niveau, parfois très épais, où s'observent, en mélanges variables, argiles kaolinitiques, sesquioxides de fer et d'alumine, quartz et matériaux résiduels. Il n'y a aucune différence chimique et minéralogique entre ces niveaux et les formations indurées. Les seules distinctions portent sur la structure et l'induration.

A partir de ces horizons particuliers, parfois appelés horizons oxiques (7^e approximation, USDA, 1960) ou horizons ferrallitiques (Sys, 1962), se développent des sols variés où prédominent des processus de lessivages, plus ou moins poussés, portant sur les cations et les sesquioxides, ainsi que des phéno-

mènes de remaniement mécanique. Precot *et al.* (1962) ne notent aucune modification importante dans la nature de la fraction colloïdale sous l'action de la matière organique. Cette fraction reste toujours déterminée par la nature des eaux de percolation et l'intensité du drainage.

L'évolution latéritique contribue donc à la mise en place d'un matériau plus ou moins complexe caractéristique des milieux tropicaux humides. Ce matériau peut être assimilé aux écorces d'altération. Cette idée est longuement développée par Guerassimov (1962) qui écrit que « le processus de latérisation mène à un grand nombre de formations latéritiques qui constituent une formation particulière à des phénomènes 'géologico-pédologiques' continentaux ». Guerassimov ajoute : « D'après nous, la formation latéritique contemporaine est, à un certain degré, analogue aux processus de formation de lèss, étant donné que les principales propriétés lithologiques des lèss typiques et des formations lèssiques (de même que les latérites) sont étroitement liées à des processus d'érosion et de formations pédologiques caractéristiques des régions arides de la zone tempérée (boréale). » Cette idée est reprise en partie par Sys (1962) qui considère l'horizon ferrallitique comme un matériau originel. Sans aller aussi loin, de nombreux auteurs insistent sur la nature complexe des sols latéritiques. Aubert (1954) signale, en particulier, que les liaisons qui relient les différents niveaux d'un même profil sur de si grandes épaisseurs sont beaucoup moins certaines que celles qui relient les horizons des sols des régions tempérées.

Il doit cependant exister des relations entre les différentes caractéristiques morphologiques et analytiques des profils pédologiques, relations liées à l'intensité des processus pédologiques. De nombreux essais ont été tentés dans ce sens s'appuyant sur des critères variés : rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$, limon/argile, degré de saturation du complexe absorbant, réserves minérales, etc. Aucune de ces données n'a de valeur absolue. Elles ne fournissent que des valeurs indicatives. Il semble que l'étude des structures puisse apporter quelques éléments positifs. Les travaux de C. Sys (1959) et de van Wambeke (1962) sont à cet égard fort importants. Personnellement j'ai comme hypothèse qu'il existe trois types de structure, spécifiques des sols latéritiques, en relation avec l'intensité des processus d'évolution, à savoir : a) des structures de pseudo-sables correspondant aux sols les moins ferrallitiques ; b) des structures polyédriques fines correspondant aux sols ferrallitiques typiques ; c) des structures dégradées, d'aspect poudreux, correspondant aux sols les plus profondément et intensément latéritisés.

La distribution géographique de ces trois catégories de sols vient à l'appui de cette hypothèse : les premiers se distribuent sous climat semi-humide à régime tropical, les seconds sous climat humide tropical, les troisièmes sous climat équatorial humide.

Malheureusement ces études sont rendues difficiles par la répartition actuelle des latérites qui ne correspond pas nécessairement aux conditions sous lesquelles elles se sont formées (Pendleton, 1936). Sous les tropiques, de nombreuses formations sédimentaires doivent leur origine à des processus d'altération latéritique.

Par exemple, certaines formations continentales argilo-sableuses d'Afrique noire dériveraient de la sédimentation de matériaux latéritiques arrachés à d'anciens massifs (cas du continental terminal et du continental intercalaire (Michel, 1960). Elles possèdent les caractéristiques minéralogiques de véritables

latérites. Les sols qui se développent sur ces formations possèdent ces caractéristiques comme héritage, même s'ils sont pédogénétiquement différents. Ces relations entre pédologie et géologie sont bien explicitées dans la théorie de la biorhexistase (Erhart, 1956).

Il est un élément analytique important, car il joue sur la morphologie et est donc facilement observable, qui pourrait permettre de cerner plus étroitement le problème. Il s'agit de la nature des liaisons entre sesquioxydes et argiles kaoliniques. C'est une donnée encore peu étudiée, qui paraît être très importante, car d'elle dépend le comportement du fer, comportement qui varie suivant les groupes de sols. En sols latéritiques, le fer, fortement individualisé, est étroitement lié à la kaolinite (Fripiat *et al.*, 1954 ; D'Hoore, 1954). Par contre, en sols ferrugineux tropicaux, le fer libre se présente sous des formes labiles et se sépare avec facilité des argiles. Il en est de même en sols hydromorphes. Ces données expliquent en partie la coloration très soutenue des sols latéritiques. Elles sont à la base des processus de cuirassement par lessivage (D'Hoore, 1954 ; Maignien, 1958). Ce sujet de recherche est encore du domaine de l'hypothèse. Il mériterait d'être étudié en détail.

RELATIONS ENTRE LES SOLS TROPICAUX ET LES LATÉRITES INDURÉES

De nombreux sols tropicaux présentent des formations indurées dans leurs horizons génétiques. Ce peuvent être des débris de cuirasses ou des gravillons provenant du démantèlement de niveaux indurés (Greene, 1947 ; Ruhe, 1954). Ce peuvent être des cuirasses anciennes en voie d'altération sur lesquelles se développe un nouveau sol (Mulcahy, 1960, 1961). Mais, plus souvent encore, il s'agit de formations particulières d'horizons génétiques qui se sont individualisées *in situ*.

Plusieurs grandes catégories de sols tropicaux possèdent des horizons génétiques concrétionnés ou cuirassés ; ce sont les sols latéritiques comme décrits dans la section précédente, les sols ferrugineux tropicaux ou fersiallitiques, certains sols hydromorphes et parfois aussi les vertisols. Mais nombre de ces sols ne sont pas concrétionnés ou cuirassés. Les formations indurées ne peuvent donc caractériser ces sols à un niveau élevé. Il faut les étudier dans le cadre de chacune de ces catégories.

SOLS LATÉRITIQUES

Les processus d'induration prennent dans les sols latéritiques des aspects variés qui n'ont pas tous la même origine. On observe ou des horizons concrétionnés ou des horizons cuirassés, ou les deux ensemble.

Sols à horizons concrétionnés

Les horizons concrétionnés sont ordinairement proches de la surface du sol et leur épaisseur dépasse rarement 2 mètres. Il s'agit d'horizons où se trouvent en mélange des matériaux terreux et des matériaux indurés de formes diverses, mais généralement arrondies et de dimensions moyennes de 1 à 2 centimètres.

Ces concrétions sont de deux types : a) concrétions vraies, formées du dépôt

successif de films de sesquioxydes, le plus souvent ferrugineux, autour d'un noyau, généralement un grain de quartz ; b) fausses concrétions, constituées de débris de roches altérées imprégnées de solutions ferrugineuses.

Les premières se développent dans les horizons proches de la surface, les secondes plus en profondeur, parfois même sous un véritable niveau cuirassé. Elles prennent alors souvent un aspect nodulaire. Leur taille est plus grande. Elles sont moins concentrées et aussi moins indurées.

Sous l'action des remaniements mécaniques (érosion par l'eau, retournement par les racines des arbres abattus par les tornades), ces horizons se mélangent avec les horizons humifères de surface. Des processus de dissolution et de redépôts successifs accusent la forme pisolithique. Les concrétions prennent le faciès de gravillons, c'est-à-dire de produits résiduels. La patine devient brillante. Ils sont de couleur plus foncée, brun à brun-noir.

Les relations entre concrétions et matériaux meubles qui les entourent sont extrêmement nettes dans les horizons de formation. La ségrégation des sesquioxydes provoque la formation de noyaux colorés où le drainage est ralenti. Les eaux de percolation circulent sur les franges en déposant des films ferrugineux concentriques qui s'indurent et isolent le matériau de la masse terreuse voisine. Les analyses d'éléments texturaux de la masse terreuse et de concrétions montrent la parenté étroite qui les lie (mêmes minéraux résiduels, même faciès d'altération). Par contre, dans les horizons remaniés de surface, cette parenté s'efface peu à peu pour disparaître parfois complètement, surtout s'il y a contamination par des matériaux provenant des formations voisines. Parfois ces gravillons se déposent en lits plus ou moins réguliers qui suivent le modelé. Il y a formation d'une *stone line* dont l'origine est encore très controversée (tri mécanique ; action de la faune du sol, termites surtout ; décapage, épandage à caractère désertique suivi d'un remblaiement, etc.).

Ces concrétions peuvent également provenir de l'induration d'un horizon d'argiles bariolées (*mottled clay*). Comme il s'agit alors d'action d'hydromorphie, la position de telles formations dans le profil est variée. Elle est liée à un ralentissement du drainage qui peut se réaliser à n'importe quel niveau (Waegemans, 1949, 1952), souvent fonction de la topographie. Ici encore les relations entre solum et formations indurées sont étroites.

Sols à horizons cuirassés

Les horizons indurés, plus ou moins continus, sont également de deux types. Il peut s'agir de la transformation par pseudomorphose d'une roche en voie d'altération. La structure est alors formée par de fins cristaux de gibbsite qui moulent la forme de certains minéraux originels (plagioclases). Des imprégnations ferrugineuses et des néosynthèses kaoliniques colmatent plus ou moins cet horizon qui se développe au contact avec la roche mère, donc à grande profondeur. Ultérieurement, des processus de dissolution partielle et de redépôts donnent un aspect scoracié. C'est typiquement la cuirasse relative de D'Hoore (1954) qui peut atteindre des épaisseurs assez considérables (parfois 10 mètres).

Mais le faciès le plus fréquent et aussi le plus classique est l'horizon cuirassé pisolithique ou alvéolaire provenant de la concentration de sesquioxydes à un niveau donné, généralement situé entre les horizons de surface et les horizons argileux. Les sesquioxydes, qui cimentent les éléments texturaux préexistants, proviennent du lessivage des horizons voisins et aussi, et c'est là le cas le plus

général, des profils voisins (Maignien, 1958). Ces formations indurées sont souvent épaisses de 2 à 3 mètres. Les éléments texturaux sont très variés. Il s'agit parfois de concrétions qui se sont formées dans un premier stade d'évolution.

Il y a des relations extrêmement étroites entre la position de ces cuirasses dans les profils et la circulation des eaux. C'est dire que, si la plupart de ces cuirasses se situent à faible profondeur dans les sols, elles peuvent aussi s'imposer à des niveaux beaucoup plus bas. Certaines arènes d'altération sont ainsi cimentées par des sesquioxides et transformées en cuirasses (Bachelier et Laplante, 1953). Parfois la roche elle-même est imprégnée de solutions ferrugineuses et se transforme en cuirasses (Maignien, 1958).

Les relations entre ces types de cuirasses et les niveaux de formation sont plus ou moins étroites. Les horizons jouent comme milieu de réception et d'accumulation. Les matériaux préexistants sont cimentés par les solutions de sesquioxides d'origines diverses. Les liaisons ne se réalisent plus seulement à travers l'ensemble des profils qui s'individualisent le long d'une pente, mais le cuirassement est étroitement lié à l'évolution géomorphologique du paysage. Il s'agit de cuirasses absolues (D'Hoore, 1954).

SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX

Les sols ferrugineux tropicaux, qui appartiennent à un groupe de sols écologiquement plus secs que les précédents, se caractérisent par l'extrême facilité de circulation du fer à travers leur profil. Ce fer contribue à la formation d'horizons concrétionnés ou cuirassés d'origine illuviale. Il n'y a pas d'individualisation d'aluminium, mais celle de manganèse est parfois marquée. Les sols ferrugineux tropicaux montrent une éluviation argileuse souvent intense dans les horizons de surface, suivie d'une accumulation en profondeur. Les coefficients de lessivage sont de l'ordre de 2 à 6. L'illuviation argileuse provoque la mise en place d'un horizon colmaté qui influe profondément sur la distribution et l'immobilisation du fer et du manganèse. Il s'ensuit la formation, sous cet horizon argileux, soit de concrétions, soit, quand il y a apports obliques, d'un horizon cuirassé (Maignien, 1961). Ces processus sont accusés par le modelé subhorizontal sur lequel ils se développent. Le drainage externe est ralenti et, en raison de pluies, les sols évoluent comme de véritables sols hydromorphes avec formation d'une nappe suspendue qui intensifie le concrétionnement et le cuirassement. Ces processus finissent parfois par envahir l'ensemble des profils, d'autant que les horizons de surface, très sensibles à l'érosion (Fauck, 1955), sont fréquemment décapés en surface.

Les horizons concrétionnés et cuirassés, essentiellement ferrugineux, sont de faible épaisseur (de l'ordre du mètre). En règle générale, ils s'individualisent vers 1 à 2 mètres de profondeur, mais peuvent aussi se développer vers 30 à 50 cm. Ces sols sont très proches de ceux décrits par Mohr (1932). Mohr et Van Baren (1954) admettent une formation progressive de sols identiques comportant trois stades : *a*) des profils sans latérite dans lesquels se forme un substrat imperméable ; *b*) des stades comportant des horizons avec latérite nodulaire ; *c*) un stade final, avec latérite formant masse.

Les relations entre horizons génétiques et formations indurées sont étroites.

SOLS HYDROMORPHES

Certains sols hydromorphes présentent en profondeur des horizons cuirassés parfois épais. Les cuirasses sont souvent alvéolaires. Elles sont essentiellement ferrugineuses, parfois faiblement manganifères. La mise en place de ces cuirasses est étroitement liée aux fluctuations d'une nappe phréatique qui enrichit le milieu en sesquioxydes. La profondeur et l'épaisseur de ces formations dépendent de cette nappe. Ces types de cuirasses sont fréquents dans les vallées alluviales (Maignien, 1954). Ils portent le nom de « cuirasses de nappe », de « cuirasses de galerie », de *ground-water laterite*. Le sol originel joue comme matériau de réception. Ces cuirasses ont fréquemment aussi la structure de brèches ou de poudingues.

VERTISOLS

Il est fréquent d'observer en Afrique noire des concrétions pisolithiques ferrugineuses ou manganifères à la base des profils de vertisols. Il m'a même été possible d'observer en Haute-Volta la formation de véritables cuirasses ferrugineuses. En fait, les processus sont peu différents de ceux observés en sols hydromorphes. Une zone de saturation temporaire semble constituer un facteur déterminant. Le milieu riche en cations favorise la précipitation des sesquioxydes de fer sous formes très concentrées.

CUIRASSES COLLUVIALES

Enfin on ne saurait terminer cette section sans parler des cuirasses colluviales. Ces cuirasses, qui s'observent aux pieds des pentes, sont de deux types : il s'agit ou de débris d'anciennes cuirasses qui sont cimentées secondairement, ou de matériaux colluviaux ou proluviaux imprégnés et indurés par des solutions enrichies en sesquioxydes. Ce sont les cuirasses dites de « bas de pente ». Ce dernier type est fréquent en pays cuirassé. Il se développe sur les pentes inférieures à 7-9 % (D'Hoore, 1954 ; Maignien, 1958). Ces cuirasses, très dures, sont peu épaisses (moins d'un mètre), essentiellement ferrugineuses, de couleur sombre. Elles possèdent une structure feuilletée caractéristique.

Enfin, pour mémoire, on doit signaler les cuirasses de fonds de lacs ou de mangrove qui sont proches des cuirasses de sols hydromorphes.

RELATIONS ENTRE LA MORPHOLOGIE
DES HORIZONS CUIRASSÉS
ET LE MILIEU DE FORMATION (Maignien, 1958)

RÔLE DES SESQUIOXYDES CONSTITUTIFS

Les sesquioxydes immobilisés dans un matériau textural originel remplissent trois rôles : a) ils cimentent les particules texturales ; b) ils imprègnent les formations en place ; c) ils se concentrent et se concrétionnent.

Cimentation

La cimentation se réalise le plus souvent dans des éléments grossiers. Elle s'observe rarement lorsque les particules du sol ont un diamètre moyen inférieur à 20 μ . Elle est donc rare en sols argileux. Les granules texturaux sont ou des matériaux originels tels que des sables, des graviers, des cailloux, ou bien des matériaux secondaires comme des pseudo-sables, des concrétions, des gravillons, des blocs d'anciennes cuirasses. Il arrive fréquemment qu'un sol primitivement constitué de particules fines se cimente à la suite du concrétionnement d'un de ses horizons.

Imprégnation

Ce processus se produit dans un matériau à texture moyenne ou assez fine (limons grossiers, sables fins, sables argileux, argiles sableuses). L'imprégnation est plus ou moins diffuse. Elle suit les lignes de moindre résistance où l'eau peut circuler. Elle signale souvent de faibles variations texturales. Le squelette induré est constitué de particules généralement plus grossières que les matériaux meubles voisins. Parfois l'imprégnation se complète de l'épigénie partielle des minéraux résiduels. Le ciment siliceux de certains grès se trouve ainsi remplacé par des hydroxydes de fer. Des phénomènes du même ordre s'observent dans les schistes. Ces processus se traduisent par une dissolution plus ou moins partielle de la silice et un ébranlement mécanique de la masse. Le squelette ferrugineux est seul conservé. Les matériaux ameublis sont entraînés par les eaux et il subsiste une roche ferrugineuse, plus ou moins caverneuse, qui conserve les traces du litage originel.

Concrétionnement

Le concrétionnement se produit par concentration, précipitation ou dépôts de films de sesquioxides autour de nucléus variés (grains de quartz, débris de minéraux). Les concrétions tiennent de l'imprégnation et de la cimentation, mais le phénomène est très concentré, d'où il résulte la formation de produits plus ou moins arrondis qui sont individualisés les uns par rapport aux autres.

Le concrétionnement peut également se réaliser par induration des sesquioxides ségrévés d'un matériau plus argileux. On peut aussi signaler la formation de pseudo-sables (liaison étroite entre argiles et sesquioxides).

Ces trois types de cuirassement correspondent à des formes d'accumulation absolue. Ils sont liés aux mouvements du fer dans les sols. L'alumine contribue plus rarement à la réalisation de ces processus, bien qu'on observe parfois des oolithes alumineuses. Par contre, l'alumine joue un rôle important dans la morphologie de certains types de cuirasses relatives. Un excellent exemple est fourni par les horizons à faciès « pain d'épice » plus ou moins imprégnés de sesquioxides de fer. Les cristaux de gibbsite conservent la structure originelle de la roche et forment un squelette plus ou moins induré.

FACTEURS DE LA MORPHOLOGIE DES HORIZONS CUIRASSÉS

La morphologie des horizons cuirassés dépend de plusieurs facteurs.

Mode de formation

Accumulation relative. La forme la plus fréquente de l'accumulation relative est la structure scoriacée. Le squelette est bauxitique, de couleur claire (blanc à rose). Les cavités, de petite taille, sont partiellement remplies de matériaux fins, rouges, avec imprégnation ferrugineuse secondaire. On y observe des pseudomorphoses et la structure originelle est partiellement conservée. Le départ des matériaux les plus solubles, qui précisent l'origine relative de ces cuirasses, est confirmé par des tassements, des cisaillements, parfois des aspects pseudo-colluvionnés.

Accumulation absolue. La morphologie de ces cuirasses dépend essentiellement des propriétés physico-chimiques du milieu de formation. Ces cuirasses sont surtout ferrugineuses, parfois manganifères. Il faut cependant signaler que fer et/ou manganèse imprègnent ou cimentent parfois des horizons alumineux, rendant alors la distinction entre cuirasses absolues et cuirasses relatives assez délicate.

Propriétés physico-chimiques

Degré de saturation en bases. En sols acides, les formes indurées sont diffuses et d'imprégnation. On observe les types suivants : cimentation plus ou moins complète d'un matériau meuble, imprégnation avec formation de cuirasses à structure alvéolaire, cuirasses feuilletées dans le cas d'apports importants de sesquioxides par lessivage oblique.

En sols plus riches en cations alcalino-terreux les oxydes de fer et de manganèse tendent à se concentrer en concrétions arrondies (Castagnol et Shangguan-Tu, 1940). Parfois les sesquioxides se déposent autour d'un noyau de roche en voie d'altération qui crée dans son voisinage immédiat une concentration en alcalino-terreux suffisante pour provoquer la précipitation. Ces phénomènes sont plus nets encore sur roches calcaires.

Texture. En milieu argileux et colmaté, prédominent les formes arrondies. En milieu meuble se réalisent des formes d'imprégnation diffuse. En milieu à texture moyenne (sablo-argileuse à argilo-sableuse) s'individualisent des cuirasses plus ou moins alvéolaires.

Quantité de sesquioxides accumulés

La plus ou moins grande netteté des formes dépend de la quantité de sesquioxides accumulés et de la plus ou moins grande vitesse d'évolution de l'immobilisation. Un milieu riche en sesquioxides est souvent lié à une roche basique, riche en alcalino-terreux. Il tend à donner des formes arrondies. Un milieu pauvre en sesquioxides (granites ou gneiss très quartzeux) donne plutôt des formes d'imprégnation. D'autre part, plus le phénomène d'immobilisation est brutal, plus les faciès sont concentrés (cuirasses de milieu hydromorphe).

En conclusion les différentes données concernant les niveaux indurés des sols tropicaux permettent de dresser le tableau suivant (Maignien, 1958):

SOLS LATÉRIQUES

HORIZON CUIRASSÉ CONSTITUÉ DE SESQUIOXYDES INDIVIDUALISÉS « IN SITU »

Accumulation relative

Milieu bien drainé. Cuirasse riche en alumine ; structure scoriacée dominante ; horizon proche de la surface ; induration moyenne ; faciès « pain d'épice ».

Milieu à drainage déficient. Cuirassement très peu prononcé ; sols généralement argileux ; quand elle existe : cuirasse alumino-ferrugineuse ; structure pisolithique à finement alvéolaire, généralement aplatie, ou concrétions et nodules ; horizon proche de la surface du sol ; induration faible à moyenne ; argile bariolée.

Accumulation absolue

Milieu bien drainé. Absorption du fer sur les argiles ; pseudo-sables.

Milieu mal drainé. Cuirasse alumineuse plus ou moins incrustée de fer, souvent très argileuse ; structure alvéolaire à nodulaire ; position dans le profil liée au niveau hydrostatique ; induration forte.

HORIZON CUIRASSÉ CONSTITUÉ DE SESQUIOXYDES D'ORIGINE EXTÉRIEURE AU PROFIL

Accumulation absolue

Milieu bien drainé. Cuirasse alumino-ferrugineuse ; dépôts de films ferrugineux sur squelette originel ; nombreux matériaux clastiques ; cuirasse parfois affleurante, poreuse ; induration élevée.

Milieu à drainage déficient. Blanchiment ; cuirasses pisolithiques, parfois alumineuses, assez rares sur les plateaux.

SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX

HORIZON INDURÉ DE SESQUIOXYDES LIBÉRÉS SUR PLACE

Accumulation absolue

Milieu bien drainé. Sols très lessivés, à cuirasse ou concrétions au niveau d'une nappe phréatique profonde ; cuirasse alvéolaire, essentiellement ferrugineuse ; induration forte.

Milieu à drainage déficient. Sols lessivés à concrétions ou cuirasses ferrugineuses ; structure pisolithique ou/et légèrement feuilletée ; profondeur 50 à 150 mètres.

HORIZON CUIRASSÉ CONSTITUÉ DE SESQUIOXYDES PROVENANT DES PROFILS VOISINS

Accumulation absolue

Lessivage oblique. Cuirasse de bordure de plateau et cuirasse de bas de pente, essentiellement ferrugineuse ; nombreux matériaux clastiques ; structure feuilletée, souvent affleurante ; induration très forte.

Action d'un niveau hydrostatique suspendu, temporaire, cuirasse pisolithique, parfois légèrement feuilletée ; profondeur faible (50-150 cm) ; induration forte.

AUTRES TYPES DE SOLS

Cuirassement lié aux battements d'une nappe temporaire essentiellement ferrugineux ; structure fonction de la texture et de la richesse du milieu de réception.

Distribution des latérites dans le monde

Relations avec les facteurs du milieu

DISTRIBUTION DES LATÉRITES

Les latérites sont largement répandues à travers le monde, mais plus particulièrement dans les régions intertropicales d'Afrique, d'Australie, de l'Inde, du Sud-Est asiatique et d'Amérique du Sud. Toutefois la répartition de ces sols ne correspond pas nécessairement aux conditions actuelles de genèse. Beaucoup de ces formations sont subactuelles ou fossiles, même en régions intertropicales. Leur extension montre qu'à un moment ou l'autre de l'histoire du globe les conditions de formation ont pu se trouver réunies, conditions qui n'ont pas été nécessairement contemporaines en tous les points de la terre. Sans parler de formations sédimentaires rouges très anciennes (permo-carbonifères) que l'on soupçonne d'origine tropicale, les niveaux du sidérolithique et des matériaux plus récents présentent les caractéristiques des latérites. Muckenhausen (1962) signale des latosols en Allemagne méridionale. Les *red yellow podzolic soils* des États-Unis peuvent plus ou moins être assimilés à des oxisols. Certains sols enterrés sous les limons du Condroz (Belgique) possèdent toutes les caractéristiques de sols ferrugineux tropicaux à concrétions. De tels exemples sont extrêmement fréquents.

Il est maintenant universellement admis que les sols latéritiques n'ont pu s'individualiser qu'à travers des périodes d'évolution extrêmement longues (Leneuf, 1959), de l'ordre de dizaines et parfois même de centaines de millénaires. De nombreuses études tendent à montrer que l'ère tertiaire a présenté des conditions particulièrement favorables à la latéritisation, aussi bien en régions intertropicales que dans le monde entier. Pourquoi ces formations sont-elles plus abondantes sous les tropiques? Les conditions actuelles de formation ne sont certainement pas les seules en cause. Il est probable que ces différences sont liées à l'action des glaciers quaternaires qui, en régions boréales, ont arasé les croûtes d'altération, effaçant les influences anciennes. Ces glaciations n'ayant pas joué en régions intertropicales, les formations latéritiques tertiaires viennent s'ajouter aux formations quaternaires.

Prescott et Pendleton (1952) ont tenté les premiers une synthèse mondiale sur la répartition des latérites, ces dernières étant prises au sens anglo-saxon du terme. Depuis cette étude, de nombreuses prospections ont été effectuées, particulièrement en Afrique et en Amérique du Sud. Pour l'Afrique, il faut citer la carte des sols du Service pédologique interafricain (de la Commission

de coopération technique en Afrique au Sud du Sahara [CCTA]) dont la dernière approximation a été présentée par D'Hoore en 1963. Il s'agit d'une synthèse à l'échelle d'un continent qui tient compte de l'ensemble des résultats acquis par les pédologues ayant œuvré en Afrique. A l'échelle de l'Amérique du Sud, les études cartographiques sont moins poussées, mais permettent d'avoir une assez bonne idée de la répartition des formations latéritiques (Bramao et Lemos, 1960). Il en est de même pour l'Asie du Sud-Ouest. Les travaux australiens sont également fort avancés (Stephens, 1962).

Les latérites sont largement distribuées en régions intertropicales semi-humides et humides du globe. A l'état fossile, elles sont reconnues sous des climats plus secs, parfois même sous climat tempéré (voir le premier chapitre de cet ouvrage).

Sous leurs formes indurées, les latérites débordent les climats tropicaux subhumides et on peut les observer jusque dans des régions désertiques (déserts africain et australien) où elles signalent des influences passées plus humides. On doit à Prescott et Pendleton (1952) la première synthèse mondiale sur la distribution des latérites indurées du globe. Il y a peu de chose à ajouter en ce qui concerne leur répartition en Inde et en Australie. Par contre de nombreuses études permettent de compléter nos connaissances sur leur répartition dans le Sud-Est asiatique, en Afrique et en Amérique. D'une façon générale les travaux de cartographie intègrent latérites indurées et sols latéritiques dans le sens le plus large. Traiter ce problème reviendrait à étudier la répartition des sols intertropicaux. Aussi nous limiterons-nous aux données générales qui précisent la distribution des « latérites » sur les principaux continents.

AFRIQUE

Les connaissances sur la répartition des sols d'Afrique, et à l'intérieur de ceux-ci des sols latéritiques, sont synthétisées sur la carte au 1/5 000 000 dressée par D'Hoore (1963) en coopération avec les pédologues travaillant sur ce continent.

Toutes les formations pouvant être rattachées aux latérites y sont groupées sous les rubriques suivantes :

A. Sols minéraux bruts

1. Roches et débris de roches.

Ab. Cuirasses ferrugineuses et carapaces calcaires non différenciées.

B. Sols peu évolués

1. Lithosols (sols squelettiques) et sols lithiques. Définition. Sols sans différenciation d'horizons génétiques avec des éléments grossiers et dont la roche solide se trouve à moins de 30 cm de profondeur.

Bb. Sur cuirasses.

J. Sols ferrugineux tropicaux (sols fersiallitiques)

Ces sols présentent fréquemment, à faible profondeur, un horizon plus ou moins concrétionné, et souvent même cuirassé, le ciment étant essentiellement ferrugineux. Ces formations indurées sont particulièrement développées sur roches riches en minéraux ferro-magnésiens (Je); sur roches cristallines acides (Jc) elles sont moins intensément développées. Elles sont souvent absentes sur matériaux originels sableux (Ja).

K. Ferrisols.

Cette catégorie est subdivisée en : non différenciés (Ke); sur roches riches en minéraux ferro-magnésiens (Kb); humifères (Ka). Comme ils ne sont pas tous cuirassés, et il en est de même pour les sols précédents et pour les sols ferrallitiques qui vont suivre, la présence de cuirasse (latérite indurée) à faible profondeur est signalée par une surcharge.

L. Sols ferrallitiques (« sensu stricto »)

On distingue :

1. Les sols à couleur dominante jaune-beige (7,5 YR ou plus jaune) sur : sédiments meubles sableux (La); sédiments plus ou moins argileux (Lb); non différenciés (Le).
2. Les sols à couleur dominante rouge (5 YR et plus rouge) : sédiments meubles (L1); roches riches en minéraux ferro-magnésiens (Lm); non différenciés (Lu).
3. Les sols ferrallitiques humifères, non différenciés (Ls).
4. Les sols ferrallitiques « à horizon sombre », non différenciés (Lt).
5. Les sols ferrallitiques jaunes et rouges sur matériaux originels divers, non différenciés (Lx).

Les sols minéraux bruts et les sols peu évolués de cuirasses s'observent dans toute l'Afrique intertropicale. Ils sont particulièrement fréquents sur les vieux plateaux et les buttes témoins du tertiaire et du début du quaternaire. Ces cuirasses anciennes sont largement représentées sur les formations sédimentaires argilo-sableuses du miopliocène. On peut les observer au nord vers le Sahara où elles sont ennoyées par des dépôts éoliens.

Les cuirasses ferrugineuses actuelles ou subactuelles semblent se limiter aux sols ferrugineux tropicaux qui sont largement représentés en Afrique où ils forment, dans l'hémisphère nord, une bande qui prend le continent en écharpe d'ouest en est; approximativement entre les isohyètes 750 et 1 200 mm, et, dans l'hémisphère sud, à des taches importantes en Angola, dans le sud du Congo et en Mozambique. Ces sols cuirassés, souvent érodés, se distribuent principalement sur des matériaux originels pauvres en minéraux alcalino-terreux. Le modelé subhorizontal, en « marches d'escalier » est caractéristique. Ils supportent une végétation de savane caractérisée.

Entre ces deux bandes de sols ferrugineux se situe la zone des sols latéritiques qui, sous climats tropicaux, sont fréquemment cuirassés. Sous climats équatoriaux, sans saison sèche marquée, si le concrétionnement est parfois bien marqué, le cuirassement est plus rare. Ces sols se développent sur les matériaux les plus divers.

Le modelé est celui de collines, plus ou moins accusé. La végétation naturelle est une forêt, d'aspect varié, souvent dégradée par l'homme.

AMÉRIQUE

On doit à l'Institut inter-américain des sciences agronomiques et à la FAO, les premiers essais de corrélation et de cartographie des sols en Amérique du Sud. En Amérique centrale et au Mexique, les efforts sont plus récents.

En Amérique du Nord, Thorp et Reed (1949) ont signalé certaines formations ferrugineuses scoriacées dans le Nebraska, formations qui peuvent être assimilées à des latérites fossiles. De même les *red yellow podzolic soils* peuvent être, dans une certaine mesure, assimilés aux sols latéritiques.

En ce qui concerne l'Amérique du Sud, Bramão et Lemos (1960), sur une carte de 1/10 000 000, signalent les unités cartographiques suivantes, associations à rattacher aux latérites.

« *Red yellow latosols* » et « *red yellow podzolic soils* ». Cette unité comprend les *red yellow latosols*, les *hydrol humic latosols*, les *red yellow podzolic soils* et les *regolatosols* du Brésil; les sols latéritiques du Pérou, les *red yellow latosols* et *hydrol humic latosols* de l'Équateur; les *red yellow latosols* et sols associés, les *red yellow podzolic soils* et sols associés de Colombie; les sols latéritiques, les

sols jaunes et rouges latéritiques de Bolivie; les latosols et lithosols associés, les *red yellow podzolic soils* du Paraguay; les latosols et sols rouges podzoliques d'Argentine; les *red yellow podzolic soils* et les latosols rouges terreux, les sols latéritiques brun-rouge du Venezuela.

Latosols jaune pâle, latérites de nappes, sols jaune-rouge, podzoliques et latosols concrétionnés. Ces unités comprennent les regolatosols du Brésil et les regosols latosoliques d'Équateur.

Latosols arénassés. Cette unité comprend les latosols sableux, les latosols jaune-rouge du Brésil, les latosols sableux du Paraguay; les regosols sableux, les latosols jaune-rouge, les latosols rouge terreux du Venezuela.

« *Low humic latosols* », « *terra roxa* ». Cette unité comprend la *terra roxa legitima* et *paraná* du Brésil et du Paraguay.

Rubrozems. Ceux-ci comprennent les rubrozems du Brésil, les sols forestiers gris-noir subtropicaux, les lithosols et régosols d'Argentine.

Les latosols jaune-rouge s'observent essentiellement sous forêt humide tropicale. Les latosols jaune pâle se distribuent surtout sous forêts équatoriales et plus particulièrement en Amazonie. Ils sont fréquemment associés aux latérites de nappe et aux latosols concrétionnés. Les latosols arénassés et sableux s'observent principalement sous savane tropicale.

Depuis, Camargo et Bennema (1962) ont précisé les caractéristiques de ces principales unités¹.

En Amérique centrale les latérites indurées sont extrêmement rares, si les sols latéritiques sont fréquents. On en a signalé quelques petites taches sur la côte orientale du Nicaragua.

En Amérique du Sud, les manifestations les plus apparentes du cuirassement se situent au Brésil et dans les Guyanes. C'est le cas particulier des *canga* du Brésil (Marbut, 1932). Les latérites recouvrent les restes d'anciennes pénéplaines à Bahia, au Ceara occidental, au Piauly oriental, au Minas Geraes septentrional, ainsi que dans les régions centrales et sud de Maranhas. Ces latérites s'étendraient jusqu'à Goyaz et les parties septentrionales de São Paulo, et beaucoup plus loin encore à l'ouest à travers le Mato-Grosso (Prescott et Pendleton, 1952).

Enfin des latérites bauxitiques très épaisses ont été reconnues en Guyane britannique, en Guyane néerlandaise et en Guyane française.

ASIE

Inde

Les latérites ont été reconnues depuis fort longtemps en Inde où elles occupent des surfaces importantes sur le Deccan. Oldham (1893) signale que les latérites de « haute altitude » recouvrent les sommets des collines et des plateaux des massifs montagneux de l'Inde centrale et occidentale. La latérite de « basse

1. Voir p. 130.

altitude» forme des bandes extrêmement longues en bordure des deux côtes de la péninsule du Deccan.

Sur la côte occidentale, ces deux types de latérites se distinguent difficilement. Par contre, sur la côte orientale, l'origine détritique est plus nette et ce faciès peut être suivi du cap Comorin jusqu'à Orissa et, de là, vers le nord, en passant par Midnapur, Bardwan et Birbhum jusque sur les flancs des Rajmahal Hills.

On doit à Raychaudhuri (1941) la compilation de la plupart des informations relatives à l'Inde. Dans le dernier dessin de la carte pédologique de l'Inde, cet auteur rattache les formations de latérites aux classes suivantes : sols rouges gravelleux, latérites et sols latéritiques. Les premiers peuvent être également appelés sols rouges ferrugineux gravelleux, la mise à l'affleurement des graviers étant indiquée par un symbole sur la carte.

Les sols latérites peuvent aussi être appelés ferrallitiques et sont subdivisés suivant leur position topographique en latérites de haute altitude, et de collines, et latérites de basse altitude.

Les latérites et sols latéritiques sont ferrugineux et faiblement latéritisés (latosols).

Sud-Est asiatique

Les principaux résultats ont été regroupés par Dudal et Moormann (1962). Ils distinguent :

1. Les sols jaune-rouge podzoliques (*red yellow podzolic soils*) qui dominent dans les parties les plus humides du Sud-Est asiatique, sur matériau non basique, sur les formes matures et séniles du modelé. Au Viêt-nam, ils occupent plus de 50 % de la surface du territoire. En Indonésie, ils constituent un groupe important des régions non volcaniques et sont représentés à l'ouest de Java, de Sumatra et de Bornéo. On observe une distribution comparable en Malaisie et dans les régions voisines. Ces sols se développent sous des pluviométries supérieures à 1 500 mm/an, mais sous des climats à saison sèche marquée et à température supérieure à 10 °C. Ils portent des peuplements de forêt tropicale de régions basses ou de savanes herbeuses.

2. Les sols gris podzoliques (*gray podzolic soils*) sont souvent associés à des latérites de nappe. On les observe sur les alluvions anciennes, acides, de texture légère à moyenne. Ils se distribuent essentiellement sous climat tropical de mousson. On en observe cependant quelques taches à Bornéo et au Sarawak, sous climat équatorial ; la pluviométrie est alors généralement supérieure à 1 500 mm et bien répartie dans l'année. Cependant, dans les régions nord-est de Thaïlande, le climat est plus sec. Ces sols se développent sur des modelés plans à faiblement ondulés, sous forêts ouvertes à diptorocarpées et, pour les régions les plus humides, sous forêt dense ombrophile. Les *gray podzolic soils* se distribuent principalement sur les immenses terrasses du Mékong au nord-est de la Thaïlande, au sud-ouest du Laos, au Cambodge, au Viêt-nam. Ils ont aussi été observés sur les terrasses des vieilles rivières comme la Chao Phya et la Ta Chin, en Thaïlande centrale, sur celles du bas Irrawaddy, en Birmanie. Quelques petites surfaces sont signalées dans les parties les plus humides du Viêt-nam central, au sud de la Thaïlande, au Sarawak et en Indonésie (Bornéo, Bangka et Billiton).

3. Les latosols brun-rouge (*dark red et reddish brown latosols*). Ces sols se développent sur des matériaux basiques (basaltes, diabases, diorites, andésites, granites et gneiss à mica noir). Ils se situent en position de bon drainage, en

modelé de colline ondulée. On les observe depuis le niveau de la mer jusqu'à environ 1 000 mètres d'altitude suivant la latitude, l'exposition et le microclimat. Ils s'individualisent sous des températures moyennes supérieures à 22 °C et sous des pluviométries de l'ordre de 1 000 à 3 000 mm/an. La saison sèche est ordinairement peu marquée, mais peut parfois atteindre trois à quatre mois, ce qui correspond à une augmentation de la saturation en bases des sols. La végétation qui les recouvre varie de la forêt ombrophile à la forêt de savane. Ces latosols sont très développés sur les parties de faible altitude des formations volcaniques d'Indonésie (Sumatra-Ouest, Java, Bali, Moluques), des Philippines, du Sud Viêt-nam, de l'est du Cambodge et sur les formations basiques des hauts plateaux de l'est et de l'ouest de la Birmanie. Ils ont également été reconnus au Laos central, dans les régions sud-est de la Thaïlande et les parties centrales de Malaisie.

4. Les latosols jaune-rouge (*red yellow latosols*). Ces sols s'observent sur des matériaux originels ou transportés acides, en particulier sur les vieilles terrasses côtières et fluviales du nord-ouest de Ceylan et du nord-est de la Thaïlande, où ils seraient fossiles. Sur matériaux résiduels, ils se développent le plus souvent sur roches ignées, métamorphiques ou sédimentaires. Le modelé est ondulé à montagneux. Ils se répartissent du niveau de la mer à plus de 1 000 mètres d'altitude, sous des climats tropicaux dont la pluviométrie annuelle se situe entre 600 et 3 000 mm. A Bornéo, la saison sèche est peu exprimée. Elle est plus marquée au Viêt-nam, au nord-est de la Thaïlande et au nord-ouest de Ceylan. La végétation est celle d'une forêt ombrophile ou d'une forêt de savane. Ces sols ont leur plus grande extension à Bornéo, au nord-est de Sumatra, au Sarawak, à Brunei et à Mindanao. Ils occupent les parties hautes du sud de la Birmanie, de la Thaïlande, de la Malaisie, du Sud Viêt-nam, du nord-ouest de Ceylan. Ils peuvent être en association avec des latérites de nappe et des formations de bauxites dans le sud-est de Bornéo et les îles de Bangka et Billiton.

5. Enfin, certains sols à gley faiblement humifères et sols gris hydromorphes présentent fréquemment en profondeur des formations indurées qui ont été appelées latérites de nappes. Ils s'observent dans les dépressions mal drainées sur matériaux alluvions ou colluvions généralement acides, sous des pluviométries supérieures à 800-900 mm/an. De grandes superficies sont observables sur la basse terrasse du Mékong au Cambodge, au Laos et au Viêt-nam. Dans les parties centrales et nord-est de la Thaïlande, ils sont aussi reconnus. La latérite s'observe en moyenne entre 100 et 200 cm de profondeur.

AUSTRALIE

Comme en Inde, les latérites sont reconnues depuis fort longtemps en Australie (Darwin, 1844). C'est pourtant Edgeworth qui, en 1887, a le premier reconnu la latérite en tant que telle. Depuis, de nombreuses études ont traité de leur répartition et de leur interprétation, souvent dans un esprit géologique. C'est ainsi que de nombreux « grès du désert », grès ferrugineux, dans la péninsule du cap York, dans les Northern Territories, sont des latérites indurées (Davidson, 1905 ; Woolnough, 1918).

L'importance des latérites de l'Australie-Occidentale a été relevée par Simpson (1912). On en a également reconnu dans la région d'Adélaïde, dans les Blue Mountains de Nouvelle-Galles du Sud, près de Brisbane et dans le voisinage de Darwin (Walther, 1915).

Dans les régions nord du continent (Jensen *et al.*, 1915), dans le Queensland (Saint-Smith, 1921); Jensen, 1926), les latérites sont fréquentes.

La plupart de ces formations indurées de surface sont portées comme telles sur les cartes géologiques de nombreuses régions. Il s'agit le plus souvent de formations anciennes, dont la genèse ne présente aucune relation avec les conditions climatiques actuelles. Elles soulignent les traces d'une ancienne plaine mise en relief. Ainsi les latérites du Queensland seraient probablement pliocènes (Bryan, 1939). Pour Hanlon (1945), les bauxites ferrugineuses de Nouvelle-Galles du Sud seraient miocènes.

Le manuel des sols australiens (Stephens, 1962) signale plusieurs grands groupes de sols qui peuvent être rattachés aux latérites au sens large.

1. Les sols latéritiques podzoliques (*lateritic podzolic soils*). Ce sont généralement des sols fossiles, d'âge pliocène, qui se distribuent sur les vieilles surfaces tabulaires. Leur horizon induré, souvent affleurant dans les régions arides, a le faciès d'une latérite nodulaire, pisolithique ou massive qui se serait formée sous l'influence de la fluctuation d'une nappe phréatique actuellement disparue. Ces sols s'observent dans tous les États de l'Australie et plus couramment dans les régions les plus humides, mais aussi, sous leurs formes fossiles, dans les régions les plus arides. Ils supportent des peuplements végétaux variés de forêts, de savanes forestières et de bruyères.

2. Les terres jaunes (*yellow earths*). Ces sols se caractérisent fréquemment par la présence de nodules ferrugineux en quantité variable dans leur horizon B. Ils peuvent donc, dans une certaine mesure, être rattachés aux latérites. Ils se développent sur des roches variées, des grès jusqu'aux roches ignées. Ils ont été identifiés dans le district côtier de Nouvelle-Galles du Sud et dans les régions plus humides du Queensland, de Brisbane au golf de Carpentaria.

3. Krasnozems. Ces sols s'observent dans les États de l'est de l'Australie, de la Tasmanie au Queensland. Ils sont beaucoup plus fréquents dans les zones côtières tropicales. Ils forment aussi quelques petites taches dans les parties plus humides du Sud australien, en Australie-Occidentale et dans l'île de Norfolk.

4. Krasnozems latéritiques. Ils forment des petits périmètres en complexe avec les krasnozems typiques dans les districts côtiers et subcôtiers du Queensland.

5. Terres rouges latéritiques (*lateritic red earths*). Ces sols se limitent aux régions tropicales et subtropicales australiennes. Ils ne sont pas observés dans les régions tempérées plus humides de l'Australie-Méridionale, où ils sont remplacés dans le paysage par des sols latéritiques podzoliques. Ces terres rouges sont largement associées aux surfaces anciennes d'âge probable pliocène.

6. Enfin, il est possible de rattacher aux latérites les sols calcaires latéritiques, anciens sols latéritiques envahis par du carbonate de calcium à la suite d'une nouvelle pédogenèse. Ces sols sont observés sporadiquement dans les territoires du nord de la frange sud de Barkly Tableland, aux approches nord des Macdonnell Ranges, également en Australie-Occidentale entre Kalgoorlie et Coolgardie et, en Australie-Méridionale, sur la péninsule Eyre.

RELATIONS AVEC LES FACTEURS DU MILIEU

Les premiers essais d'interprétation sont déjà anciens et traitent surtout de l'action des différents facteurs du milieu. On peut citer les travaux de Köppen, Lang (voir Lacroix, 1913), Richtofen (1886) sur le rôle de la végétation ; de Holland (1903) sur le rôle des bactéries ; de Campbell (1917), Harrison (1910) sur le rôle de la nappe phréatique ; de MacLaren (1906), Lacroix (1913) sur l'action de l'alternance de saisons sèches et humides ; de Simpson (1912), Lacroix (1913), sur l'action de la topographie.

Il semble possible, en regard des connaissances actuelles, de tenter un essai de synthèse pour préciser l'action des différents facteurs du milieu sur la genèse des latérites contemporaines.

CLIMAT

Deux données fondamentales entrent en ligne de compte : la pluviométrie et la température. Les valeurs sont différentes suivant que l'on considère l'ensemble des formations indurées ou les seules formations indurées dérivant des sols latéritiques. Maignien (1958) signale que si le milieu latéritique favorise le cuirassement en enrichissant les sols en sesquioxydes, le cuirassement peut également jouer sur tout autre matériau contenant suffisamment de sesquioxydes. Il en résulte que les conditions du cuirassement des sols sont beaucoup moins strictes que celles de l'altération latéritique.

La confusion entre ces deux processus (cuirassement et latéritisation) explique les données parfois contradictoires exposées dans la littérature pédologique. Pendleton (1943) estime que, pour qu'il y ait formation de latérites (sous sa forme indurée), il faut que la pluviométrie soit suffisante pour le développement et le maintien de formations forestières. Les cuirasses ne pourraient pas se former sous climats à peuplements de savanes. Pourtant, en Afrique noire, les zones optimales du cuirassement se distribuent sous climat soudanien, donc principalement sous savane (Maignien, 1954). Humbert (1948) reconnaît que les latérites indurées se développent difficilement en région à humidité permanente. Pour MacLaren (1906) ce sont les périodes de sécheresse qui favorisent la formation des cuirasses. Ce qui est controversé par Scrivenor (1930) qui signale la présence de latérites à Malacca dans des régions où il n'y a pas alternance de saisons sèches et humides. Pour Campbell (1917) et Humbert (1948) une alternance régulière de saisons sèches et humides n'est pas indispensable s'il se manifeste dans les sols des conditions, même irrégulières, d'humidité et de dessiccation.

Mohr et Van Baren (1954) estiment que, compte tenu de l'évapotranspiration, une pluviométrie mensuelle inférieure à 60 mm est caractéristique d'un mois sec. Aubreville (1949) porte cette limite à 30 mm /mois. Simpson (1912) pense que les conditions de semi-aridité de l'Australie-Occidentale sont déterminantes pour la formation de latérite indurée. On pourrait multiplier les exemples.

En fait ces résultats contradictoires découlent de l'étude d'objets qui ne se rattachent pas tous à la même pédogenèse. Ainsi les conditions de formation des cuirasses à sesquioxydes de fer sont très différentes de celles des cuirasses alumineuses. Dans les premières, le rôle des complexants organiques ou du potentiel redox est déterminant, dans les secondes la genèse dépend étroitement des conditions de désionisation du milieu.

Si l'on considère seulement les «sols latéritiques», on constate que la plupart des études sur le rôle du climat s'appuient sur les relations qui le lient aux variations de certaines caractéristiques spécifiques des profils, en particulier aux variations du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. La latérite se caractériserait par un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ inférieur à 2. Plus ce rapport est bas, plus la latéritisation est poussée. La critique de ce concept n'est plus à faire, car le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est plus sous la dépendance des conditions locales du drainage que sous celle du climat atmosphérique. Par exemple, les sols africains des régions forestières équatoriales sur granites ont le plus souvent un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ légèrement inférieur à 2, pour des températures moyennes annuelles de 25 °C. A Madagascar, sur des formations comparables, mais pour des températures moyennes annuelles de 18 à 20 °C, le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ descend fréquemment en dessous de 1,0, les précipitations dans l'un ou l'autre cas étant comparables. Il est donc difficile de cerner le problème. C'est par la comparaison des faits identiques en relation avec des essais de pédogenèse expérimentale que l'on arrivera à plus de précision. L'approche la plus satisfaisante est de se rattacher aux sols dans leur ensemble et non uniquement à certaines de leurs caractéristiques morphologiques ou chimiques, plus ou moins arbitraires.

Température

On trouve peu de travaux traitant des conditions thermiques de la formation des latérites. Il s'agit pourtant d'une donnée essentielle. Crowther (1930) a montré que sous une humidité constante le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ croît avec la température. Pour Robinson et Holmes (1924), au-dessus d'une température annuelle de 16 °C, ce rapport est inférieur à 2. Bayer et Scarseth (1930), en Alabama, confirment ces résultats. Segalen (1957), à Madagascar, signale que, sur roches basiques et sous certaines conditions de fortes humidités, le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ peut s'abaisser en dessous de 2 pour des températures moyennes annuelles inférieures à 14 °C.

La majorité des sols latéritiques contemporains se développent sous des températures moyennes annuelles qui avoisinent 25 °C. Cependant, sur les hauts plateaux malgaches qui portent des sols latéritiques très profonds, la température moyenne annuelle est de 18 à 20 °C. Au Ruanda-Urundi, Denisoff (1959) signale des latosols vers 2 000 mètres d'altitude sous des températures de 16 °C. Prescott, au Kivu, en reconnaît à plus de 2 000 mètres sous des températures de 15 °C. Or il existe des régions du monde où ces moyennes sont communes et où il n'y a pas de latéritisation. La notion de température devrait être associée à d'autres valeurs qu'à des moyennes annuelles. Peut-être faudra-t-il mieux tenir compte du bilan énergétique. Ceci a été signalé par Scaetta (1939), mais il ne semble pas qu'il y ait eu des études poussées dans ce sens.

Pluviométrie

Les valeurs que l'on peut trouver dans la littérature sont extrêmement variables, pour la même raison que l'on rapproche des sols qui ne sont pas comparables. La plupart des études portent sur les relations entre le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et les précipitations (Segalen, 1957). Mohr et Van Baren (1954) en font la critique et rapportent qu'il est permis d'aboutir aux conclusions contradictoires suivantes : a) corrélation négative entre les précipitations et le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$

Al_2O_3 (Martin et Doyne, 1927); b) aucune corrélation entre ces deux données (Vine, 1949); c) corrélation positive entre les précipitations et $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Glan-geaud, 1941).

En fait, il s'agit surtout de préciser les limites de la latéritisation en relation avec la quantité minimale de précipitations. L'observation des profils contemporains semble montrer que la valeur des précipitations peut être différente suivant que l'on considère un sol sous climat tropical où, à une saison de pluies très brutale succède une saison sèche plus ou moins longue, ou bien un sol sous climat équatorial à précipitations plus étalées.

Dans le premier cas, du moins en Afrique, la limite se situe approximativement vers l'isohyète 1 200 mm, alors que cette limite paraît pouvoir être abaissée jusque vers 950/1 000 mm sous climat équatorial. De toute façon cette notion de précipitation atmosphérique est imparfaite, car son action varie suivant la nature des roches. Ainsi, en Afrique de l'Ouest, la latéritisation peut se réaliser sur roches basiques, sous une pluviométrie de 1 100 mm, alors que sur des granites riches en quartz cette limite s'élève à 1 250-1 300 mm/an. Il semble donc qu'à précipitation égale, les climats à saisons peu marquées soient plus agressifs que les climats tropicaux. Il semble également que les pluies de moussons soient plus actives que les pluies d'alizés. En effet, plus que la température ou l'humidité, ce sont les relations entre ces deux facteurs qui influencent, en plus ou en moins, le phénomène.

Les latérites correspondent toujours aux climats dont la période humide est une saison chaude. Cette notion de climat est importante. Il s'agit de climats tropicaux semi-humides et de climats équatoriaux. Par contre, les climats subtropicaux, dont les précipitations se situent en saison froide, ne semblent pas induire la latéritisation même si la température est supérieure à 20 °C.

A l'opposé, il ne semble pas y avoir de limites supérieures aux précipitations. On observe des latérites, à horizons indurés, sous des précipitations de plus de 4 000 mm/an. Ainsi, en basse Guinée, sous climat tropical, la latérite est parfaitement bien définie, sous une pluviométrie de plus de 6 000 mm/an.

Le cuirassement des sols, quant à lui, est intimement lié aux précipitations dans ses interactions avec le régime hydrique des sols. En ce qui concerne les cuirasses ferrugineuses et aussi manganifères, l'immobilisation des ciments dépend étroitement du facteur redox : le fer et le manganèse ont des formes réduites qui sont plus solubles que des formes oxydées, d'une part, et, d'autre part, ils se complexent facilement avec les produits de l'activité biologique pour donner des composés solubles aux pH normaux des sols. On observe ainsi une mobilisation active du fer et du manganèse en milieu humide, suivie d'une immobilisation brutale en milieu sec. Ces conditions optimales se trouvent réunies sous climats tropicaux semi-humides et humides. A ces climats correspondent le maximum d'extension des cuirasses ferrugineuses qui débordent l'isohyète 750 en régions relativement bien drainées, parfois même l'isohyète 540-500 en régions mal drainées.

Le problème des cuirasses alumineuses est différent. En effet les travaux de laboratoire montrent que la genèse de la gibbsite, oxyde hydratée de l'aluminium le plus commun des cuirasses bauxitiques d'origine pédologique, est étroitement liée à des conditions d'excellent drainage et à un lessivage intense, par les eaux chaudes, des cations et de la silice individualisés. Ces conditions se trouvent réunies sous des pluviométries au moins égales à 1 200 mm, pluviométrie de milieu tropical, en des sites qui favorisent le drainage interne, donc

en pays accidenté, le tout en relation avec la nature des roches en voie d'altération, certaines structures favorisant plus le drainage que d'autres, et certaines roches étant plus pauvres en silice que d'autres.

Par contre, sous climat équatorial, à humidité quasi permanente, les néosynthèses argileuses sont favorisées. Les cuirasses alumineuses actuelles sont rares et réduites à quelques faciès de roches particulières.

En résumé : suivant le rythme des précipitations, suivant la quantité d'eau arrivant au sol, s'individualisent en dessous de l'isohyète 1 200 des sols ferrallitiques à cuirasses (ferrugineuses ou ferro-alumineuses, ou alumineuses) ou des sols non cuirassés suivant la composition des solutions de percolation et les conditions du drainage et, entre l'isohyète 750-1 200, des sols divers, différents des sols latéritiques, à cuirasses ou à concrétions ferrugineuses parfois manganifères.

VÉGÉTATION ET FAUNE

Le rôle de la végétation a depuis longtemps attiré aussi l'attention des chercheurs. Pour la période des années 1900, on peut citer les noms de Köppen, Lang, Richtofen. Pour Glinka (1927), puis Erhart (1935), la latérite ne peut se former que sous végétation forestière. L'induration suit la disparition du couvert forestier. De nombreuses études (Blackie, 1949 ; Aubert, 1950, tout récemment encore Alexandre et Cady, 1962) insistent sur l'influence de la disparition de la forêt. Le phénomène est peu controversé, les discussions portent principalement sur le nombre d'années nécessaires à l'induration ou à la mise à l'affleurement. Inversement d'autres études tendent à montrer l'action de la reforestation sur la disparition des niveaux indurés (Rosevear, 1942).

Une fois de plus le problème est mal posé. Si l'on s'en tient aux faits, on constate que l'extension des sols latéritiques actuels correspond à celle de la forêt. Par forêt, il faut entendre formations arborées à cimes jointives. La hauteur de la sylve n'est pas en cause, car l'on observe des sols latéritiques en formation aussi bien sous forêts ombrophiles que sous forêts xérophiles dont les cimes ne dépassent pas 10 à 15 mètres.

Il semble que le rôle de la forêt soit spécialement protecteur. Les cimes jointives filtrent les rayons du soleil et protègent le sol contre une trop forte insolation et un trop fort dessèchement.

Théoriquement, les savanes ne donnent pas naissance à des sols latéritiques. Pourtant elles sont souvent le domaine des latérites. Mais il s'agit alors de faciès de dégradation de forêts (Aubreville, 1949). Sous les savanes soudanaises, probablement climaciques, s'individualisent principalement des sols ferrugineux tropicaux lessivés (Maignien, 1958).

Dans le cas de savanes herbeuses, la strate herbacée provoque la formation d'un horizon humifère de surface assez épais qui favorise la mobilisation des sesquioxides de fer et mène ainsi au concrétionnement. D'Hoore (1954, 1963) a montré que le fer était mobilisé à un degré plus élevé et à une plus grande épaisseur sous savanes herbeuses que sous forêts. Il semblerait aussi que, dans certains cas, la végétation herbacée puisse attaquer la kaolinite pour assimiler la silice (D'Hoore, 1954 ; Fripiat *et al.*, 1954). Les cendres riches en cet élément augmentent les teneurs en silice des horizons supérieurs des sols (D'Hoore, 1954). Il en résulte que les sols latéritiques présentent des quantités parfois considérables de phytolithes dans leurs horizons de surface (Delvigne, 1963 ; Riquier, 1960).

L'évolution de la matière organique sous savanes accuse les processus de lessivages qui sont beaucoup plus actifs que sous forêts. Les sols se décolorent et prennent une couleur jaune, du moins en surface, pendant que le fer s'individualise en concrétions et parfois même en cuirasses en profondeur.

Si l'on considère les formations indurées actuelles, il est certain que les cuirasses ferrugineuses sont beaucoup plus étendues sous savanes que sous forêts. Sous forêts, on observe essentiellement des concrétions, parfois très abondantes, même sous forêts ombrophiles. Il arrive aussi que l'on observe des niveaux cuirassés. Il s'agit alors, soit de cuirasses de nappes liées aux fluctuations d'un niveau hydrostatique en bordure d'un axe de drainage, soit d'un banc cuirassé qui matérialise un décrochement ou un replat du relief. Mais ce sont toujours des formations limitées en étendue. Dès que le cuirassement se développe, la forêt disparaît et fait place à une savane herbeuse. Il est aussi possible d'observer, au milieu de massifs forestiers, des clairières à sols cuirassés qui sont les traces de niveaux anciens.

Sous savanes les cuirasses ferrugineuses prennent les aspects les plus variés. La prédominance va aux cuirasses pisolithiques, très denses, très dures, de couleur brun foncé. Cette généralisation du cuirassement est liée à la facilité de mobilisation du fer sous savane. Ces cuirassements s'observent à des profondeurs variables qui ne dépassent pas 2 mètres. La plus ou moins grande profondeur de cet horizon agit sur l'aspect physiognomique de la végétation. Au fur et à mesure que la cuirasse se rapproche de la surface, la strate arborée se tasse, les arbres « branchent » près du sol. Parallèlement, les espèces s'isolent en bosquets, s'accrochant aux termitières. Il s'ouvre de vastes clairières envahies par les graminées et les cyperacées.

Ces clairières sont caractérisées par un développement anormal de termitières « champignons » qui leur donnent un aspect particulier.

Si la végétation paraît jouer un rôle considérable sur le cuirassement et le concrétionnement ferrugineux, elle semble par contre n'avoir qu'un rôle réduit sur la formation des cuirasses alumineuses profondes. Ces dernières semblent dépendre principalement des conditions physico-chimiques du milieu d'altération.

Le problème du reboisement des cuirasses peut être controversé. En effet, s'il est possible d'observer des reprises forestières sur des vieux massifs cuirassés en voie de démantèlement, par contre les essais de plantations qui ont été menés sur les cuirasses subaffleurantes en voie de formation se sont généralement soldés par des échecs, sans qu'il soit possible de préciser s'il s'agissait de l'action d'un milieu particulièrement défavorable ou du choix d'espèces mal adaptées. Il est certain que les feux annuels jouent un rôle non négligeable dans la disparition des peuplements arborés sur sols cuirassés. A ce sujet on peut signaler une expérience très intéressante menée depuis plus de trente ans dans la région de Bouaké, en Côte-d'Ivoire, sur sols rouges ferrallitiques concrétionnés. Il s'agit d'une ancienne région forestière qui a été déboisée par l'homme au cours du siècle dernier. Trois parcelles d'un hectare ont été délimitées. L'une est entièrement protégée, l'autre est soumise à des feux précoces, la troisième à des feux tardifs. La parcelle entièrement protégée est encombrée par des espèces forestières ; la trouée se referme peu à peu. La parcelle soumise à des feux précoces prend l'aspect d'une savane herbeuse et présente toutes les caractéristiques d'un *bowal*, avec mise à l'affleurement d'un niveau induré cimenté par les solutions ferrugineuses mobilisées sous l'action des peuplements graminéens.

Il y a donc interactions réciproques entre la végétation, la formation des sols latéritiques et des sols cuirassés.

Un rôle également important est l'effet protecteur de la végétation vis-à-vis des phénomènes de ruissellement. En zone intertropicale le ruissellement est toujours sensible quelle que soit la nature du couvert végétal. Il s'agit le plus souvent d'un ruissellement diffus en nappe qui se réalise même sous forêt ombrophile (Rougerie, 1958b). Ce ruissellement dépend plus de l'intensité des précipitations que de la porosité des sols. Le module de cette dernière est souvent inférieur à l'intensité des pluies, laquelle atteint parfois 6 mm/min. (Fournier, 1960). Cependant, si la végétation freine peu le ruissellement, elle a néanmoins un rôle non négligeable sur l'érosion par l'eau. Elle brise la vitesse de circulation de la nappe et diminue son effet érosif, ceci étant valable aussi bien pour la végétation forestière que pour les peuplements herbacés. Mais, comme ces derniers sont la plupart du temps détruits par les feux en début de saison des pluies, le sol est complètement dénudé, ce qui le sensibilise à l'érosion par l'eau. Les horizons meubles de surface des sols cuirassés s'amincissent peu à peu. Les niveaux indurés affleurent progressivement. Des études nombreuses ont porté sur la vitesse de ces phénomènes. En sols intensément cultivés le décapage annuel peut atteindre 5 mm.

Un effet également non négligeable de la végétation est son action sur les processus de remaniement qui se produisent dans les horizons superficiels des sols latéritiques. La végétation non seulement influe sur les teneurs en éléments grossiers (débris de quartz, gravillons) qui se concentrent à la suite de l'entraînement des matériaux fins par les eaux de ruissellement, mais aussi sur une certaine homogénéisation de ces matériaux par action mécanique des racines. Ce rôle des racines dans le remaniement des blocs de cuirasses a également été signalé par de Chetelat (1938) qui indique qu'un certain remaniement sur place peut également être le fait d'animaux.

Le rôle de la faune du sol sur le remaniement, la sélection texturale, l'homogénéisation des horizons de surface des sols tropicaux sont souvent considérables. Actuellement, l'attention est attirée par le rôle des termites sur la formation des cuirasses (Erhart, 1951), la morphologie de certaines cuirasses (Tessier, 1959) qui fossilisent de vieilles termitières, la formation des *stone lines* (de Heinzelin, 1952 ; Ruhe, 1954), les niveaux susjacentes à ces niveaux de pierres ayant peut-être été apportés par les termites. Chevallier (1949) a signalé le rôle des termites dans la formation de néosols sur les cuirasses affleurantes. Des effets analogues ont été signalés par Boyer (1956). Mais, à côté des termites, d'autres animaux peuvent jouer un rôle important, les vers de terre, en particulier, qui transforment la partie supérieure de certains sols du moyen Cameroun ou de la côte est de Madagascar.

L'action de la faune des sols sur la pédogenèse des sols latéritiques est, en fait, peu étudiée. Il y a là un domaine de recherches qui pourrait être développé, sans oublier naturellement le rôle de la microflore et des bactéries du sol qui oriente certains processus pédogénétiques (mobilisation des sesquioxides, altération des silicates, lessivage des argiles, etc.).

ROCHES ET MATÉRIAUX ORIGINELS

Les latérites indurées et les sols latéritiques s'observent sur tous les types de roches, sauf, peut-être, sur certaines quartzites particulièrement pures. Pour-

tant ce fait a longtemps été controversé. Récemment encore, l'existence d'argiles latéritiques provenant de l'altération de calcaires récifaux a été mise en doute à Harti (Butterlin, 1961). Pratiquement, le problème se résume aux relations possibles entre latérites et matériaux sous-jacents. Les latérites dérivent-elles de l'altération des roches sous-jacentes? Si oui, quelles sont ces relations? Si non, quels sont les processus mis en cause?

D'une façon générale, il semble que les processus de latéritisation (altération et cuirassement) sont plus intenses et plus généralisés sur roches basiques que sur roches acides, riches en quartz. Cependant, d'autres facteurs, en particulier des facteurs géographiques et des facteurs de températures, interfèrent pour masquer ces tendances. Les facilités d'altération de roches basiques, telles que basalte, norite, schiste amphibolitique, etc., ont longtemps fait penser que ces roches seules pouvaient donner naissance à des latérites. La littérature fait même mention d'une origine volcanique des latérites. Cependant, sur roches acides telles que granites, granulites, gneiss, schistes sériciteux, schistes arkosiques, etc., on observe de la latérite aussi bien sous ses formes indurées que sous ses formes meubles. Ces phénomènes restent cependant plus limités que sur roches basiques. Les roches sédimentaires peuvent également donner naissance à des latérites. Si les roches siliceuses, très pauvres en bases, présentent des processus d'altération réduits, par contre on peut y observer des processus de cuirassement par imprégnation ferrugineuse à partir de solutions enrichies en sesquioxides dans les formations voisines (Maignien, 1958). On observe également des latérites indurées et des sols latéritiques sur des roches calcaires (Stephens, 1946). Mais ces roches se situent en position de drainage favorable, sinon il y a évolution vers des vertisols, particulièrement quand le matériau original est argileux (Paquet, Millot et Maignien, 1961). Mais ces vertisols peuvent aussi présenter en profondeur des horizons de grenailles ferrugineuses, souvent légèrement manganifères, qui rappellent étrangement les latérites nodulaires.

L'approche du problème oblige une fois de plus à séparer les sols à cuirasses ferrugineuses des sols à cuirasses alumineuses et des sols latéritiques proprement dits. Ces derniers peuvent se développer sur toutes les roches contenant des minéraux alumino-silicatés. Il semble d'ailleurs y avoir une relation assez étroite entre le pourcentage en ces minéraux, que l'on peut qualifier de « latéritisables » et la quantité de quartz dissoute. De nombreux sols ferrallitiques montrent des grains de quartz plus ou moins cariés. L'intensité de cette altération paraît être en relation avec la quantité de minéraux ferro-magnésiens. D'autre part, plus les tensions internes à l'intérieur de la roche ont été fortes lors de la cristallisation, plus les quartz sont altérables. Ainsi, ceux des gneiss mélanocrates peuvent disparaître presque entièrement, alors que ceux des granulites se conservent particulièrement bien. Les tensions créent de fines diaclases qui favorisent la pénétration des solutions ferrugineuses, lesquelles ébranlent la masse qui se trouve réduite en éléments de plus en plus fins. Ces mécanismes augmentent les surfaces d'attaque et, par suite, les possibilités d'hydrolyse.

Le mica blanc (muscovite) résiste parfaitement bien à l'altération latéritique (Pécrot *et al.*, 1962). Les argiles des roches sédimentaires peuvent également s'altérer profondément. Le problème se pose cependant pour la kaolinite. Les possibilités d'altération de ce minéral dans les sols tropicaux sont controversées. Certains lient la diminution du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ à la destruction de la kaolinite (Lacroix, 1913 ; Segalen, 1957). Cependant des faits d'observation tendent

à montrer que ce minéral est extrêmement stable quand les conditions d'acidité et de désaturation du milieu tropical humide sont marquées. Les seules données positives de cette altération sont fournies par des photographies prises au microscope électronique qui montrent une certaine attaque des cristaux de kaolinite, sous l'action de peuplements herbacés postforestiers (D'Hoore, 1954). Mais ces processus paraissent réduits et sans commune mesure avec les masses énormes de gibbsite que l'on retrouve dans certains sols latéritiques.

Des études déjà anciennes tendent à montrer que les proportions relatives de kaolinite et de gibbsite sont liées à la nature des roches. Mais des données plus récentes prouvent qu'il n'en est rien et que ces proportions sont essentiellement fonction des conditions du drainage et du contenu ionique des eaux de percolation. Le rôle de la roche est de délimiter les possibilités de transformation (Pecrot *et al.*, 1962).

L'altération latéritique d'une roche définit-elle les sols ferrallitiques ? Il existe de nombreux sols tropicaux qui présentent la morphologie et les caractéristiques analytiques des sols latéritiques, mais qui se développent sur des matériaux anciennement latérités et plus ou moins remaniés. Il s'agit en particulier des sols sur nappes de recouvrement de l'Afrique noire. Le matériau originel est en équilibre climatique avec le milieu naturel. Aucune altération, ni aucune transformation, n'est visible. Ceci prouve que la composition minéralogique du matériau originel n'a qu'une importance limitée sur la composition des latérites. Les caractéristiques spécifiques des matériaux s'effacent devant la latéritisation.

Lorsqu'on considère les sols à cuirasses alumineuses, on constate que si les formations indurées sont étroitement liées au processus de latéritisation tel qu'il a été traité précédemment, elles correspondent aussi à des conditions particulières du milieu, à savoir drainage accéléré, désionisation du milieu et conditions sévères de désilicification. A ces seules conditions s'individualise la gibbsite, qui est l'élément le plus constant des cuirasses alumineuses. Ceci se réalise ordinairement sur des roches basiques (norites, diabases, etc.) en position de relief assez accusé, sous un climat tropical très humide. Cependant des périodes de sécheresse, même de faible durée, ne sont pas indispensables à l'individualisation de la gibbsite (Herbillon et Gastuche, 1962). D'une façon générale, il y a des relations étroites entre la composition des roches sous-jacentes et les cuirasses alumineuses. En particulier, ce sont les roches riches en plagioclases qui donnent le plus facilement de la gibbsite.

Il est possible d'observer des enrichissements en alumine sous forme de boehmite. Dans ce cas particulier, les relations avec le matériau sous-jacent paraissent moins nettes. La cristallisation n'a pas lieu sur place comme pour la gibbsite, mais se réalise après un transport plus ou moins long, ce qui rapproche ce type de cuirasse des cuirasses ferrugineuses.

Les conditions de formation de ces dernières, en relation avec la nature des roches, sont encore beaucoup plus larges que celles de l'altération latéritique. On les observe sur les matériaux les plus variés et, si souvent il semble y avoir certaines relations entre les horizons d'un même profil et l'horizon cuirassé, plus souvent encore il n'y a que des relations lointaines. Le sol en place ne constitue qu'un matériau de réception où viennent s'accumuler des solutions qui se sont enrichies en fer au contact de formations voisines. Donc, si les sols qui se développent sur des roches riches en minéraux ferrugineux peuvent donner de très belles cuirasses ferrugineuses, des sols formés à partir de matériaux

pauvres en cet élément peuvent présenter des horizons indurés ferrugineux à la suite d'accumulations obliques ou latérales. Ce sont des cuirasses d'accumulation absolue (D'Hoore, 1954). C'est, en définitive, la possibilité qu'offre un paysage donné de fournir une certaine quantité de fer qui induit l'intensité du cuirassement dans les zones de réception. Le fer en pseudo-solution dans les eaux de percolation se déplace avec ces dernières. La somme de ces migrations partielles est un mouvement généralisé du fer des reliefs élevés vers les parties basses du modelé.

MODELÉ

Dans l'étude des relations entre latérite et modelé se posent deux questions principales : Quelles sont les relations avec les différentes formes du modelé ? Quelles sont les positions relatives entre les différentes formes du modelé ?

Ces questions sont à résoudre en distinguant d'une part, les sols d'altération latéritique, à cuirasses alumineuses ou non, et d'autre part l'ensemble des sols à cuirasses ferrugineuses.

Relations avec les différentes formes du modelé

La littérature pédologique est unanime : la latérite s'observe surtout sur des surfaces planes, ou à faible pente, tout au plus monoclinales (Newbold, 1846 ; Oldham, 1893 ; Lacroix, 1913 ; Holmes, 1914 ; Campbell, 1917 ; etc).

Cette caractéristique est signalée dans toutes les parties du monde où l'on trouve de la latérite, et plus particulièrement en Inde, en Australie et en Afrique.

Cependant, certaines notes discordantes limitent la portée générale de cette affirmation. De Chetelat (1938) signale, en Guinée, en région schisteuse des latérites bauxitiques sur des modelés de collines. Dans le sud-ouest de l'île de Ceylan, on observe des latérites présentant le faciès de Buchanan sur de petites collines à charnockite.

Comment concilier ces faits d'apparence contradictoire ? Il faut pour cela distinguer encore une fois les sols d'altération latéritique des sols à cuirasses.

Les sols d'altération latéritique ne s'observent jamais, du moins dans leur stade juvénile, en position déprimée à mauvais drainage. Ce sont des sols bien drainés, qu'il s'agisse de drainage externe ou de drainage interne. Comme cela a déjà été signalé, ils se développent sous des pluviométries élevées et sous végétation forestière. L'ensemble de ces facteurs oriente la mise en place d'un modelé de collines et plus particulièrement d'un ensemble de pentes marquées à formes convexes qui facilite l'écoulement des eaux.

Cependant, certaines évolutions pédogénétiques en relation avec la mise en place de niveaux indurés peuvent modifier profondément cette géomorphologie. Ces interférences sont plus ou moins sensibles suivant qu'il s'agit d'un cuirassement alumineux ou d'un cuirassement ferrugineux. Seuls les sols d'altération latéritique peuvent, sous certaines conditions, donner naissance à des horizons alumineux indurés. Ce type de cuirassement, principalement gibbsitique, se réalise dans les parties les plus drainées des modelés de colline, donc surtout aux sommets et sur les pentes qui les jouxtent. On les observe beaucoup plus rarement en bas de pente. Il s'agit, le plus souvent d'ailleurs, d'horizons d'altération à faciès « pain d'épice » qui ont évolué vers une cuirasse scoriacée. La mise à l'affleurement de ces niveaux durcis à la suite du décapage des hori-

zons meubles sus-jacents, par l'érosion normale ou anthropique, fossilise les formes du modelé cuirassé. Par exemple, en Guinée, dans la région de Dalaba, on observe des pentes supérieures à 20 % entièrement cuirassées par altération et transformation sur place de dolérite en bauxites. Ces cuirasses, bien que beaucoup moins dures que les cuirasses ferrugineuses, offrent une résistance suffisante aux agents de l'érosion pour provoquer peu à peu une inversion de relief, les formations meubles voisines étant plus rapidement déblayées que les formations indurées. Celles-ci présentent, en surface, un aspect mamelonné où se matérialise une dissolution partielle des composants. Il s'ensuit une tendance à l'aplanissement des parties supérieures du relief. Mais ces mécanismes sont peu marqués et, d'une façon générale, le modelé des sols à altération latéritique et celui des sols latéritiques à cuirasses alumineuses ne sont pas liés spécifiquement à des formes subhorizontales, mais plutôt à des formes de modelé convexe (fig. 4).

Le problème est tout autre pour les sols à cuirasses ferrugineuses. Ces formations sont typiquement liées à une topographie subhorizontale, les pentes étant toujours inférieures à 8-9 % (D'Hoore, 1954 ; Maignien, 1958). On peut observer des cuirasses ferrugineuses sur toutes les formes du paysage dont la pente est

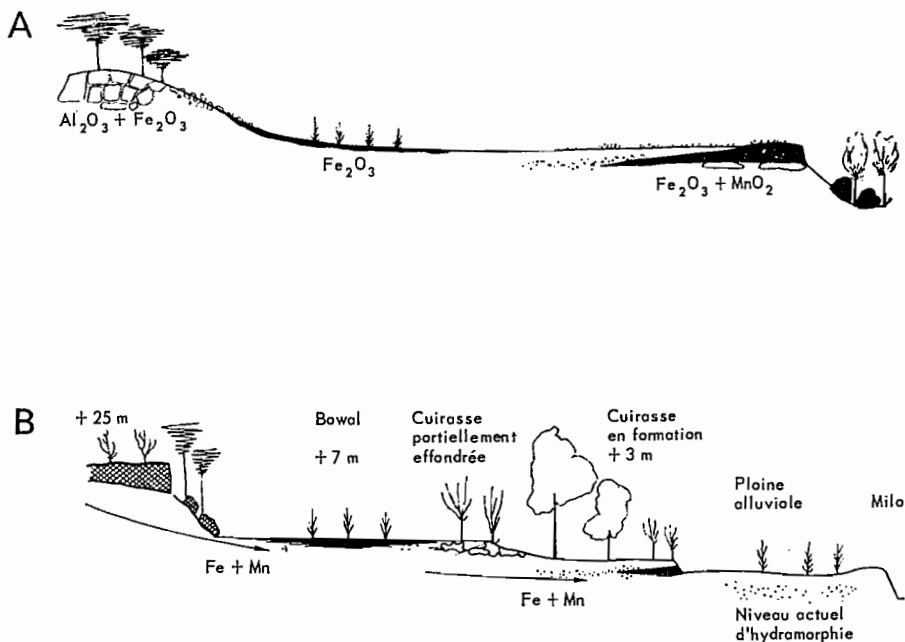


FIG. 4. Distribution des cuirasses dans le paysage.

A. Hauts plateaux (Guinée).

B. Vallée du Niger (région de Kankan).

inférieure aux valeurs précédentes. Il peut s'agir de plateaux, de plaines, des terrasses alluviales, de replats structuraux, peu importe leur étendue. Cette répartition est liée au fait que le fer, qui cimente certains horizons en cuirasse, a une dynamique qui est liée aux mouvements de l'eau dans les sols. En régions tropicales, les eaux de percolation circulent obliquement ou latéralement, à des profondeurs variables, mais jamais très fortes (quelques mètres au maximum). L'influence de nappes phréatiques, temporaires ou non, suspendues ou non, est primordiale, car la mobilisation et la migration du fer sont conditionnées par les variations du facteur redox, lequel dépend en grande partie du degré de saturation en eau et du régime hydrique des sols.

L'intensité du cuirassement ferrugineux n'est fonction que des possibilités d'un bassin versant à fournir une certaine quantité de fer qui va s'accumuler dans les parties subhorizontales qui jouent comme zones de réception. Ainsi toute forme subhorizontale a la possibilité de se cuirasser. Lorsque ce cuirassement est réalisé, les phénomènes normaux de l'érosion tendent à mettre ces formations à l'affleurement. Quand cette phase est atteinte, les cuirasses offrent une résistance considérable au décapage. Les cuirasses fossilisent les formes où elles se sont mises en place, à savoir les formes subhorizontales, qui se multiplient dans le paysage, pour l'envahir parfois presque complètement comme cela s'est réalisé en certaines régions d'Afrique noire. Cette évolution n'implique pas qu'à l'origine tout le paysage était subhorizontal, mais qu'au cours de l'évolution géomorphologique les formes subhorizontales successives se sont cuirassées et conservées; d'où leur envahissement progressif (fig. 5).

Contrairement à ce qui se réalise pour les sols à altération ferrallitique, les accumulations obliques et latérales du fer orientent la mise en place de formes concaves. On observe de très longs glacis, à pentes de 8-9 % en amont, qui s'aplanissent peu à peu vers l'aval pour se terminer par un ressaut cuirassé, lequel domine un axe de drainage. Les formes en escalier caractérisent ce mode de cuirassement.

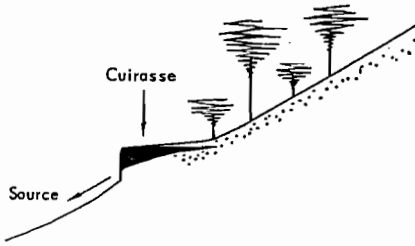
Ce modelé peut également se mettre en place en régions d'altération latéritique et à cuirasses alumineuses. Les portions subhorizontales de ces modelés, peuvent s'imprégner de solutions ferrugineuses, se cuirasser et se fossiliser. Comme ce type de cuirasses alumino-ferrugineuses est plus induré que le type uniquement alumineux, les formes fossilisées se conservent mieux et peuvent se multiplier, comme dans le cas des cuirasses ferrugineuses. L'on observe une succession de petits replats cuirassés, suspendus, qui jallonnent les pentes. Ces cuirasses ne correspondent pas forcément à des surfaces d'érosion successives. Elles sont souvent contemporaines.

En résumé, la topographie subhorizontale des latérites indurées est liée essentiellement à l'évolution des sesquioxydes de fer. Les sols à altération latéritique et à cuirasses alumineuses peuvent s'observer sur des pentes plus marquées. Cependant, l'existence d'un relief peu accusé, générateur de surfaces stables pour de longues périodes, favorise ces types de cuirassement (Mulcahy, 1960, 1961).

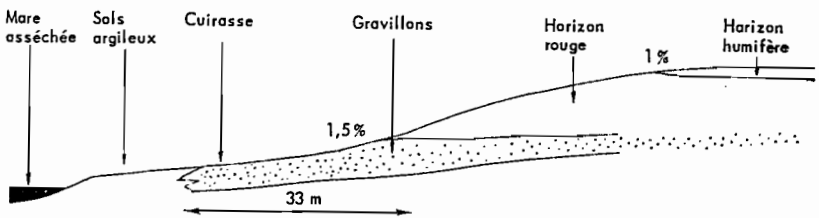
Position relative des cuirasses dans le modelé

Les formations indurées se distribuent dans le paysage en des positions topographiques variées. Blanford (1859) a été amené à classer les latérites de l'Inde en variétés de hautes et de basses altitudes, distinguant par là les formations

A



B



C

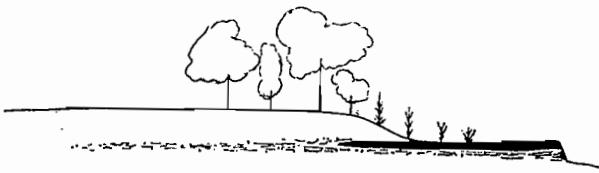


FIG. 5. Mise en place des cuirasses par lessivage oblique.

- A. En milieu ferrallitique.
- B. En milieu hydromorphe.
- C. En bordure de vallée.

indurées recouvrant les sommets des plateaux et des collines des régions montagneuses du centre et de l'ouest du pays de celles se développant à basse altitude en bordure de la côte. Il a rapidement été signalé qu'à ces différences de positions topographiques correspondaient des différences morphologiques. Ainsi les cuirasses de basses altitudes sont généralement plus ferrugineuses et moins épaisses que celles des reliefs plus élevés. D'autre part les cuirasses des niveaux inférieurs présentent fréquemment des matériaux alloctones (sables, galets) qui signalent une origine polycyclique ou détritique (Oldham, 1893). S'appuyant sur le rôle important de la nappe phréatique dans la genèse des latérites, Campbell (1917) considère les cuirasses de basses altitudes comme des cuirasses « vives », car elles subissent encore l'influence de ces nappes. Les cuirasses de hautes altitudes sont considérées comme des cuirasses « éteintes », les nappes ayant disparu avec l'approfondissement des niveaux de base.

En fait, ces données ne signalent que des tendances générales et, dans le détail, il est possible d'observer des données contradictoires. Harrison (1933) signale des latérites vives sur les hauts reliefs ; Ruhe (1954) constate que des cuirasses de hautes altitudes ont un aspect conglomératique (présence de pierres et de galets).

L'épaisseur des cuirasses n'est pas toujours fonction de la position topographique. Ceci résulte, en particulier, de l'importance des accumulations latérales par les eaux qui drainent en bordure des décrochements de relief. En ces emplacements, les cuirasses sont toujours beaucoup plus épaisses (parfois plus de 10 mètres) qu'au centre des plateaux. Une coupe en travers fait apparaître une forme biseauté caractéristique (Maignien, 1958). Il n'en est pas moins vrai que l'abaissement du niveau de base tend à approfondir le front d'altération des sols latéritiques, d'où il résulte une augmentation de l'épaisseur des cuirasses qui s'y développent. Ces phénomènes ne sont pas en relation avec l'altitude absolue des cuirasses, mais avec leur position relative par rapport aux axes de drainage. Ces différences sont accusées par le fait que les cuirasses des niveaux inférieurs sont toujours plus riches en fer et que, d'une façon générale, les cuirasses ferrugineuses sont toujours moins épaisses que les cuirasses d'altération latéritique. Donc on ne peut comparer que l'épaisseur de cuirasses résultant d'une même pédogenèse.

A côté des cuirasses de hautes et de basses altitudes, on distingue fréquemment des cuirasses de bas de pente. Ce sont théoriquement des cuirasses détritiques formées par la consolidation de fragments de latérites provenant de l'éboulement de niveaux plus élevés. Elles se distribuent aux pieds de collines anciennement cuirassées.

Il semble que ce type de cuirasses soit beaucoup moins développé que ne le laisse supposer la littérature. En effet, le problème du démantèlement des cuirasses et du transport des matériaux résiduels peut être controversé. Si ces processus sont bien marqués en régions arides, où ils amènent à la formation de « sols de chaussées » et de regs, par contre, dès que la pluviométrie dépasse 500 mm/an, les phénomènes de dissolution des sesquioxides l'emportent sur les phénomènes mécaniques. Les faits d'observation montrent que, dans ces conditions, le transport latéral des matériaux cuirassés qui s'éboulent le long des pentes, à la suite du soutirage des formations meubles sous-jacentes, n'est jamais très long, de l'ordre de quelques centaines de mètres. Le classement des produits de plus en plus fins se limite à une frange étroite aux pieds des

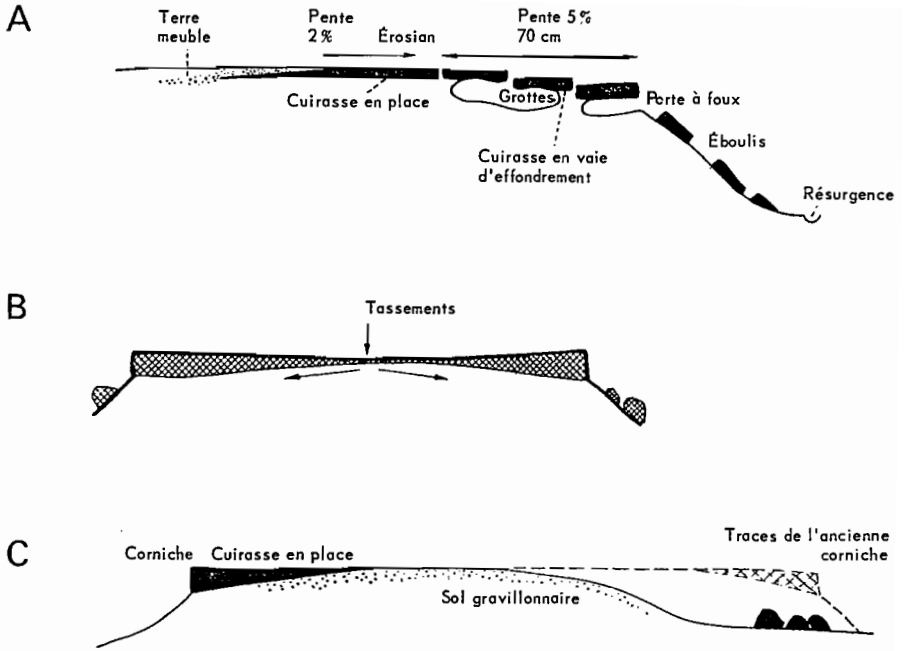


FIG. 6. Évolution du modelé en régions cuirassées.

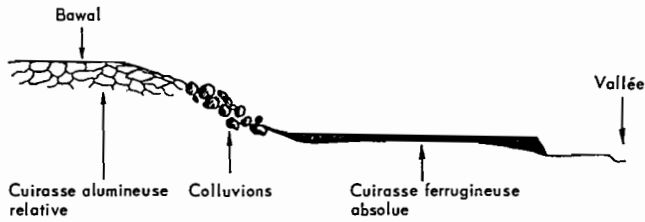


FIG. 7. Différenciation des sesquioxides dans le paysage.

pententes abruptes. Les sesquioxydes sont rapidement solubilisés, puis entraînés par les eaux de ruissellement et de percolation. Ils vont s'immobiliser dans les zones basses pour donner naissance à de nouvelles cuirasses d'imprégnation. La structure parfois arrondie de ces dernières peut faire illusion. Elle ne matérialise en fait qu'un type de précipitation dans un milieu relativement saturé en bases alcalino-terreuses ou dans un milieu assez argileux (Maignien, 1958).

Sous climat humide, la disparition d'un niveau cuirassé se réalise sur place, par effondrement de la masse (fig. 6). Les transports latéraux sous formes solides sont réduits. Les produits solubilisés ont une vie plus ou moins brève suivant les climats. Sous des climats de type soudanien (500 à 1 200 mm/an), les sesquioxydes peuvent s'immobiliser rapidement pour cuirasser les sols des niveaux inférieurs voisins ; sous climat équatorial humide, les sesquioxydes restent mobilisés et peuvent être exportés vers des bassins intérieurs ou vers les océans où ils se déposent. Ainsi la position relative des cuirasses, à travers un paysage donné, ne fait que concrétiser une sélection des différents sesquioxydes en relation avec leurs possibilités de mobilisation. Il y a lessivage différentiel. Le manganèse, puis le fer, vont migrer les premiers et le plus loin, dans cet ordre ; l'aluminium évoluera beaucoup plus lentement. Il en résulte que les cuirasses des hauts reliefs, surtout si les massifs sont très compartimentés, sont plus riches en alumine que ceux des bas reliefs, non parce que les phénomènes d'altération latéritique ont été différents à l'origine, mais surtout parce qu'au cours des temps, le fer a été éliminé plus rapidement que l'alumine (fig. 7). Il y a augmentation relative de cet élément, même si le bilan général fait apparaître des pertes sensibles. Il n'importe que des phénomènes d'altération comparables peuvent se réaliser actuellement sur des surfaces d'âges différents, si les conditions climatiques sont identiques. Les conditions particulières d'immobilisation des sesquioxydes de fer font que la plupart des cuirasses ferrugineuses s'imposent en bordure des décrochements du relief. Dans la littérature, elles portent des noms variés (cuirasses de nappes, cuirasses de galeries, etc.). Ces cuirasses moulent les axes de drainage, forment des auréoles indurées en tête des sources. L'importance et l'intensité des phénomènes sont en relation avec la quantité de sesquioxydes qui évolue dans la zone considérée (fig. 8).

Enfin une dernière position doit être signalée qui concerne les latérites lacustres (Fermor, 1911) qui se développent dans les zones marécageuses. Des bancs cuirassés ont également été signalés en bordure des zones de marnage des mangroves.

La position topographique actuelle des cuirasses apparaît souvent comme une conséquence d'une inversion de relief. Les zones cuirassées ont protégé les zones où elles se sont développées ; l'érosion a abaissé les zones environnantes. Les cuirasses anciennes occupent les positions les plus élevées et sont réduites lentement par retrait latéral des pentes. Les produits du démantèlement accusent le cuirassement des zones basses en voie d'altération latéritique dans les régions humides, ou contribuent au cuirassement de sols non latéritiques en régions plus sèches, ceci sur des roches diverses.

ÂGE

L'étude de la position topographique des latérites dans un paysage montre que de nombreuses cuirasses sont anciennes. Ceci est particulièrement net en régions arides, où les conditions actuelles de la pédogenèse ne permettent pas

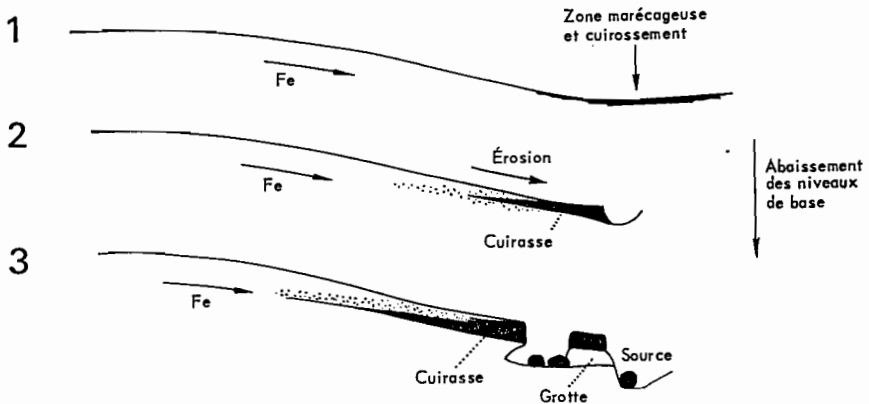


FIG. 8. Accumulation des sesquioxydes et cuirassement.

la mise en place de ces formations. On peut à ce sujet signaler les formations du sidérolithique européen qui sont probablement d'anciennes latérites remaniées.

En Australie, les latérites indurées du Queensland seraient les produits de deux périodes humides du pliocène (Whitehouse, 1940). A Ceylan, la plupart des cuirasses seraient d'âge pléistocène et pliocène et peut-être mêmes antérieures (Fernando, 1948). Ruhe (1954) date les latérites de l'Ituri (Congo) du milieu et de la fin du tertiaire. Au Soudan et au Niger, les cuirasses les plus anciennes seraient rissiennes. En Guinée forestière, les cuirasses de la surface supérieure seraient anté-kamassiennes, donc paléolithiques (Schnell, 1949). Au Sénégal et en Mauritanie, la cuirasse ferrugineuse qui surmonte les formations du continental terminal serait villafranchienne. Michel (1960) estime que la première surface d'aplanissement des bassins du Sénégal et de la haute Gambie est crétacée inférieure; la seconde serait eocène et la cuirasse ferrugineuse inférieure serait d'âge néogène.

Le recouplement des travaux effectués en Afrique tend à montrer que la première grande période de latéritisation est tertiaire. Elle se serait développée sur une surface d'aplanissement crétacée. Cette période extrêmement longue aurait eu une aire d'extension géographique considérable et il est fort possible qu'elle se soit étendue jusqu'en Europe. En Afrique noire, les restes de cette surface sont nombreux. Ils sont mieux conservés en régions subarides et sub-humides qu'en régions humides. Dans le domaine forestier, on ne l'observe que sporadiquement. Leneuf (1959) date la cuirasse du mont Orumboboka (Côte-d'Ivoire) de 42 millions d'années, ce qui la ferait d'âge oligocène ou éocène.

La lente évolution des cuirasses anciennes a parfois amené à penser que la latéritisation serait un phénomène passé. Il y a pourtant de nombreux exemples connus de latérite de formation actuelle (Fermor, 1911; Simpson, 1912; Lacroix, 1913; Campbell, 1917; Marbut, 1932; Harrison, 1933, etc.). Il est probable qu'en régions intertropicales humides, les phénomènes de latéritisation ont

joué en permanence depuis le tertiaire, mais plus ou moins intensément suivant les conditions climatiques. Les phénomènes se sont accumulés au cours des temps. Leneuf (1959) estime que « dans les conditions les plus humides de Côte-d'Ivoire, 20 000 à 77 000 années seraient nécessaires pour assurer la ferrallitisation théorique complète d'un granite calco-alcalin sur 1 mètre d'épaisseur; 53 000 à 192 000 années seraient exigées dans la zone forestière centrale moins humide ». Or nous savons que pendant des périodes aussi longues les fluctuations climatiques sont parfois très sensibles.

Comme les processus de latéritisation jouent sur des épaisseurs souvent considérables, on conçoit que le produit final ne reflète que la somme des mécanismes spécifiques à chaque période climatique. Il devient ainsi très difficile de rattacher les objets étudiés aux facteurs du milieu. Cependant, de nombreux faits d'observation montrent que la latéritisation se réalise actuellement sur des surfaces d'âges différents.

Pour mieux comprendre la répartition des latérites en fonction des surfaces d'érosion, il faut se placer dans le domaine de l'altération latéritique, à savoir sous des climats tropicaux à pluviométrie supérieure en moyenne à 1 200 mm. Sous ces climats, ainsi que sous les climats équatoriaux humides, toutes les surfaces, quel que soit leur âge, peuvent se latériser dans le sens d'une altération. Par contre les processus de cuirassement ne s'imposent qu'en régions tropicales, à saisons alternées. En régions tropicales humides, le cuirassement se limite à des conditions de pédogenèse particulières.

Sous climats tropicaux plus secs, les sols d'altération latéritique à cuirasses alumineuses, lorsqu'ils existent, ne s'observent que sur les surfaces anciennes, matérialisant ainsi les fluctuations climatiques passées. Les surfaces récentes portent des sols différents, par exemple en Afrique noire des sols ferrugineux tropicaux, qui peuvent se cuirasser fortement à la suite du démantèlement des anciennes surfaces riches en sesquioxides. Ces derniers s'accumulent, comme il a été signalé précédemment, dans les niveaux inférieurs qu'ils cimentent. La prédominance de cuirasses anciennes indique que l'évolution générale du climat a été dans le sens d'un dessèchement. L'absence de surface ancienne en régions forestières ne signifie pas que ces cuirasses n'ont pas existé, mais qu'il est possible que, les conditions climatiques devenant plus agressives, c'est-à-dire allant dans le sens d'un échauffement et d'une augmentation des précipitations, les formes anciennement cuirassées aient disparu. En étudiant les différents types de cuirasses et leur répartition relative dans un paysage donné, on peut reconstituer l'histoire paléoclimatique de la région.

Il semble bien prouvé que les phénomènes qui contribuent à la formation des latérites demandent des temps très longs. Cependant, la mise en place des cuirasses ferrugineuses paraît se réaliser beaucoup plus rapidement. Elles seraient ainsi très sensibles aux fluctuations climatiques. Néanmoins, il faut se méfier des calculs, qui font souvent confusion, entre cuirassement et mise à l'affleurement des horizons indurés par érosion. Ainsi, par exemple en Casamance, on estime qu'il a fallu approximativement trois à quatre siècles pour amener à l'affleurement les cuirasses ferrugineuses qui se développent vers 1,5 à 2 mètres de profondeur dans les sols.

Il peut y avoir également confusion entre individualisation des horizons latéritiques et induration. Alexander et Cady (1962) signalent que l'induration d'un matériau meuble préconditionné par la latéritisation peut se produire en

quelques dizaines d'années d'exposition à l'air. Ceci est d'ailleurs la caractéristique essentielle de la latérite de Buchanan.

Ces précisions sont primordiales, car elles conditionnent le mode d'utilisation des sols. Il est improbable que l'on puisse, du moins à l'échelle humaine, agir sur la latéritisation. Par contre, il est possible d'empêcher l'érosion des horizons meubles, qui surmontent les cuirasses, et d'éviter l'induration des horizons préconditionnés en les protégeant contre l'insolation, ce qui implique la conservation de la couverture végétale.

Quelques points restent à préciser qui concernent des phénomènes d'hystérésis (Maignien, 1960). Certains sols ayant amorcé une évolution de type latéritique peuvent parfois la poursuivre quand les conditions climatiques sont devenues moins actives. Il a déjà été signalé que l'on pouvait observer des altérations latéritiques actuelles sous climat relativement sec, par exemple au Mali, au nord de Bamako. Dans ce cas particulier, l'évolution a débuté sous des conditions de plus fortes humidités il y a plusieurs milliers d'années. Elle se poursuit actuellement, car elle est protégée des fluctuations extérieures par une cuirasse ferrugineuse qui limite tout dessèchement. Ce fait très courant en Afrique noire tendrait à prouver qu'une altération latéritique, lorsqu'elle est amorcée, ne dépend aucunement des peuplements végétaux qui la surmontent. Cette idée avait déjà été avancée par Claisse (1953) en Côte-d'Ivoire.

Enfin, il peut arriver que l'on confonde intensité des phénomènes de latéritisation et durée d'action de ces mêmes phénomènes, ce qui amène à des interprétations erronées. Par exemple, en Afrique noire occidentale, la surface la plus ancienne est généralement interprétée comme la marque d'un climat équatorial très humide de type forestier, car elle supporte une cuirasse épaisse (plus de 10 mètres), très riche en sesquioxydes alumineux. Or cette interprétation est en contradiction avec le modelé subhorizontal, la présence de quantités importantes de gibbsite qui laissent supposer l'empreinte d'un climat tropical semi-humide, comparable au climat soudanien actuel mais qui aurait agi pendant une période extrêmement longue. Un climat plus agressif, de type équatorial, aurait fait apparaître un modelé de collines et des processus de kaolinisation plus prononcée (Maignien, 1960).

Origine des latérites

Les théories traitant de l'origine et de la formation des latérites sont variées. Sur un plan historique, il faut distinguer trois périodes. Les premières hypothèses, déjà anciennes puisqu'elles datent de la première moitié du XIX^e siècle, se rattachent aux études effectuées en Inde. Elles s'appuient sur la description des matériaux et leurs modes de gisement. La seconde période concerne le développement des analyses chimiques et partiellement minéralogiques. Elle contribue à l'élargissement de la définition du terme latérite. Elle prend naissance à la fin du XIX^e siècle pour se développer jusqu'à une époque très récente. Enfin, actuellement, l'introduction des méthodes de pédologie expérimentale permet d'aborder le problème sous son aspect dynamique et génétique.

Lake (1890) donne une très bonne synthèse des premières idées émises sur la formation des latérites en Inde. Trois hypothèses sont en présence : *a*) la latérite est un produit résiduel d'altération des roches (Babington, 1821 ; Benza, 1836 ; Clark, 1838 ; Wingate, 1852 ; Kelaart, 1853 ; Buist, 1860 ; Mac Gee, 1880) ; *b*) la latérite est un produit détritique et sédimentaire (Cole, 1838 ; Newbold, 1844, 1846 ; Blanford, 1859 ; King et Foote, 1864 ; Wynne, 1872 ; Theobald, 1873), pourtant certains de ces auteurs reconnaissent une certaine origine résiduelle ; *c*) la latérite est d'origine volcanique (Voisey, 1833).

Chacune de ces hypothèses se justifie en partie d'après la morphologie et le gisement des latérites. L'origine volcanique s'appuie sur l'aspect scoriacé et le développement en bancs horizontaux sur les coulées basaltiques du Deccan. Des épaisseurs pouvant atteindre 60 mètres, la présence de gisements recouvrant des roches dissemblables, les teneurs élevées en fer, même sur des gneiss pauvres en fer, suggèrent une origine sédimentaire, peut-être même lacustre (Oldham, 1893). Pour Holland (1903), la transition brutale entre la latérite et la roche décomposée sous-jacente, l'absence de latérites dans les pays ayant un été chaud mais un hiver froid, ne peuvent s'expliquer par une simple hypothèse de décomposition chimique. Aussi admet-il la possibilité d'action de micro-organismes capables de séparer la silice de l'alumine des silicates. La latéritisation est « un processus à ajouter à la longue liste des maladies tropicales, contre lesquelles les roches elles-mêmes ne seraient pas à l'abri ».

L'étude des bilans chimiques élargit le problème. Glinka en 1899 (voir Glinka, 1927), Holland (1903) suggèrent que la concentration des sesquioxides est due à l'élimination de la silice et des bases. Cette hypothèse est reprise par de

nombreux minéralogistes, en particulier par Lacroix (1913). Certains auteurs admettent la probabilité, sinon la nécessité, d'accumulation de sesquioxides provenant de sources extérieures (Maclaren, 1906 ; Simpson, 1912 ; Campbell, 1917). Vine (1949) propose une origine éolienne. La plupart des chercheurs relie les phénomènes d'enrichissement aux mouvements de l'eau du sol : nappes phréatiques élevées, eaux de percolation se déplaçant latéralement ou les deux.

La théorie de ces accumulations est synthétisée par D'Hoore (1954) qui signale que l'on peut distinguer des concentrations de sesquioxides par élimination de la silice et des bases, ou accumulations relatives, et des concentrations de sesquioxides par accumulations soit à travers le profil, soit entre les profils, ou accumulations absolues.

Actuellement, le développement de nouvelles méthodes analytiques, les progrès dans la détermination des constituants du sol et les essais de pédologie expérimentale permettent des études et des tentatives d'explication qui se rapprochent chaque jour davantage de la réalité. Il apparaît que le problème de la latérite ne peut être rattaché à un seul processus. Plusieurs phénomènes sont en cause, qui n'agissent pas tous au même niveau de différenciation. La convergence de certains faciès, en particulier celui du cuirassement, a parfois fait penser qu'il s'agissait de problèmes se plaçant à un même niveau. Pourtant, il y a des différences pédogénétiques fondamentales entre cuirassement alumineux et cuirassement ferrugineux, même si parfois il y a interférence. Ceci oblige à aborder le problème de la genèse des latérites, d'une part, par celui des sols latéritiques cuirassés ou non et, d'autre part, par celui des sols tropicaux cuirassés, latéritiques ou non.

Les caractéristiques physiques, chimiques et minéralogiques de toutes les formations pouvant être appelées latérites ont été exposées plus haut, ainsi que les conditions du milieu de leur formation. La liste plus ou moins exhaustive des composants des latérites a été précisée ainsi que leur distribution dans les profils. Les problèmes qui se posent maintenant sont ceux de l'origine de ces composants, d'une part, et de l'évolution de ces matériaux au cours de l'histoire pédologique, d'autre part.

ORIGINE DES COMPOSANTS DES LATÉRITES

On peut rappeler brièvement ces composants : sesquioxides d'aluminium, principalement gibbsite, plus rarement boëhmite ; sesquioxides de fer, goëthite et hématite surtout ; argiles, essentiellement kaolinite, en mélange fréquent avec un peu d'illites, et une série de produits alumineux et alumino-ferrugineux amorphes sur lesquels la littérature pédologique revient de plus en plus ; enfin des matériaux résiduels (héritage) ou détritiques (contamination) en proportions variées.

Ces constituants peuvent se trouver déjà plus ou moins individualisés dans des formations sédimentaires. Ce problème sera abordé plus loin, car, à l'origine, les matériaux proviennent tous de l'altération des minéraux primaires des roches éruptives. Il apparaît donc important de traiter ce premier point en milieu latéritique, « l'altération latéritique pouvant être définie comme un processus de décomposition totale des roches, assurant l'accumulation des oxydes et hydroxydes de fer, d'alumine et de titane après lessivage des bases et de la silice » (Herbillon et Gastuche, 1962).

Paysage typique d'un sol ferrallitique avec inselbergs (centre de l'île de Madagascar)



Photo : O. Fränze

Sols ferrallitiques : érosion accélérée (centre de l'île de Madagascar)



Photo : O. Fränze

Sols ferrallitiques lessivés sous peuplement de bruyère (Madagascar)



Photo : R. Maignien



Photo : R. Maignien

Sol colluvionnaire avec débris de cuirasse (Guinée) [voir ci-contre]

Paysage en voie de cuirassement

Chaque clairière signale un « bowal » (Guinée) [voir ci-dessous]



Photo: R. Maignien

Affleurement de cuirasse au milieu d'une clairière (« bowal »)



Photo: R. Maignien

Butte témoin cuirassée (Tchad) [voir ci-dessous]

Stone-line sur grès tronqué. Au-dessus : sol ferrallitique [voir ci-après]



Photo: R. Maignien



Photo: O. Fränze

LES COMPOSANTS PRODUITS D'ALTÉRATION DES ROCHES

Altération des minéraux originels (Bonifas, 1959 ; Pricot et al., 1962)

Olivine. L'olivine est le premier minéral à s'altérer. Sous l'effet de l'altération latéritique les cristaux se transforment en plages de substances jaunes en lumière naturelle, et isotropes, soulignées de brun sur leurs bordures et dans les anciens clivages. Une partie au moins de ces substances évolue en gœthite. Elle pourrait peut-être évoluer partiellement en un minéral du type montmorillonite, avant d'évoluer en gœthite. La transformation de l'olivine en chlorite n'est pas imputable à ce type d'altération.

Antigorite. La plus grande partie de l'antigorite évolue en produits ferrugineux jaunes à brun-jaune qui donnent naissance à de la gœthite cryptocristalline.

Magnétite. Ce minéral est considéré comme très stable à l'altération latéritique. Cependant, dans les matériaux résiduels, la magnétite est entourée le plus souvent d'une bordure d'oxydes de fer brun-rouille, lesquels se transforment en oligiste et même en gœthite.

Il est possible que la transformation de magnétite en maghémite soit un processus spécifique de l'altération tropicale (Masson, 1943).

Ilménite. Ce minéral semble encore plus stable que la magnétite (Harrison, 1933). Cependant, on remarque quelquefois, en bordure des cristaux, des zones à éclat moins métallique et le faciès caractéristique de cristaux squelettes.

Chromite. C'est également un minéral extrêmement stable à l'altération. Il semble possible cependant d'envisager une altération partielle de ce minéral.

Feldspaths ; Plagioclases (oligoclase-labradore). L'altération la plus commune consiste en une pénétration des cristaux de plagioclases par des substances rouille isotropes qui s'installent en bordure ou s'insinuent dans les clivages ou les craquelures. Ces substances donnent naissance à de petits cristaux de gibbsite qui envahissent peu à peu le cristal, de petits amas ou filaments bruns subsistant en bordure ou à l'intérieur du cristal. En dernier lieu, la gibbsite cristalline forme la trame ou le squelette des cristaux de feldspaths entièrement disparus. La gibbsite est le premier minéral d'altération à caractères cristallins définis ; mais la première substance qui s'installe à la place de la matière des plagioclases est optiquement indéterminable et n'est pas de la gibbsite. Il est possible d'observer un type d'altération différent. Les plagioclases se transforment en une masse abondante de substances ferrugineuses isotropes au sein desquelles il apparaît peu de gibbsite. Puis cette masse donne naissance à de la gœthite et à de la kaolinite à faciès en « accordéon ». A ce stade, la masse de la roche est de la kaolinite ; la structure originelle s'est effondrée.

Feldspaths alcalins. L'orthose albitisée peut évoluer en gibbsite qui cristallise dans les clivages, puis constitue le squelette entier des cristaux primitifs limitant ainsi de nombreux vides (faciès « pain d'épice »). D'autres fois, les feldspaths semblent évoluer en kaolinite, mais aucun remplacement n'a pu être observé directement à l'échelle du cristal.

Néphéline. Ce minéral s'altère en traînées troubles, jaunâtres qui pourraient être de l'halloysite. L'altération est très rapide et se manifeste par l'apparition de vides indiquant une hydrolyse complète du cristal.

Amphibole. Les minéraux de ce groupe se transforment rapidement en substances ferrugineuses amorphes qui évoluent en gœthite.

Pyroxènes. Ces minéraux s'altèrent également rapidement en substances ferrugineuses qui évoluent en goëthite en formant une trame limitant des plages de substances jaunes isotropes avec quelques rares cristaux de gibbsite ou de goëthite monocristalline.

Biotite. La biotite s'altère rapidement. On assiste d'abord à un double phénomène de gonflement et d'éclatement des lames d'une part et à un départ de fer d'autre part. Il ne s'agit pas d'un mode spécifique d'altération. Elle se transforme en chlorite, mais celle-ci s'altère ensuite puisqu'elle est absente des produits résiduels. L'ensemble se réduit en une poudre fine, plus ou moins kaolinique, en mélange avec de la goëthite pulvérulente.

Séricite. Les roches micacées à séricite se transforment soit en roches kaoliniques, soit en roches gibbsitiques.

Muscovite. La muscovite est très résistante aux agents d'altération. La cinétique de destruction en milieu acide fait ressortir que le mica trioctaédrique (biotite) se dissout approximativement 10^6 fois plus vite que les phyllites dioctaédriques (Gastuche, Fripiat et de Kimpe, 1962). Dans les sols ferrallitiques profonds on peut retrouver la muscovite jusque dans les horizons de surface. Il y a des désagréments physiques qui pulvérisent la masse en matériaux extrêmement fins, lesquels peuvent donner naissance à des hydromicas. Il est possible que les illites que l'on retrouve fréquemment dans les sols africains fortement altérés soient de la muscovite cryptocristalline.

Quartz. Il semble peu sensible à l'altération dans la zone de départ. Dans les niveaux à structures conservées (« pain d'épice ») il est corrodé, craquelé et parcouru de fissures emplies de substances rouille isotropes. On trouve également des cristaux aux bords déchiquetés et du quartz globulaire. Dans un premier stade, il y a imprégnation par des solutions ferrugineuses le long des lignes de moindre résistance. Ces matériaux ébranlent la masse qui se pulvérise comme un morceau de sucre. Les grains deviennent de plus en plus fins, pour parfois disparaître complètement, ce qui laisse supposer une dissolution. Dans d'autres, au contraire, il semble que la silice solubilisée puisse donner naissance à du quartz néoformation. Dissolution ou néoformation du quartz, il est probable que ces processus sont fonction du degré de saturation en silice moléculaire des solutions du sol. En particulier, dès qu'elles contiennent 20, 30, 40 ppm/litre, elles sont sursaturées vis-à-vis du quartz et des autres formes minérales de la silice et sont donc capables d'en assurer la croissance (Krauskopf, 1959). A l'opposé, l'amorphisation du quartz par ébranlement mécanique favorise la dissolution (Wey, 1961).

Minéraux argileux. Le chlorite, l'halloysite et la montmorillonite, que l'on observe dans les tout premiers stades de l'altération des minéraux, disparaissent ensuite dans la zone à structure conservée de la roche complètement transformée. On peut admettre que ces minéraux donnent naissance à de la gibbsite et à de la goëthite. Il est possible qu'ils évoluent également en kaolinite, mais l'évolution des minéraux eux-mêmes n'a pu être directement observée.

La kaolinite est à l'origine de nombreux travaux contradictoires. Certains auteurs comme Clarke (1924), Mohr (1944), Waegemans (1951a) et Erhart (1956) considèrent que la kaolinite est stable au cours de l'altération latéritique. D'autres, au contraire, expliquent la formation des hydroxydes d'alumine par la destruction de la kaolinite (Van Bemmelen, 1904; Harrassowitz, 1926; Martin et Doyne, 1927; Craig et Halais, 1934; Tanada, 1951; Robinson et Holmes, 1924; Segalen, 1957).

Pour Allen (1948*a, b*; 1952) la plupart des minéraux des basaltes s'altèrent directement en minéraux argileux : halloysite, kaolinite, nontronite, qui se transforment à leur tour en gibbsite, oxydes et hydroxydes de fer, par perte de silice. De même pour Harrison (1933) et Eyles (1952), les oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium des bauxites proviendraient de la désilicification de la kaolinite des argiles latéritiques ou de la lithomarge. Mead (1915), Campbell (1917), Fox (1923, 1936) et Sherman (1949, 1950, 1952) prouvent ou admettent également la destruction de la kaolinite. D'Hoore (1954) a pu photographier au microscope électronique des cristaux altérés de kaolinite. Pour Bonifas (1959) la gibbsite peut prendre naissance aux dépens de la kaolinite. Le mécanisme de transformation de la kaolinite en fireclay en milieu acide a été démontré (Oberlin *et al.*, 1961).

Il semble donc que la kaolinite puisse s'altérer ou se transformer. Cependant, ces processus paraissent assez limités et sans commune mesure avec les quantités de gibbsite individualisée.

La série complète d'altérabilité des minéraux primaires principaux peut s'écrire dans un ordre décroissant (Pécrot *et al.*, 1962).

Olivine → plagioclases calciques → plagioclases calco-sodiques → pyroxènes → plagioclases sodico-calciques → amphiboles → biotite → plagioclases sodiques → orthose → muscovite → quartz

L'explication en serait la suivante « les néosilicates dans lesquels les tétraèdres de silice sont reliés entre eux par des cations hautement solubles, tels le calcium et le magnésium, sont hautement altérables. Une fois ces cations passés en solution, il n'existe plus aucune cohésion à l'intérieur du cristal. L'olivine entre dans cette catégorie. Au fur et à mesure que la chaîne se complique, c'est-à-dire que s'affermît le réseau silicique par multiplication des liaisons entre tétraèdres, le minéral devient plus résistant à l'altération : inosilicates en chaîne simple (pyroxène) et double (amphibole); phyllosilicate (micas) et tectosilicate (orthose, quartz) où les liaisons entre tétraèdres se font suivant les trois dimensions de l'espace ». Murata (1946) observe la même séquence dans l'altérabilité des silicates en milieu acide. Il remarque en outre que les ions, autres que le silicium, constituent les points faibles lors d'une telle attaque. Des mesures de cinétique de dissolution en milieu acide montrent que les ions en couche octédrique se dissolvent plus rapidement que ceux situés en couche tétraédrique (Brindley et Youell, 1951; Osthau, 1956; Cloos, Gastuche et Fripiat, 1960; Gastuche et Croegaert, 1961).

Les altérations observées couramment pour chacun des minéraux les plus fréquemment rencontrés en milieu latéritique ne sous-entendent pas que chaque minéral primaire possède son minéral d'altération (Bonifas, 1959). Le mécanisme de l'altération est une hydrolyse selon les vues de Correns et Van Engelhardt (1938). Les silicates sont totalement dissous en leurs ions constituants sans laisser de squelette cristallin. Les ions libérés par hydrolyse se réorganisent dans certaines conditions de drainage, de pH et de concentration des ions, qui définissent un milieu de genèse plus spécifique d'un minéral que d'un autre. Il n'y a pas de filiations minéralogiques entre un silicate éruptif et un minéral argileux. Par contre, il existe des conditions de genèse des minéraux argileux qui sont fréquents dans certains milieux d'altération, ce qui est le cas pour le milieu latéritique. Pour Correns et Schlunz (1936) et von Engelhardt (1937),

les feldspaths se dissoudraient complètement sans laisser de résidu, la mise en solution de la silice et de l'alumine réglant la vitesse de l'altération. Les éléments dissous seraient entraînés par l'eau. Mais, dans certaines conditions, ces ions s'organisent pour former les édifices de la gibbsite, de la gœthite, de la bœhmite et de la kaolinite. Ces néoformations peuvent se produire à l'écart des cristaux altérés, mais aussi sur leur flanc ou même en leur sein. Il suffit que les conditions favorables soient réunies et ce sont elles qu'il faut définir.

Genèse des minéraux secondaires

Gibbsite. Si l'on possède quelques renseignements sur le rôle joué par les hydroxydes de fer (Betremieux, 1951; Fripiat et Gastuche, 1952), l'évolution des hydroxydes d'aluminium dans les sols est par contre peu connue. Certains, dont Mackenzie (1957), pensent que ceux-ci s'y transforment rapidement en une forme cristalline stable. Au laboratoire, cependant, la cristallisation des trihydrates, et plus particulièrement de la gibbsite, exige des conditions d'alcalinité sévères, rarement rencontrées en milieu naturel. De nombreux autres facteurs interviennent dans le milieu du sol. Certains voient dans la kaolinite le germe de cristallisation par excellence. D'autres attribuent aux humates ou autres dérivés organiques un rôle orientatif dans l'édification de ces structures.

Deux milieux naturels très différents peuvent donner naissance à de la gibbsite :

Un milieu alcalin. Au contact de la roche mère, la gibbsite se forme dans un milieu d'hydrolyse. Stevens et Carron (1948) ont mesuré des pH « d'abrasion » variant entre 7 et 10 pour la plupart des minéraux. Pedro (1961) rappelle que le pH des solutions d'hydrolyse des roches, mêmes dites « acides », est toujours légèrement alcalin. Jenny (1950) propose, pour expliquer l'altération d'un feldspath, un pH de l'ordre de 9.

Un milieu acide. Il est courant d'observer dans les sols tropicaux l'existence d'importantes quantités de gibbsite dans des profils souvent développés sur 30 à 40 mètres au-dessus de la nappe phréatique ou de la roche mère. Il devient dès lors difficile d'invoquer, pour expliquer sa formation, une alcalinité due à l'hydrolyse, le pH de l'eau de drainage variant entre 4 et 5.

Certains auteurs ont pensé que la synthèse du minéral serait produite à une époque antérieure à pH élevé. Pourtant ceci est difficile à admettre pour un phénomène aussi général et les faits viennent fréquemment le contredire (Bonifas, 1959).

On doit à Herbillon et Gastuche (1962) la résolution de ce problème. Dans les conditions habituelles de température et de pression, la présence d'ions étrangers dans l'enveloppe hydratée du cation entraîne une distorsion perceptible déjà en solution. La cristallisation ne se produira que dans la mesure où une désionisation sera réalisée.

« A bas pH , le gel chargé positivement s'entoure d'anions étrangers fortement retenus dans la structure, et la cristallisation est inhibée. Le séchage entraîne la formation d'un gel fortement hydraté et désordonné où une proportion importante de l'aluminium est à l'état de coordinence IV suite à la perturbation due aux anions. A pH élevé le gel, chargé négativement, repousse les rares anions étrangers ; les cations étrangers peu polarisables (Na et K) ne dérangent pas appréciablement la structure. Ces gels possèdent une structure où dominent les formes hexacoordonnées de l'alumine ; leur vieillissement entraînera l'appa-

rition de trihydrate cristallin.» C'est donc l'élimination des ions étrangers plus que l'élévation du pH qui est le facteur déterminant du processus de cristallisation.

Herbillon et Gastuche (1962) énoncent la règle suivante : « Quel que soit le pH initial de précipitation du gel, la dialyse induit, plus ou moins facilement, mais dans tous les cas, la synthèse des trihydrates cristallins. La baeyerite accompagnée de pseudo-boehmite semble dériver de gels à structure plus désordonnée, rapidement précipités dans la zone d'insolubilisation maximale. La période d'induction précédant l'apparition des produits cristallins a une durée qui est fonction de la vitesse de désionisation du milieu.» Le phénomène est donc endothermique.

« La kaolinite exerce, dans le cas de gels vieillissants dans la solution mère à pH 8, un effet promoteur sur la cristallisation des trihydrates et inhibe la formation de pseudo-boehmite. Lorsque le vieillissement s'opère à pH plus bas dans la solution mère, l'effet promoteur de la kaolinite ne se fait plus sentir. On lui reconnaît à nouveau quelques influences dans l'évolution en milieu dialysé : elle accélère quelque peu les processus de cristallisation et l'oriente vers la baeyerite.»

En résumé, quel que soit leur pH de formation, les gels d'alumine évoluant dans un milieu désionisé cristallisent en trihydrates. Cette désionisation est accélérée par le lessivage intense et une température élevée des eaux de percolation qui sont les conditions des milieux d'altération latéritique.

Des gels d'alumine sont présents en teneurs variables dans les sols, mais échappent aux méthodes de détection ; seuls les dosages chimiques les mettent en évidence. Au stade « pré-gibbsitique » qui se place au début de la dépolymérisation, le gel d'alumine présente une fluidité exceptionnelle qui expliquerait sa migration facile et donnerait naissance aux formations locales de gibbsite dans les géodes.

En résumé, les conditions de genèse des trihydrates cristallins aux dépens des gels d'alumine précipités provenant de l'altération des minéraux sont les suivantes : a) conditions de désionisation correspondant à un drainage bon à excellent ; b) température élevée des eaux de percolation ; c) conditions sévères de désilicification.

Ce sont là les conditions de formation des latérites à bauxites.

Boehmite. Ce minéral est parfois associé à la gibbsite dans les horizons cuirassés. Alexander *et al.* (1956) la signalent dans les cuirasses africaines. Son absence de nombreuses déterminations résulte de moyens analytiques trop grossiers. Le développement de détermination aux rayons X montre qu'il s'agit d'un sesquioxyde commun dans la nature. Harder (1949) et Frederickson (1952) admettent que la boehmite peut se former à partir de la gibbsite par action de la pression et de la température : entre 120 et 400 °C la gibbsite se transformerait en boehmite et diaspore (Weiser et Milligan, 1934). On est bien loin des conditions naturelles, bien que des températures de 80 °C ont été mesurées sur des surfaces cuirassées (Mohr, 1954).

L'altération des feldspaths à température relativement élevée (280 à 450 °C) et sous pression peut donner de la gibbsite (Morey et Chen, 1955 ; Brindley et Rodoslovich, 1956). Il en est de même dans les expériences de synthèse à 100 °C des minéraux argileux (Henin et Robichet, 1953). A des températures très basses (à 0 °C) Havestadt et Frike (1930) ont obtenu de la boehmite par

vieillessement d'un gel amorphe. De Lapparent (1936) et Sabot (1954) signalent que les bauxites provenant d'argiles de décalcification sont riches en bœhmite et que cette dernière pourrait donc provenir de la désilicification de la kaolinite, mais Bonifas (1959) a montré que la gibbsite pouvait prendre naissance dans la kaolinite. Pour de Lapparent (1935, 1936), la bœhmite se formerait dans les bauxites au niveau de la nappe en présence d'acide humique, ce qui est admis par Keller (1952).

Ce qui semble certain, c'est que la bœhmite ne cristallise qu'après transport, car elle remplit le plus souvent des craquelures et de petites diaclases.

Willstätter et Krant (1923), Kraut et Humme (1931), étudiant les hydroxydes d'alumine précipités par les alcalis et l'ammoniaque, distinguent le gel C α ou gel amorphe facilement soluble, le gel C β modérément soluble et le gel C γ faiblement soluble qui passent de l'un à l'autre par vieillissement en quelques semaines.

Souza Santos *et al.* (1953) précisent le schéma comme suit :

| | | | | | | |
|--------------------------|---|----------------------|---|-----------------------------|---|--------------------------|
| Gel C α sphérique | → | Fibres | → | Somatoïdes (gel C β) | → | Somatoïdes (C α) |
| Amorphe | | Gel à pseudo-bœhmite | | Pseudo-bœhmite | | Baeyerite |

Cette séquence ne s'observe qu'au dessus de pH 7,4 et le processus s'accélère avec l'élévation du pH. D'après Papee-Tertian et Biais (1953), le gel à pseudo-bœhmite apparaissant à pH élevé est le gel d'alumine « par excellence ». Herbillon et Gastuche (1962) confirment et précisent ces processus et signalent que « la baeyerite accompagnée de pseudo-bœhmite semble dériver de gels à structure plus désordonnée, rapidement précipitée dans la zone d'insolubilisation maximale », c'est-à-dire à pH 6,7.

Il apparaît ainsi que les conditions de formation de la bœhmite sont moins strictes, quant aux conditions de désionisation du milieu, que celles de la gibbsite, mais qu'elles réclament des pH voisins de 6,5. Ce sont des formes souvent assez solubles mais qui peuvent évoluer rapidement vers une immobilisation sous forme de somatoïdes, d'où les difficultés des reconnaissances optiques.

Gœthite. Ce minéral est très répandu dans les formations latéritiques. Il s'observe le plus souvent sous des formes terreuses pulvérulentes, brunes ou rouges, d'enduits ou de concrétions. Les cristaux définis sont très rares, même sous microscope. Mais l'état de cristallisation est bien précisé par l'examen au microscope électronique. Bonifas (1959) signale que la gœthite commence à « cristalliser » à partir des substances ferrugineuses isotropes que l'on observe dans les tout premiers stades d'altération des minéraux (pyroxène, olivine, plagioclase). Il s'agit probablement de gels amorphes, mais la composition et l'état de ces substances restent à définir.

Au laboratoire, la précipitation par l'ammoniaque de l'hydroxyde ferrique à partir d'un sol ferrique conduit à un produit amorphe qui, par vieillissement, donne de la gœthite. Toutefois, ce processus ne s'accuse qu'au bout de plusieurs mois. Il ne paraît donc pas y avoir de difficultés particulières à la transformation d'un gel d'hydroxyde ferrique en gœthite dans les conditions du milieu latéritique.

Hématite. L'hématite est souvent considérée comme le constituant principal des cuirasses ferrugineuses. Cependant, Bonifas (1959) indique que, si les cuirasses contiennent des quantités appréciables d'oligite, leur constituant moyen est en fait la gœthite.

Il semble y avoir plusieurs modes de formation de l'hématite dans la nature : Elle pourrait provenir de la déshydratation de la goëthite sous l'effet de la chaleur et de l'insolation (Mohr, 1944). Bien qu'au laboratoire cette transformation se réalise à 500 °C, les faits d'observation montrent que l'hématite est présente au sommet des profils qui n'en contiennent que très peu ou en sont dépourvus dans les niveaux sous-jacents. Bonifas (1959) précise « qu'il semble que l'on doit exclure la possibilité d'une accumulation relative d'oligite par solubilisation sélective de la goëthite ».

A l'intérieur des profils, l'hématite semble provenir de l'altération de la magnétite, de la chromite et de l'ilménite.

Enfin l'hématite peut être un produit de contamination.

Du point de vue expérimental, Fricke et Ackermann (1934) ont obtenu de l'hématite par vieillissement à température ambiante de gels d'hydroxydes ferriques obtenus à basse température. Le plus souvent, ils obtiennent d'ailleurs un mélange d'hématite et de goëthite.

Quartz. Les grains de quartz observés dans les sols d'altération latéritique sont le plus souvent des matériaux résiduels ou des matériaux détritiques. Mais il peut également se produire des accumulations siliceuses. De Craene (1954) a le premier attiré l'attention sur les possibilités de « néoformations de quartz » par diagénèse, soit aux dépens des silicates, soit sous l'effet d'apports et d'éliminations par les eaux de percolation. Des bancs siliceux signalés dans les produits d'altération de la dunite de Conakry sont des produits formés au cours de l'altération latéritique (Bonifas, 1959). L'aspect et la composition de ces bancs suggèrent la précipitation d'un gel de silice souillé d'oxydes de fer et qui cristallise en quartz en vieillissant. Ces observations, qui pourraient être multipliées, s'éclairent d'un jour nouveau à la vue des données récentes sur le dynamisme de la silice. Les eaux naturelles contenant de la silice sont des solutions vraies de silice monomoléculaire $\text{Si}(\text{OH})_4$. Ces solutions sont insensibles aux variations de pH et à la présence de cations divers, sauf d'alumine. De plus, ces solutions de silice moléculaire sont sous-saturées vis-à-vis de la silice amorphe, car elles contiennent des teneurs inférieures à 120-140 ppm de silice à 25 °C. Par contre, dès qu'elles contiennent 20, 30 ou 40 ppm elles sont sursaturées vis-à-vis du quartz et des autres formes minérales de la silice et sont donc capables d'en assurer la croissance (Krauskopf, 1959). Partant de ces données, Millot (1961) indique que « le rôle des solutions colloïdales est impossible à envisager : d'abord parce que les silicifications nécessitent une épigénie que les colloïdes ne peuvent assurer, mais aussi et surtout parce que les solutions colloïdales naturelles n'existent pas ». Si les solutions sont propres, peu chargées en cations, comme peu chargées en silice, il y a quartzification. C'est le cas de surfaces où l'histoire des eaux est brève. Chaque grain de quartz grandit pour son compte : c'est le domaine de la croissance régulière des macrocristaux. Si les solutions sont impures, chargées en cations, plus chargées en silice, le désordre commence. C'est le cas des solutions qui se rassemblent dans les fonds ou qui proviennent des nappes. Dans les calcaires, il y aura formation de cette forme déjà perturbée du quartz qu'on appelle la calcédoine, c'est le domaine de la croissance cryptocristalline très contrariée et très imparfaite.

Le premier cas paraît compatible avec les sols latéritiques bien drainés de climats tropicaux humides. Il est donc fort possible qu'il s'y réalise des néoformations de quartz, bien que ces phénomènes ne puissent être matériellement

prouvés par des méthodes analytiques. La preuve des bancs siliceux au contact de produits d'altération correspond au second cas. A ces processus doivent être rattachés les bancs siliceux qui se trouvent stratifiés dans les formations marneuses sous-jacentes aux cuirasses des phosphates d'alumine de Thiès, au Sénégal. Le fait capital sur lequel il convient d'insister est la teneur en silice des eaux de circulation dans les nappes latéritiques. Des teneurs de 15 à 30 ppm ont été fréquemment notées.

Anatase. Ce minéral est assez souvent reconnu dans les produits d'altération latéritique. L'anatase est considérée comme la forme de TiO_2 stable à basse température et elle est, par conséquent, le minéral de titane le plus probable des produits de la latéritisation (Eyles, 1952). Il peut provenir aussi bien de l'altération des silicates titanifères (sphène, biotite, angite) que de l'ilménite ou des titanomagnétites (Bramlette, 1936).

Chlorite. Bien qu'il ne s'agisse pas d'un constituant des cuirasses latéritiques, la chlorite est fréquemment présentée comme produit transitoire d'altération. C'est à la fois un minéral de transformation métamorphique et un minéral d'altération. Bonifas (1959) indique que, dans le cas des dolérites, certains exemples permettent d'affirmer que la chlorite s'est formée au cours des premiers stades d'altération de la roche. Dans la partie la moins altérée de la roche, on observe une transformation partielle de la biotite en chlorite. Il est pourtant difficile d'attribuer toute la chlorite de l'écorce d'altération à la transformation de la biotite, qui est peu abondante. D'après Harrison (1933), les pyroxènes pourraient également se transformer en chlorite. La chlorite prendrait naissance au sein des pyroxènes en voie de décomposition. Le pH d'hydrolyse de ces minéraux, qui est élevé (9 à 11), est compatible avec nos connaissances actuelles de la genèse de la chlorite (Millot, 1949, 1953 ; Grim, 1954). Bonifas précise qu'il ne fait aucun doute que la chlorite soit due à l'altération latéritique et que la zone d'hydrolyse des minéraux de la dolérite réunisse les conditions du milieu favorable à son élaboration. Mais il est difficile de définir ces conditions. On peut cependant remarquer que la roche semble isolée dans un environnement de terres argileuses kaoliniques et en déduire que la genèse de la chlorite a lieu avec celle de la kaolinite.

Séricite. Comme la chlorite, la séricite est un minéral secondaire transitoire plus ou moins fugace. Leneuf (1959) signale que des paillettes de séricite ont été décelées microscopiquement par des observations de plaque mince, dans les plagioclases de roches altérées ainsi que dans certaines roches fraîches, en positions superficielles ou profondes, en Côte-d'Ivoire forestière, donc dans un climat équatorial humide. « Il ne semble pas qu'il s'agisse d'une manifestation spécifique au milieu latéritique. Cependant la séricitication serait accélérée par une température moyenne élevée dans des conditions favorables d'humidité. »

Halloysite. Ce minéral est souvent signalé dans les produits d'altération. Lacroix (1913) la reconnaît comme une altération de la néphéline. Bonifas (1959) la détermine dans les premiers stades d'altération des syénites des îles de Loos (Guinée) sans qu'elle puisse affirmer de l'altération de quel minéral elle provient.

Dans l'État d'Oregon, Allen (1948) signale de l'halloysite dans les produits d'altération des roches basaltiques. Segalen (1956) l'a mise en évidence à la base d'un profil ferrallitique sur roches volcaniques à Madagascar.

Bates (1952) constate que l'halloysite $4 \text{H}_2\text{O}$ ne peut se former que dans des conditions de très grande humidité. Des variations d'humidité peuvent avoir pour résultat le mélange intime d'halloysite et de kaolinite sans qu'il soit nécessaire d'envisager une transformation d'halloysite en kaolinite par déshydratation. Pour effectuer cette transformation, il faut faire intervenir une remise en solution et une recristallisation plutôt qu'une simple croissance de l'ordre des particules, ce qui n'est pas l'avis de Hauser (1953) qui considère l'halloysite comme un terme intermédiaire entre un gel de silice et d'alumine et la structure d'un minéral argileux.

Montmorillonite. La présence de ce minéral dans les latérites a été très souvent controversée. Il est cependant de plus en plus signalé, mais comme un produit extrêmement fugace, se développant dans des conditions de drainage ralenti, en milieu enrichi en cations alcalins-terreux (Hardon et Faveyee, 1939; Hosking, 1940; Nageschmidt *et al.*, 1940; Edelman, 1947; Millot, 1949; Grim, 1953). La montmorillonite a été caractérisée dans la zone d'hydrolyse des roches volcaniques basiques soumises à l'altération latéritique (Sherman, 1950; Segalen, 1956; Bonifas, 1959; Précot *et al.*, 1962). Leneuf (1959) reconnaît une phase kaolinitique et montmorillonitique dans l'altération, une zone hydromorphe, de granites à amphibole ou de granodiorite. Nye (1954, 1955) fait la même constatation sur gneiss.

D'une façon générale, le milieu de formation est caractérisé par un pH élevé (au moins égal à 7) et la présence de nombreux cations, dont la magnésie. Les essais de synthèse confirment ces données. Il est un point important à signaler qui est l'absence constante de gibbsite en présence de montmorillonite (Leneuf, 1959; Précot *et al.*, 1962).

Kaolinite. La genèse de ce minéral dans les formations latéritiques est très discutée (Mohr, 1954; Koster, 1955), car il est difficile d'en saisir *in situ* la genèse au sein des silicates. Lacroix (1923) a montré qu'à côté de l'altération directe en gibbsite, les feldspaths des syénites des îles de Loos pouvaient subir un tout autre type d'altération, pseudomorphique elle aussi, en kaolinite. Gordon et Tracey (1952) font des remarques analogues dans leur étude des bauxites de l'Arkansas. Les dépôts à gibbsite se seraient formés au-dessus du niveau de la nappe, tandis que les dépôts de kaolin se seraient formés au-dessous.

Les travaux de laboratoire ont montré que la kaolinite est un minéral caractéristique d'un environnement relativement acide (Noll, 1936; Norton, 1939; Henin et Robichet, 1953). Les études sur les sédiments (de Lapparent, 1936; Ross, 1943; Millot, 1949), sur les sols (Edelman, 1947), sur les altérations hydrothermales (Lovering, 1952) amènent aux mêmes résultats. Pour Frederickson (1952) et Keller (1957) la genèse de la kaolinite requiert, outre un apport d'ions H, l'élimination des cations divalents et du fer.

Les différentes voies prospectées partent d'hypothèses variées, à savoir : la kaolinite se forme-t-elle directement à partir des silicates ou par l'intermédiaire de sols, ou de gels, ou directement à partir de solutions ioniques? La néosynthèse des minéraux argileux à partir de précipités colloïdaux ou de gels amorphes est issue des théories et hypothèses de Mattson (1931). A l'opposé, la croissance des cristaux à partir de solutions ioniques se déduit des travaux de Correns (1940). Un fait est certain : la structure des silicates comme les feldspaths, les pyroxènes, les amphiboles, les péridots, est totalement différente

de celle des minéraux argileux. Il faut donc qu'il y ait une destruction complète des premiers. Hauser (1952), Lovering (1952), Oberlin, Henin et Pedro (1958), Gastuche, Fripiat et de Kimpe (1962) concluent à la formation de gels ou de composés amorphes qui fourniraient les matériaux nécessaires à la cristallisation de la kaolinite. Bates (1952), Siffert (1962) penchent pour une réorganisation à partir des ions. Pour ce dernier, « les silicates argileux peuvent prendre naissance à partir de particules en solutions : molécules $\text{Si}(\text{OH})_4$ et cations métalliques ».

Les argiles dioctaédriques essentiellement alumineuses (kaolinite) s'obtiennent assez facilement à la température et à la pression ordinaire par simple mélange des composés à l'état de dilution extrême à condition que le pH du milieu soit favorable. Le problème primordial est de maintenir la coordinence 6 de l'alumine à des pH où normalement elle a la coordinence 4, c'est-à-dire entre pH 4,1 et 6,7. Siffert arrive à ce résultat en introduisant l'aluminium sous forme d'un ion complexe (anion complexe oxalique de l'aluminium $[\text{Al}(\text{C}_2\text{O}_4)_3]^{3-}$). Il devient ainsi maître du pH de précipitation. Il semble ainsi prouvé que les ions qui participent à l'édification de la kaolinite soient des ions basiques du type $\text{Al}(\text{OH})^{++}$. Les argiles ne seraient rien d'autre que des sels basiques (du type Feitknecht) mais silicatés de certains cations. Les réactions de formation se font en plusieurs étapes. Il se forme d'abord un ion monomère du type (O Si O R OH) , R étant un cation. Dans une étape ultérieure interviendrait alors la polymérisation, phénomène qui n'est pas encore élucidé.

Herbillon et Gastuche (1962) signalent que la prédominance de coordinence 4 entre pH 4,1 et 6,7 est liée à la présence d'anions fortement polarisables (comme le chlorure), le rayon de l'anion s'opposant à la distribution régulière des six ligands. En milieu acide, si un processus de désionisation rapide est déclenché, par dialyse par exemple, on obtiendra, dès le début, un gel se trouvant du côté positif du point iso-électrique (Van Schuylenborgh, 1950) où malgré l'imperfection momentanée des caractères cristallins, la coordinence 6 de l'aluminium est déjà assurée. Dans la zone basique, le gel se trouve du côté négatif du point iso-électrique : les anions sont repoussés de la micelle en voie de formation et les seules impuretés sont cationiques, donc peu polarisables.

Il y a d'abord passage par un stade « pré-gibbsique » laiteux, puis somatoïde, puis passage au stade gibbsite. Cette évolution permet d'éliminer une difficulté signalée par Hénin et Caillère qui indiquent que ce qui rend la synthèse à des kaolins particulièrement ardue provient du fait qu'en milieu acide, un gel d'alumine se transforme spontanément en bœhmite et non en gibbsite.

Comment s'opère l'interréaction silice/alumine? Wey et Siffert montrent que la silice monomère n'offre aucune affinité pour les hydroxydes cristallisés et les phyllites. Ceci est très important, car cela prouve qu'une gibbsite cristallisée ne peut fixer de la silice pour donner de la kaolinite. Il faut dès lors que le greffage de la silice sur la couche octaédrique s'effectue au moment même de la formation ou de la désorganisation de celle-ci. L'ensemble de ces résultats montre l'importance que l'on doit accorder aux cations dans l'édification des cristaux phylliteux (Millot, 1962). Il est possible que le passage par un stade montmorillonitique, même fugace, soit un élément important de la synthèse des kaolinitiques. La montmorillonite, en se détruisant, fournirait les tétraèdres de silice qui se grefferaient sur la couche octaédrique en formation.

On peut donc énoncer les conditions de la genèse de la kaolinite : a) au dépend de gels précipités : milieu acide, moyennement riches en silice mais très désionisés,

constamment humides ; b) au dépens de particules en solutions : présence de complexe stabilisant la coordinence 6 de l'alumine en milieu acide, humide et riche en silice. Certains produits de décomposition de la matière organique doivent dans ce cas influencer ces mécanismes en complexant l'aluminium.

On peut ainsi expliquer la formation de kaolinite aussi bien en profondeur dans les « croutes d'altération », que dans les horizons proches de la surface du sol. Ces faits sont à rapprocher des kaolinisations intenses qui s'observent sur tous les profils en milieu humide de la forêt dense équatoriale.

En conclusion, il faut accorder une grande importance aux phénomènes de lessivage, de drainage, d'engorgement, car ils orientent fondamentalement l'altération latéritique et l'individualisation des produits qui en dérivent.

Influence du drainage. Harrison (1933) distingue, pour une même roche, deux types de latérites, les latérites de hauts plateaux composées presque uniquement d'oxydes hydratés d'alumine et de fer, formées sous l'action de pluies fortes plus ou moins constantes et dans des conditions de drainage parfait, et les latérites de bas plateaux contenant des silicates d'alumine hydratée secondaires et, occasionnellement, du quartz secondaire, formées sous l'action de pluies peu intense et moins constantes, dans des conditions de drainage imparfait. Dans les latérites de bas plateaux la latéritisation primaire est caractérisée par l'élimination de la silice et des bases de la roche mère et laisse un résidu de gibbsite et de limonite. Elle est suivie d'une résilicification donnant graduellement une vaste masse de latérite argileuse.

Gordon et Tracey (1952) accordent une grande importance aux influences de la nappe phréatique qui détermine soit l'altération kaolinitique, soit l'altération gibbsitique de la syénite de l'Arkansas.

Hardler (1952) met en cause la porosité de la roche, la libre circulation des eaux, des pluies abondantes et alternant avec des saisons sèches, la topographie, les mouvements de la nappe aquifère et le temps.

Allen (1952b) attire l'attention sur le fait que l'importance n'est pas que les minéraux se forment au-dessus ou au-dessous du niveau de la nappe, mais est de définir les conditions et l'intensité du drainage ou du lessivage, le pH, l'activité chimique du milieu et toutes les autres conditions susceptibles de favoriser la formation de l'un plutôt que l'autre des minéraux.

Bonifas (1959) remarque que les couches dures et intermédiaires des latérites sont alternativement sèches et gorgées d'eau, ce qui favorise les phénomènes de dissolution et de réprécipitation. Ceci peut expliquer, pour une part, l'accumulation relative de l'alumine dans les cuirasses, par solubilisation d'une partie du fer. Le fer, partiellement entraîné quand les eaux percolent suffisamment, passe également en partie dans les eaux de la nappe. Dans la région du Konkouré (Guinée), la couche argileuse à kaolinite est située en permanence dans la nappe, alors qu'au-dessus du niveau hydrostatique, on observe une couche de « pain d'épice », c'est-à-dire de gibbsite ferruginisée.

Précot *et al.* (1962) indiquent que, dans des conditions de drainage excessif, on voit se former une couche de gibbsite autour de la roche altérée. Aux îles Hawaii, Sherman (1952), puis Bates (1960), constatent qu'une pluviosité élevée favorise l'apparition de cette espèce minérale. Au contraire, lorsque l'eau de percolation reste riche en sels (cas d'un mauvais drainage), la gibbsite n'apparaît pas. Les conditions de bon drainage favorisent également le transport de la silice et des éléments dits mobiles.

Influence du contenu ionique des eaux de percolation. Pour une même roche, sous un même climat, la genèse de minéraux de néoformation est fonction de la circulation des eaux. Cette dernière entraîne des modifications de pH, de concentrations d'ions et, finalement, de milieu. L'influence de la roche est déterminante dans la mesure où elle fournit les éléments constitutifs des minéraux secondaires et les éléments qui induisent le milieu de formation. Ceci a fréquemment amené les pédologues qui traitent de l'altération latéritique à tenir compte des différents groupes de roches.

Tant que les produits résiduels conservent la structure de la roche mère, Lacroix (1913), en Guinée, distingue : a) l'altération des gabbros, des syénites et des diabases, brusque et sans transition, qui est caractérisée par la transformation des feldspaths en gibbsite et des ferro-magnésiens en produits ferrugineux colloïdaux, plus ou moins riches en silicate d'alumine, et l'altération des péridotites constituées et ferro-magnésiens qui aboutissent à des produits colloïdaux ferriques et à un peu d'alumine ; b) l'altération des micaschistes, des gneiss, et des granites, progressive, où il se produit de la kaolinite et des silicates d'alumine colloïdaux qui se transforment progressivement en argiles latéritiques.

Harrison (1933), en Guyane, tire les conclusions suivantes dans les conditions tropicales : la destruction des roches basiques et intermédiaires, au niveau ou près de la nappe aquifère, dans des conditions de plus ou moins bon drainage, est accompagnée d'une élimination presque complète de la silice, des oxydes de calcium, de magnésium, de potassium et de sodium. Elle laisse un résidu terreux de trihydrate d'alumine (gibbsite), de limonite, quelques fragments de feldspaths non altérés, dans quelques cas du quartz secondaire et divers minéraux résistants présents à l'origine dans la roche. Les roches acides telles que les apaites, les pegmatites, les granites, les gneiss se changent graduellement en pot clay ou en kaolin plus ou moins quartzeux. Dans le premier cas, il peut y avoir résilicification avec transformation en latérites argileuses ; dans le second on peut observer parfois une désilicification avec formation de masses de bauxites concrétionnées superficielles. Harder (1952) étudie également les dépôts de bauxites en relation avec différentes roches mères.

Si ces liaisons sont fréquentes, elles ne sont cependant pas spécifiques. A Madagascar, Lacroix (1923) constate que si les gabbros, les diabases, les syénites se latérisent comme en Guinée, par contre les granites et les gneiss peuvent montrer soit une altération kaolinique, soit une altération gibbsitique. Mohr (1954) et de Lapparent (1939) font les mêmes remarques. Personnellement, il m'a été possible d'observer des altérations kaoliniques de diabases en Guinée, mais dans des niveaux humidifiés en permanence et moyennement drainés, et, inversement, des altérations pseudomorphiques de granites en gibbsite en milieu très bien drainé.

Étudiant l'altération de roches volcaniques du Kivu, Précot *et al.* (1962) constatent que dans le cas de minéraux riches en alumine les premiers stades d'altération sont généralement des gels alumino-siliciques hautement chargés ou allophanes. On observe ensuite leur évolution vers le stade kaolin. Dans ce cas précis, le pH et le degré de saturation en calcium des eaux de percolation diminuent au fur et à mesure que l'on s'éloigne du volcan. Les conditions de désaturation et un pH acide coïncident avec l'apparition de kaolin du type halloysite. Bates (1960), observant des formations analogues dans les premières zones d'altération des roches aux îles Hawaï, pense que l'absence de kaolinite est reliée à l'absence de mica. Précot *et al.* (1962) observent que l'apparition

des micas dans les cendrées coïncide avec le passage de l'halloysite au fire clay. Dans les sols dérivant des basaltes, on remarque des quantités importantes de kaolinite qui accompagnent la muscovite. Dans des conditions de drainage excessif, il y a apparition de gibbsite autour de la roche altérée. Par contre, on note l'absence de ce minéral lors de l'altération des trachytes, où la lente dissolution de feldspaths sodico-potassiques assure une certaine concentration en cations dans les eaux de percolation.

Dans les horizons profonds d'altération, malgré des variations importantes des teneurs en matière organique dans les horizons de surface, on ne note aucune modification dans la nature de la fraction colloïdale qui reste toujours déterminée par la nature des eaux de percolation et l'intensité du drainage.

Il apparaît ainsi que la nature des produits résiduels de l'altération latéritique est avant tout fonction d'un milieu. Ce milieu découle des relations qui se réalisent entre la nature des roches, les processus d'hydrolyse et le régime hydrique : a) les roches basiques facilement hydrolysables, présentant un déficit de silice, donnent facilement de la gibbsite, si le milieu est bien drainé ; si le drainage est modéré et l'humidité permanente, ces roches donnent de la kaolinite ; si enfin le drainage est déficient les néosynthèses s'orientent vers des phyllites du type 2/1 ; b) les roches, dites acides, s'hydrolysent plus progressivement ; l'excès de silice favorise la kaolinisation pour des drainages normaux ; des drainages excessifs provoquent l'apparition de gibbsite (cas de Madagascar) ; pour des drainages déficients, la pauvreté en cations de ces roches favorise la kaolinisation après un stade montmorillonitique fugace.

Nous ne dirons rien des conditions de l'hydrolyse latéritique qui ont été indiquées plus haut. Mais le problème du régime hydrique des sols latéritiques demande à être précisé. Ce régime est conditionné, en premier lieu, par le climat et, à ce point de vue, il faut distinguer les climats tropicaux des climats équatoriaux, c'est-à-dire considérer le rythme des saisons. Les premiers provoquent une alternance de périodes de forte humidité et de fort dessèchement dans les sols, ce qui favorise la création d'un milieu favorable aux néosynthèses gibbsitiques. Les seconds maintiennent une certaine humidité dans les sols pendant toute l'année. Cette humidité permanente, en milieu acide, favorise la kaolinisation.

Ce contraste est accusé par le couvert végétal. La forêt, caractéristique des climats les plus humides, amortissant les fluctuations climatiques annuelles et interannuelles.

Mais le régime hydrique peut être aussi conditionné par d'autres facteurs. Certaines roches, où plutôt certaines structures de roches, favorisent le drainage. C'est le cas de la structure des dolérites par exemple. D'une façon générale il s'avère que les roches cristallines basiques sont plus perméables que les roches cristallines acides, ce qui, lié au déficit en silice des premières, facilite l'individualisation de la gibbsite.

Il peut être aussi conditionné par un niveau imperméable en profondeur qui freine le drainage (illuviations argileuses, roches résistantes à l'altération). Ce peut être une nappe phréatique permanente ou temporaire. On sait en particulier que des nappes suspendues et basculantes (Rougerie, 1958), ayant une vie plus ou moins brève, se mettent en place dans les sols forestiers. Toutes ces conditions favorisent la formation d'argile du type 1/1 si le milieu est désaturé et acide, du type 2/1 si, pour une cause ou l'autre, les eaux de percolation sont enrichies en cations.

Ce sont, en définitive, les interférences entre tous ces facteurs qui définissent la composition des produits d'altération des milieux latéritiques. Un sol contenant de la gibbsite n'est pas plus latéritique qu'un sol contenant de la kaolinite si on lie la latéritisation à des processus d'hydrolyse. Seul l'intensité de cette hydrolyse est à considérer. Mais, là encore, deux données se confondent fréquemment, à savoir : l'agressivité et la durée des réactions qui conditionnent la nature des matériaux résiduels.

Redistribution des produits d'altération latéritique

L'étude de la genèse des composants des latérites montre le rôle primordial de la circulation des eaux à travers les matériaux en voie d'évolution. Cette circulation provoque une migration plus ou moins rapide des éléments libérés.

Frederickson (1952) pense que la mobilité des éléments du sol est en rapport avec le « potentiel ionique » de l'élément, c'est-à-dire avec le rapport du rayon ionique à la valence. Les valeurs les plus faibles seront trouvées pour les petits ions fort chargés qui se combineront à l'oxygène pour donner les anions solubles. Les valeurs les plus élevées seront trouvées pour les alcalins et alcalino-terreux qui formeront les cations solubles ; la classe intermédiaire des « hydrolysats » correspond aux éléments peu mobiles tels le fer et l'aluminium. Ces différences de solubilité amènent une migration différentielle des éléments touchés qui se redistribuent non seulement à travers les profils mais entre les profils. Les cations solubilisés et la silice migrent vers les parties basses du modelé où ils s'accumulent pour créer un milieu spécifique qui oriente de nouvelles néosynthèses. Le fer et l'alumine s'accumulent sur place, puis se « ségrègent » partiellement, le fer se mobilisant plus facilement que l'alumine. Suivant les conditions de milieu ainsi créées, certains des éléments seront piégés dans les associations plus ou moins stables : gibbsite, kaolinite, cuirasses ferrugineuses. Il en résultera un blocage temporaire de ces éléments en des niveaux privilégiés qui expliquent la répartition des latérites dans le paysage. Mais il n'en reste pas moins vrai qu'à l'échelle des temps géologiques, l'altération latéritique correspond à une dissolution générale du pays, qui « fond » littéralement sur place.

Edelman (1946), Edelman et Schuffelen (1947), Mohr et van Baren (1954) montrent comment, dans les régions montagneuses de Java, se distribuent les types d'argile en relation avec le lessivage et l'accumulation consécutive de silice. Au lessivage correspondent les sols latéritiques, aux accumulations dans les parties basses les sols noirs à montmorillonite. On peut comprendre de la même façon la succession fréquemment signalée de la latérite à gibbsite sur les parties hautes et de latérite à kaolinite par résilicification dans les parties basses (Harrison, 1933).

Le lessivage de certains produits d'altération, la redistribution des matériaux résiduels provoquent des mouvements de masse qui, se cumulant avec le temps, sont souvent marqués. On observe dans les croûtes d'altération ainsi constituées des phénomènes de cisaillement qui matérialisent ces mouvements. Ces mouvements seraient à l'origine de la structure polyédrique fréquente des sols à kaolinite (Sabot, 1952).

La conséquence globale de cet effondrement est un brassage des matériaux qui contribue à les homogénéiser. Il est probable que ces mouvements de masse, qui se complètent d'ailleurs de phénomènes de *creep* sur les pentes, contribuent partiellement à la mise en place de niveaux de cailloux (*stone lines*) à l'intérieur

des profils. Le parallélisme qui existe entre la distribution de ces formations et la forme du modelé est à ce titre remarquable. La présence de filons fauchés confirme cette hypothèse.

A ces mouvements généraux qui contribuent à l'évolution normale du modelé, s'ajoutent des remaniements limités qui ont déjà été signalés précédemment, à savoir des remaniements liés à l'activité biologique : action des animalcules, termites en particulier ; brassages par les racines qui entraînent et retournent les matériaux en place. L'ensemble cumulé de ces phénomènes locaux finit par être important et touche les deux mètres supérieurs de la plupart des sels d'altération latéritique.

LES COMPOSANTS PRÉEXISTANTS DANS LES ROCHES

De nombreuses roches sédimentaires sont composées de minéraux qui peuvent participer directement et sans transformation, sauf celles qui concernent leur redistribution, à la genèse des latérites indurées. Ces formations sont fréquentes sur les vieilles plates-formes continentales des milieux tropicaux. Ce sont des niveaux argilo-sableux à sablo-argileux, souvent peu consolidés, composés de grains de quartz corodés ou éclatés et de kaolins plus ou moins imprégnés de fer. Ce sont également des produits érodés et remaniés d'anciens sols d'altération latéritique : sables tertiaires de la basse Côte-d'Ivoire, du Togo et du Dahomey ; formations argilo-sableuses du continental terminal et du continental intercalaire, du Sénégal, de Mauritanie, du nord-est du Mali, du Niger, du nord du Dahomey, du Tchad, de la République centrafricaine ; formations sédimentaires de la Cuvette congolaise. Il est probable que des niveaux comparables sont nombreux dans d'autres régions du globe ; sidérolithiques en Europe occidentale, « graulehms » d'Allemagne de l'Ouest, etc. La plupart de ces faciès signalent qu'à certaines époques régnaient sur le monde des climats latéritisants.

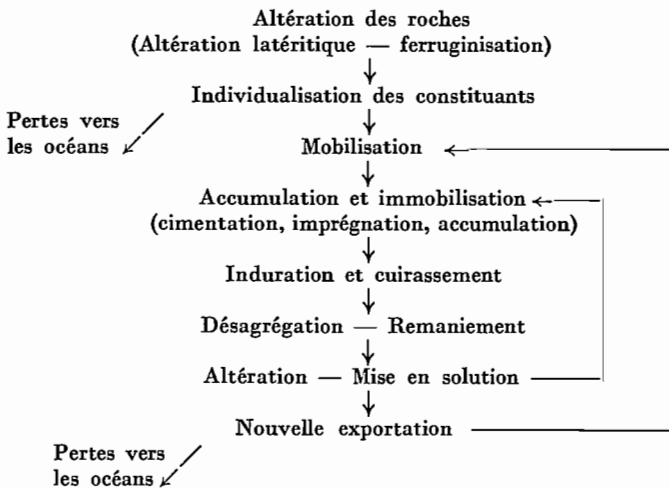
Parmi les composants de ces formations, l'élément le plus important est le fer. Celui-ci est facilement mobilisable. Il tend à se concentrer en des points privilégiés pour constituer des cuirasses ferrugineuses indurées. C'est ainsi que la plupart des formations sédimentaires du continental terminal et du continental intercalaire d'Afrique noire sont surmontées d'une cuirasse ferrugineuse pisolithique, de faible épaisseur (moins d'un mètre), qui s'est mise en place au villafranchien.

Les conditions de mobilisation du fer dans ces roches sont beaucoup moins strictes que celles qui président à l'altération latéritique. La mobilisation est d'autant plus intense que le fer est déjà individualisé, l'intensité de mobilisation augmentant avec la température et l'humidité du sol. En Afrique, sous climats tropicaux, à température moyenne annuelle supérieure à 25 °C, les processus de mobilisation deviennent sensibles dès l'isohyète 500 mm. Déjà en sols sub-arides, sous 200 à 500 mm/an, le rapport fer libre/fer total est supérieur à 65 % (Bocquier et Maignien, 1963). Vers 750 mm/an, les processus de cuirassement ferrugineux apparaissent. Ils augmentent avec les précipitations. Ces conditions sont très en deçà de celles qui induisent l'altération latéritique, qui, dans ces mêmes régions, débutent sous des pluviométries de l'ordre de 1 200 mm/an. On comprend que le cuirassement des sols, ou plutôt la formation des latérites au sens anglo-saxon, n'est pas spécifiquement lié à l'altération latéritique. Il peut s'imposer dans des sols très différents.

Parmi les formations constituant une source de matériaux contribuant à la genèse des latérites indurées, il faut signaler les cuirasses anciennes. Ce problème a déjà été succinctement abordé lors de l'étude sur le rôle du modelé comme facteur de formation des cuirasses. Ces cuirasses fossiles, alumineuses, ferrugineuses, manganifères constituent une source de constituants individualisés, lesquels peuvent, sous certaines conditions, être remobilisés, migrer à travers un paysage et former de nouveaux niveaux indurés. Comme pour les formations sédimentaires, ces mécanismes sont étroitement liés à l'activité biologique du sol, et plus particulièrement à la décomposition de la litière organique.

Si la remobilisation du fer et du manganèse d'anciennes cuirasses ne pose pratiquement pas de problème, celle de l'aluminium peut être discutée. Les données exposées montrent que la mobilisation de l'aluminium est beaucoup moins rapide que celle du fer. Elle peut être cependant très sensible si l'on considère l'effet cumulé au cours des temps. Ainsi l'aluminium, le fer et le manganèse participent à des cycles qui diffèrent quant à leur durée et leur intensité. Ces cycles sont plus ou moins déphasés les uns par rapport aux autres par suite de la solubilité différentielle des éléments mis en cause. L'ensemble de ces mécanismes contribue à une lente exportation et à une redistribution des constituants latéritiques des reliefs les plus élevés, vers les niveaux les plus bas.

A la vue de ces données, il est possible de schématiser la marche des processus de cuirassement de la façon suivante (Maignien, 1958):



Quand la libération des sesquioxydes est supérieure aux pertes par drainage vers les océans, il y a extension du cuirassement. Si les phénomènes de mobilisation et de lessivage prédominent, ou bien il n'y a pas formation de cuirasses, ou bien l'on assiste à la disparition d'anciens niveaux cuirassés. Lorsque les processus de lessivage sur les reliefs sont accusés, mais que le drainage des zones de réception est déficient, il se produit un glissement du cuirassement vers les niveaux inférieurs.

En résumé ce sont les équilibres entre les facteurs de l'évolution des sesquioxides qui règlent les possibilités de cuirassement des sols tropicaux. Mais le cuirassement des sols n'est pas lié spécifiquement aux processus d'altération latéritique.

ACCUMULATION DES CONSTITUANTS DES LATÉRITES

Les accumulations des constituants des latérites peuvent résulter soit du départ de matériaux plus solubles (accumulations relatives), soit de l'apport de matériaux constitutifs (accumulations absolues). Ces mouvements différentiels peuvent se réaliser à l'échelle des profils sans apport extérieur ; ils font alors intervenir les seuls mouvements verticaux des solutions du sol. Ils peuvent se produire aussi avec apports extérieurs par mouvements latéraux. En fait ces distinctions sont trop académiques, car il y a peu d'exemples où un seul de ces processus soit en cause. Généralement, ils interfèrent mais à des degrés et des intensités variés.

ACCUMULATION DANS LE PROFIL SANS APPORT EXTÉRIEUR

Pour Newbold (1844), Glinka (1899) et d'autres, il ne fait aucun doute que les latérites indurées, se formant à partir des matériaux d'altération des roches, peuvent évoluer sans apport extérieur. Hanlon (1944) confirme cette façon de voir et constate que certaines latérites possèdent les mêmes quantités de fer et d'aluminium que la roche sous-jacente. Des proportions aussi comparables ne peuvent se concevoir s'il y a apports extérieurs au profil, car les deux principaux constituants possèdent des caractéristiques chimiques très divergentes. Alexander *et al.* (1962) signalent un cas identique en Guinée, le produit induré résultant d'une accumulation relative de sesquioxides après départ de silice et de bases. Il y a réorganisation sur place des constituants principaux qui forment un squelette. Le fait que les propriétés d'induration sont souvent faiblement exprimées quand la roche mère est pauvre en fer milite en faveur de cette hypothèse. Cependant, il faut une fois encore distinguer les accumulations alumineuses des accumulations ferrugineuses ou manganifères.

Latérites alumineuses

L'étude de la décomposition latéritique des roches montre que, sous certaines conditions, des minéraux peuvent se transformer, sur place, directement, en gibbsite bien cristallisée. Ces cristaux forment un squelette cohérent et donnent directement naissance à une cuirasse alumineuse indurée. Ces cuirasses sont plus ou moins imprégnées de sesquioxides de fer sans qu'il soit possible de préciser les proportions revenant directement à l'altération des roches en place et celles provenant d'un enrichissement secondaire. Ce type de cuirassement alumineux est fréquent. On y observe des phénomènes de dissolution partielle qui donnent un matériau à structure scoriacée. Parfois des noyaux de roches fraîches sont figés dans la masse cuirassée. Il apparaît donc que l'aluminium est un élément latéritique surtout résiduel. Cependant, le bilan de l'alumine peut varier suivant la nature minéralogique des roches qui se transforment. Bonifas (1959) note que si l'alumine et le titane restent sur place ou ne sont évacués

qu'en petite quantité au cours de l'altération des dolérites, par contre, une arrivée importante se produit au cours de l'altération des syénites et des cornéennes. Au cours de l'altération des dunites l'aluminium est partiellement éliminé.

Il est certain que l'alumine migre plus ou moins intensément suivant les conditions du milieu. Il est certain aussi que cet élément, lorsqu'il migre, est véhiculé par les eaux. Mais il est difficile d'admettre que la gibbsite qui se trouve en contact avec les roches fraîches puisse provenir du lessivage des parties supérieures des profils. Il s'agit d'une transformation sur place suivie d'une accumulation relative.

Les cas de remplissage de fentes, de petites diaclases par du trihydrate d'alumine, les pisolithes alumineuses, ne s'observent pratiquement que dans les horizons supérieurs des profils. Cette concentration superficielle ne pourrait se réaliser que par remontée capillaire, ou par apport extérieur par le canal des eaux de lessivage oblique. L'étude du bilan hydrique des sols tropicaux semble exclure la première hypothèse. De telles concentrations ne peuvent se réaliser que dans une nappe phréatique à fluctuations faibles ou à proximité. Par contre, il est beaucoup plus facile d'expliquer les accumulations de surface par les mouvements latéraux des solutions du sol. Néanmoins, ces types d'accumulation restent relativement réduits en regard des accumulations alumineuses relatives qui sont de beaucoup les plus fréquemment observées.

Autres latérites

Les autres niveaux indurés sont liés aux mouvements du fer et/ou du manganèse dans les sols. Une partie du fer de ces latérites durcies provient directement de l'altération en place des minéraux des roches. Ainsi Bonifas (1959) signale que le fer augmente considérablement au cours de l'altération des dunites et des serpentines. Cependant, dans les autres cas, il est en partie évacué. Sauf dans certains exemples mal expliqués (sols rouges latéritiques), le fer se mobilise avec une extrême facilité et migre fort loin avec les solutions du sol.

A l'échelle des profils, il est possible d'expliquer la formation d'horizons enrichis en fer et/ou en manganèse par les seuls mouvements verticaux : mouvements *per descensum* quand il y a lessivage du fer des horizons supérieurs et accumulation en profondeur ; mouvements *per ascensum* par remontées capillaires des solutions enrichies en fer dans les zones d'altération ; ségrégation et redistribution sur place ou à travers plusieurs horizons par action d'une nappe phréatique fluctuante, plus ou moins temporaire.

Enrichissement par lessivage vertical. La formation des niveaux indurés, riches en fer, par lessivage des horizons de surface et accumulation en profondeur est connue depuis fort longtemps. Il faut pourtant attendre les travaux de Mohr (1932), puis de Pendleton (1936, 1942, 1943) pour que cette hypothèse soit clairement exposée. Pour ces auteurs, la latérite est un horizon illuvial. Les travaux de Maignien (1958, 1962) sur les sols ferrugineux tropicaux cuirassés confirment ces façons de voir dans le cas du concrétionnement et du cuirassement ferrugineux. D'Hoore (1954) signale les différentes possibilités de cuirassement liées aux migrations des sesquioxydes. Pour qu'il y ait transport, il faut que se réalisent conjointement des conditions de mobilisation et de transport. Les différentes formes du fer dans les sols ne sont pas toutes favorables à son

déplacement : a) l'ion ferrique est à peu près insoluble aux conditions de pH des sols tropicaux ; b) l'ion ferreux a une solubilité appréciable, mais qui ne peut se conserver qu'en milieu réducteur ; c) sous forme colloïdale le déplacement du fer est possible mais cette forme est très sensible aux électrolytes ; d) en raison de sa charge électropositive, le fer se fixe énergiquement sur l'argile qu'il peut accompagner lors des phénomènes de lessivage ; e) les ions ferriques et ferreux ont la possibilité de s'associer à certaines substances courantes dans les sols, en donnant des ions complexes électronégatifs, indifférents à l'argile et moins sensibles aux électrolytes ; ces combinaisons sont essentielles dans les processus de migration du fer et, peut être, de l'aluminium ; f) dans certaines conditions le fer peut migrer sous forme de carbonates.

La variation de solubilité des ions ferriques et ferreux, la facilité avec laquelle ils forment des complexes organiques, expliquent que l'accumulation « absolue » de cet élément ait été la plus étudiée (Betremieux, 1951 ; Maignien, 1958). Pour Bonifas (1959), l'ampleur de ces migrations ne dépasse pas l'échelle du profil, ce qui est controversé.

Deux groupes de substances interviennent dans la formation des complexes pseudo-solubles : les acides siliciques, dont la présence est liée directement à l'altération des roches, et les produits organiques résultant de l'activité biologique des sols.

Les complexes ferrisiliciques et ferrosiliciques ont été étudiés en détail par Demolon et Bastisse (1958, 1942, 1944). Ces produits ont été trouvés dans les sols par électrolyse. Ils se forment en milieux concentrés, mais peuvent subir de fortes dilutions. Pour Bastisse (1946, 1949), les anions organiques capables de dissimuler le fer et le manganèse, et en général les hydroxydes métalliques, sont surtout des polyacides et des acides-alcools. Parmi ces derniers, les hydroxy-acides donnent avec Fe et Mn des complexes peu dissociés et très stables. Ces acides existent dans les végétaux et dans les produits de leur décomposition (par exemple acide lactique).

La réduction du fer ferrique en fer ferreux dans le sol est toujours sous la dépendance d'un micro-organisme. Mais le mécanisme exact selon lequel cette réduction est effectuée n'est pas encore connu. Bromfield (1954) pense que cette réduction est à mettre en relation avec une déshydrogénase. Parmi les bactéries susceptibles de réduire le fer, il faut citer *Eicherichia coli* (Halvorson et Starkey, 1927), *Bacillus polymyxa* (Roberts, 1947), *Bacillus circulans*, *Aerobacter coronas* (Bromfield, 1954), *Staphylococcus aureus*, *Bacillus mycoïdae*, *B. mesentericus*, *B. subtilis*, etc. (Kalakutskii, 1959). Toutefois cette réduction n'est pas une fonction spécifique de ces organismes.

La fermentation de la matière organique brute (matière végétale) et de certains produits définis (glucose par exemple) est susceptible de donner naissance à des produits qui réduisent le fer et provoquent sa solubilisation (Betremieux, 1951 ; Islah et Elahi, 1954 ; Mandal, 1960).

Les acides humiques et fulviques semblent avoir un pouvoir solvant par complexation et réduction sur le fer ferrique (Ponomareva, 1949 ; Baba et Yamamoto, 1957 ; Beres et Kiraly, 1958).

Plusieurs auteurs ont étudié l'action des extraits de litières sur le sol (Bromfield, 1950, 1956 ; Schmitzer, 1954 ; Bossaint, 1958, 1959 ; Motomura, 1962). Ces extraits sont capables de dissoudre du fer et de l'entraîner. La mobilisation serait due à des produits transitoires du type polyphénol, acides gras, chélates. La plus grande partie de l'activité réductrice serait liée à des produits à poids

moléculaire peu élevé; ceux à haut poids moléculaire seraient plutôt inhibiteurs (Bromfield, 1956).

Une fois la réduction complète ou partielle du fer réalisée, ainsi que sa mise en solution, cet élément peut migrer dans le profil. La forme sous laquelle le fer migre est sujette à des interprétations variées. Il semble, du moins en ce qui concerne les sols latéritiques, que la forme ionique soit de moins en moins retenue par les pédologues. Par contre de nombreux auteurs envisagent l'existence de complexes analogues aux complexes de coordination (Bremer *et al.*, 1946; Betremieux, 1951; Bromfield, 1954; Schnitzer, 1954; Beckwith, 1955), d'autres comme Atrinson et Wright (1957), Kawaguchi et Matsuo (1959) pensent que le composé fondamental est un chélate.

Lossaint (1959), faisant le point de la question, estime que diverses actions entrent en jeu et sont possibles telles que : pouvoir réducteur, pouvoir complexant, chélatant, possibilité de sol protecteur, etc. Suivant les conditions du milieu c'est tantôt l'un, tantôt l'autre qui prédomine.

En résumé le fer est d'autant plus labile dans les sols que le milieu présente des conditions réductives. Ces dernières peuvent être temporaires ou permanentes. Elles sont liées au pédoclimat. Cependant, la mobilisation du fer peut être très variable suivant le type de sol. Les sols ferrugineux tropicaux présentent des conditions extrêmement favorables à cette mobilisation (Maignien, 1962). Par contre les sols rouges latéritiques semblent le retenir assez fortement. Il forme avec la kaolinite des liaisons relativement stables qui ont été étudiées par Fripiat *et al.* (1954). Ces auteurs arrivent aux conclusions suivantes : a) l'oxyde de fer qui recouvre les surfaces de kaolinite naturelle se présente sous deux formes fonctionnant de façon différente; b) il existe deux genres de combinaisons kaolinite-oxyde de fer, de structure et de propriétés distinctes; c) la formation de l'un ou de l'autre type dépend de la kaolinite de départ; d) la nature des bords des feuillettes de kaolinite est probablement la cause de ces différences.

Ils distinguent des complexes ordonnés et des complexes désordonnés. Les premiers possèdent une structure résultant de l'empilement partiel des pseudo-hexagones de kaolinite suivant l'axe C et leur coordination par l'intermédiaire de l'oxyde. La courbe reliant la surface spécifique de ces combinaisons passe par un maximum vers 12 % de Fe_2O_3 . Pour les teneurs supérieures, un phénomène de saturation des surfaces se produit avec formation de particules extrêmement petites d'oxyde pur. Les seconds sont formés d'agrégats désordonnés de particules de kaolinite soudées par l'intermédiaire de l'oxyde de fer. La surface spécifique de ces combinaisons croît linéairement en fonction de la teneur en Fe_2O_3 , sans qu'aucun phénomène de saturation n'apparaisse.

Les complexes ordonnés se forment à partir de kaolinite ayant subi un traitement neutre; les complexes désordonnés à partir de kaolinite ayant subi un traitement acide.

D'Hoore (1954) a constaté que la valeur de 12 % de Fe_2O_3 semble correspondre à la saturation en oxydes de la surface des argiles des sols congolais. Au-dessus de ces pourcentages, il se forme des concrétions.

Ainsi l'intensité de fixation des hydroxydes de fer sur les argiles tropicales dépend du milieu pédogénétique. Si celui-ci est fortement altéré et lessivé, les argiles sont du type kaolinite H. Le point iso-électrique des hydroxydes individualisés est abaissé, d'où une tendance au concrétionnement. Lorsque les processus de lessivage ne l'emportent pas sur l'hydrolyse des minéraux à

alcalino-terreux, il y a tendance à la formation de kaolinite M et à l'individualisation d'hydroxyde dont le point iso-électrique a un pH relativement élevé. Les phénomènes d'absorption prédominent.

Suivant ces conditions du milieu, un pourcentage plus ou moins important de fer peut migrer en liaison avec les argiles, mais il faut signaler que si l'éluviation argileuse est très réduite dans les sols rouges latéritiques, elle peut être par contre marquée dans certains sols jaunes latéritiques.

Le déplacement des matériaux mobilisés dépend des mouvements de l'eau, mouvements surtout dirigés de haut en bas sous l'action de la gravité. L'absorption radriculaire joue cependant un rôle non négligeable en prélevant en profondeur des matériaux qui sont restitués à la surface du sol. On peut également signaler l'action des animalcules du sol (termites et vers de terre) qui remontent et homogénéisent des matériaux de profondeur dans les horizons superficiels. Nye (1955) signale au Ghana des sols colonisés par *Hippopera nigeriae* dont les rejets de surface peuvent être estimés à 500 kilos à l'acre par an. Au Nord-Cameroun, Kolhmans-Perger (1956) donne des valeurs de terricules de vers de 2,1 tonnes par hectare et par an.

La profondeur du transport vertical par gravité des sesquioxydes de fer et/ou de manganèse est variable. Il dépend de la pluviométrie, des types de sols et de leur position topographique, facteurs qui conditionnent la mise en place d'une nappe phréatique, temporaire ou non.

Maignien (1958) indique les valeurs suivantes :

En basse Casamance (Sénégal) : accumulation ferrugineuse immédiatement au-dessus du niveau d'étiage de la nappe phréatique, entre 4 et 6 mètres.

En Guinée portugaise (cap Roxo), en sols rouges faiblement latéritiques, profondeur limitée par le niveau de la mer, vers 8-10 mètres.

En sols ferrugineux tropicaux lessivés, entre 75 et 250 cm, sous l'horizon illuvial argileux.

En Guinée, sur les hauts plateaux du Fouta-Djallon, sur sols ferrallitiques mal drainés, cuirassement vers 150-200 cm au niveau d'une nappe perchée temporaire.

En Guinée forestière : sols ferrallitiques sur gneiss et sur granite, concrétionnement et cuirassement vers 150-250 cm dans les niveaux relativement argileux. D'une façon générale, le concrétionnement ou l'induration en sols argileux se réalise à moins grande profondeur que le cuirassement en sols légers. Dans ces derniers cas les niveaux indurés sont aussi à des profondeurs plus variées.

La précipitation et l'immobilisation de fer se produisent lorsque l'édifice fer-complexant (ou chélate, ou sol) est détruit. Cette destruction peut se produire par : changement de pH , du Eh , des ions en solutions, oxydation du milieu qui détruit le « protecteur », ou ramène le Fe^{2+} à l'état de Fe^{3+} . Il s'agit surtout de réactions physico-chimiques, bien que l'oxydation puisse dans certains cas être effectuée par des micro-organismes.

La fixation de l'hydroxyde libéré est favorisée par la présence d'hydroxydes préexistants.

Ces différents résultats rejoignent les faits d'observation à savoir :

Le fer ne précipite jamais dans un milieu riche en matière organique. Les minéraux ferrugineux y sont fortement corrodés.

La limite supérieure des cuirasses est plus tranchée que la limite inférieure.

Vers le haut, les modifications physico-chimiques (pH , etc.), liées aux horizons meubles bien drainés, favorisent une précipitation brutale des sesquioxydes

plus ou moins complexés. A la base, les dépôts sont progressifs et diffus, car ils résultent de la destruction des complexes organiques qui libèrent peu à peu les formes oxydées.

Un niveau initialement cuirassé, même alumineux (latérites fossiles par exemple), accuse des phénomènes secondaires d'immobilisation. La superposition de ces phénomènes contribue à la complexité et l'hétérogénéité des formations indurées.

Toutes variations de la texture vers l'augmentation des teneurs en éléments grossiers favorisent l'immobilisation (oxydation par aération). Ce phénomène est bien marqué dans les alluvions hétérogènes. Les niveaux les plus grossiers sont transformés en grès, poudingues, conglomérats, brèches à ciment ferrugineux. L'aération du milieu influe également sur la formation des dépôts ferrugineux le long des racines. De même dans les sols où le cuirassement est déjà amorcé, les sesquioxydes se déposent de façon préférentielle le long des alvéoles et des canaux.

L'aération qui induit l'oxydation, et par suite l'immobilisation du fer et/ou du manganèse, peut provenir du départ accéléré des eaux de percolation ou de l'abaissement d'une nappe phréatique. Ceci se produit en bordure des axes de drainage ou des décrochements du relief et également dans les alluvions. Ainsi se forment les cuirasses de « galeries », les auréoles cuirassées en tête de sources ou de ravins d'érosion, les cuirasses de « nappe ».

Les diminutions des teneurs en matière organique et de l'activité biologique favorisent également l'immobilisation. Ces processus sont fréquents lorsque les peuplements de savanes remplacent la forêt. Ceci peut se réaliser ainsi lorsque la minéralisation de la matière organique est accélérée, par exemple à la suite du travail du sol, d'un drainage.

L'apparition brutale de la saison sèche peut limiter l'activité biologique par déficit hydrique et favoriser l'immobilisation. Ceci explique pourquoi les sols sont plus fréquemment cuirassés sous climats tropicaux à saisons bien tranchées que sous climats équatoriaux à humidité « quasi » permanente.

La concentration des racines en des niveaux définis permet non seulement l'accumulation des sesquioxydes de fer, mais aussi leur immobilisation en desséchant certains points privilégiés du sol. Le concrétionnement en sols de savane découle de ce phénomène. Il est particulièrement net sous végétation herbacée postforestière.

Enrichissement par capillarité. Pendant fort longtemps il a été admis que les latérites indurées se formaient par remontées sous l'effet de l'évaporation. Ceci est l'opinion de MacLaren (1906) qui conclut que les latérites supérieures sont enrichies par capillarité à partir de la *pallid zone* inférieure qui est une zone de réduction et de solubilisation pour le fer. Les données fournies par Harsasowitz (1926) montrent que les teneurs en fer augmentent de la zone de départ à la cuirasse supérieure, ce qui pourrait confirmer l'hypothèse précédente. Simpson (1912) considère que les cuirasses latéritiques sont à assimiler à des efflorescences de surface, le fer se concentrant par remontée capillaire à la suite de l'évaporation.

Pendant, de nombreuses études ont montré que les remontées capillaires étaient beaucoup moins importantes que l'on pouvait le supposer et limitées seulement à des matériaux et des sites favorables. Ces remontées atteignent au maximum 2 à 2,5 mètres dans les conditions les meilleures (Baver, 1956 ;

Mohr et Van Baren, 1954). Elles ne sont significatives qu'au contact des zones à saturation temporaire ou permanente.

En fait, deux problèmes se posent : possibilités de remontées capillaires de l'eau et suction par évaporation d'une part, et d'autre part mobilisation des sesquioxydes dans les milieux aqueux.

Si l'on étudie le régime hydrique des sols tropicaux, on constate, en saison des pluies, la mise en place de niveaux saturés en eau. Par contre, pendant la saison sèche, les profils se dessèchent fortement en surface, du moins ceux qui ne sont pas sous forêt et qui se situent en climat tropical humide. Dans ces conditions les facteurs qui régissent les mouvements de l'eau du sol sont : en saison des pluies, ceux qui règlent l'écoulement en sols saturés, c'est-à-dire la percolation de haut en bas ; en saison sèche, ceux qui influencent les mouvements en sols non saturés qui sont essentiellement des mouvements de remontées.

Les périodes de transition, souvent très brèves, peuvent être négligées. Lorsque le sol n'est plus saturé en eau, le potentiel capillaire agit seul. Hallaire (1953) a montré que lors des cycles de dessèchement-réhumectation, le débit des mouvements de l'eau est donné par l'évaporation. Il y a remontée, mais le débit ne peut dépasser une certaine valeur, sinon il se forme une croûte en surface qui tend à se mettre en équilibre d'hygroscopicité avec l'atmosphère et où l'eau ne diffuse qu'à l'état de vapeur. Or le débit est étroitement lié à l'intensité de l'évaporation et le gradient de cette dernière est beaucoup plus élevé que celui de la remontée capillaire. Il s'ensuit que les sols se dessèchent rapidement en surface limitant ainsi les remontées des solutions du sol.

De plus, les cuirasses présentent une discontinuité qui réduit le débit, car celui-ci tend vers une valeur telle qu'à chaque niveau l'évaporation maximale est égale à la diffusion maximale de l'horizon inférieur, et la diffusion capillaire des horizons cuirassés est toujours très faible, par suite de leur texture grossière. Il en résulte que les mouvements de l'eau par remontée capillaire sont réduits et n'intéressent qu'une frange étroite directement en contact avec un niveau de saturation. Les bilan hydrique constaté en case lysimétrique confirme cette interprétation. Les périodes d'évaporation maximale de l'eau en surface se situent en saison humide. Le bilan annuel pour des pluviométries de l'ordre de 650 mm fait apparaître une percolation de haut en bas qui, au Sénégal, suivant les types de sols, porte sur un tiers à un quart des eaux précipitées.

Mais ces eaux de remontées capillaires aussi réduites soient-elles transportent-elles des sesquioxydes? Il a déjà été indiqué que le fer ne peut entreprendre de déplacement court ou long à l'intérieur du sol que s'il est engagé dans une combinaison particulière (complexe, chélate ou sol protecteur) qui lui assure une protection suffisamment efficace contre les variations des milieux qu'il lui faut traverser. Or la plupart de ces combinaisons sont liées à l'activité biologique et, en particulier, à la décomposition de la matière organique, tous ces phénomènes ne pouvant se réaliser que dans les horizons de surface des sols. On conçoit alors difficilement comment le phénomène peut prendre sa source en profondeur, hors d'atteinte de ces influences biologiques.

D'autre part, en saison sèche, époque où l'évaporation atmosphérique est la plus intense, la restitution organique aux sols est réduite ainsi que l'activité biologique. Les processus d'oxydation prédominent et on voit mal comment les conditions de mobilisation peuvent se maintenir.

Enfin, il semble maintenant bien prouvé que les niveaux indurés s'imposent en profondeur dans les sols et si l'hypothèse de la remontée capillaire devait

être retenue, on peut se demander pourquoi elle s'arrête à de tels niveaux profonds et ne remonte pas en surface, comme les premières explications semblaient l'indiquer. Il est cependant important de constater que l'accumulation du fer par remontée capillaire peut jouer un certain rôle, réduit aux franges des nappes phréatiques, et enrichit partiellement certaines latérites et certains nodules (cuirasses de nappes ou de galeries). Mais ce processus n'est pas essentiel dans la mise en place et le développement des cuirasses, même si l'on considère l'effet cumulé au cours de plusieurs décennies. Dans la majorité des cas, l'action d'une nappe phréatique joue sur la ségrégation des produits, phénomène qui sera traité un peu plus loin.

La présence en surface de latérites n'est qu'une conséquence des phénomènes d'érosion qui ont déblayé les horizons meubles superficiels.

Enrichissement par fluctuation d'une nappe phréatique. De nombreuses hypothèses font appel aux fluctuations de nappes phréatiques pour expliquer la formation de latérites indurées. Le fer se précipiterait à la partie supérieure de ces nappes par oxydation (Campbell, 1917 ; Marbut, 1932 ; Pendleton, 1943 ; Mohr, 1944).

Pour Campbell, il y aurait deux stades dans la décomposition des roches, l'un lié à l'augmentation des teneurs en oxygène, l'autre aux eaux d'engorgement. Pour préciser sa pensée cet auteur définit trois niveaux dans le sol : a) un niveau de non-saturation qui comprend toute la partie du profil non atteinte par les eaux de la nappe ; b) un niveau à saturation intermittente, incluant toutes les parties du profil depuis la limite supérieure maximale de la frange capillaire jusqu'à la limite inférieure où pénètre l'air atmosphérique ; c) un niveau à saturation permanente correspondant à la partie inférieure du profil limitée dans sa partie supérieure par le niveau d'étiage de la nappe phréatique et de sa frange capillaire.

Les niveaux à saturation intermittente seraient enrichis par du fer lessivé des niveaux non saturés par des solutions riches en acides humiques et, également, par des composés ferreux remontant de la zone à saturation permanente. Ces derniers précipiteraient par oxydation lors de l'abaissement de la nappe et de la frange capillaire. Les difficultés de pénétration de l'air dans le sol limiteraient le développement en profondeur du cuirassement. L'abaissement d'une nappe phréatique, à la suite de la disparition d'un niveau de base, n'augmenterait donc pas l'épaisseur de la latérite, les différentes latérites ne pouvant se former l'une en dessous de l'autre, mais successivement, sur les différentes formes du modelé où la nappe phréatique est proche de la surface du sol.

Bien que fréquemment reprise par de nombreux chercheurs, cette hypothèse est difficile à admettre en regard des connaissances actuelles sur l'altération des roches.

Mohr (1944), puis Mohr et Van Baren (1954), ont tenté d'adapter l'hypothèse de Campbell à ces nouvelles données pour expliquer le développement des latérites sur les cendrées volcaniques. Ils supposent que, durant l'hydrolyse des verres volcaniques et des minéraux primaires des cendrées, les eaux enrichies en silice dissolvent de plus en plus le calcium et le magnésium jusqu'à une profondeur telle que la concentration de la solution en alcalino-terreux devienne suffisante pour provoquer la précipitation de la silice qui cimente les cendres. Il se formerait ainsi un horizon durci, qui limiterait la perméabilité et amènerait la mise en place d'une nappe fluctuante. A ce niveau, le kaolin, la gibbsite et

l'oxyde de fer se sépareraient, le kaolin précipitant à la partie inférieure (*pallid zone*) et le fer à la partie supérieure, ces deux corps matérialisant les limites du mouvement de la nappe. Avec le temps et l'accumulation de l'argile, le niveau hydrostatique s'élèverait peu à peu, le fer étant régulièrement remobilisé et redéposé à un niveau supérieur où il se concentrerait progressivement.

L'alumine subirait le même mécanisme, mais à un degré moindre, et s'accumulerait sous le niveau enrichi en fer. L'horizon ferrugineux pourrait s'indurer dès qu'il est exposé à l'air.

Cette explication est en contradiction avec les idées de Nye (1955), qui signale que le fer se dissout dans la partie supérieure des latérites pour enrichir les niveaux inférieurs quand l'érosion normale abaisse la zone de saturation.

Si la précipitation du fer contenu dans la zone de fluctuation peut parfaitement s'expliquer par passage de l'état ferreux à l'état ferrique, un tel mécanisme n'est pas applicable à l'aluminium. Il apparaît donc que l'enrichissement lié aux fluctuations d'une nappe phréatique ne peut s'appliquer qu'au fer. Cependant on s'explique mal comment le fer peut s'accumuler à la partie supérieure des nappes phréatiques fluctuantes alors que le mouvement de ces dernières est lié aux forces de gravité.

D'après Wentworth (1955), qui s'appuie sur l'hypothèse de Ghyben-Herzberg, la nappe phréatique se composerait, à la fin de la saison des pluies, de plusieurs tranches successives qui ne se mélangeraient pas et qui correspondraient aux différentes précipitations qui se succèdent en cours d'année.

Les niveaux inférieurs étant plus enrichis en matériaux dissous que les niveaux supérieurs, on s'imagine mal comment l'accumulation pourrait se réaliser à la surface de nappes appauvries. Ces données, qui sont utilisées sur un plan pratique à Hawaï, sont confirmées par les études en cases lysimétriques menées à Bambey au Sénégal (Charreau, 1961) qui montrent que le drainage n'est effectif qu'après chaque grosse pluie. On observe des ondes successives liées aux précipitations, chaque bande humidifiée refoulant l'autre devant elle. Si l'on tient compte de ces mécanismes (Alexander *et al.*, 1963), on peut suggérer que l'enrichissement de certains niveaux du sol par une nappe fluctuante se réduit à deux effets principaux : accumulation des matériaux dissous des horizons supérieurs par absorption ou/et précipitation, donc accumulation absolue ; dissolution différentielle accélérée des différents éléments avec pertes partielles, translocations locales et ségrégation. Les éléments les plus solubles étant lentement évacués, il y a accumulation relative des matériaux les moins mobilisables.

Cette explication est controversée par les résultats de Betremieux (1955), qui contata expérimentalement qu'en présence d'un plan d'eau élevé les phénomènes de dépôts sont retardés et l'activité biologique s'étend en profondeur avec ses conséquences sur le lessivage du sol.

En résumé, il semble que l'on puisse actuellement retenir de l'action des fluctuations de nappes phréatiques des mécanismes de ségrégation, sans enrichissement global sensible. Ces ségrégations provoquent des concentrations locales qui amènent la mise en place d'un squelette induré, constitué spécifiquement d'oxydes de fer et parfois aussi de manganèse. Ce squelette prend des formes variées qui sont fonction de la texture du milieu de genèse, les plus communes étant les formes alvéolaires fréquentes dans les « cuirasses de nappes ». Le squelette emprisonne des matériaux meubles, décolorés, souvent plus argileux, qui peuvent être déblayés lorsque la cuirasse est exposée à l'air.

A ces mécanismes doit être rattachée la formation d'argile tachetée (*mottled*).

clay). Dans ce cas particulier, souvent généralisé, il ne s'agit pas d'une véritable nappe phréatique mais d'un niveau d'engorgement quasi permanent. Le bariolage caractéristique de ces formations résulte des mêmes mécanismes de ségrégation portant sur le fer et le manganèse. A ces derniers s'ajoutent des phénomènes d'hydrolyse intense qui contribuent à des néosynthèses kaoliniques. Lorsque le niveau de base s'abaisse, les taches peuvent durcir pour donner des concrétions, parfois même une véritable cuirasse, mais qui présentent rarement l'aspect alvéolaire caractéristique des cuirasses de nappes. L'évolution des argiles bariolées a été particulièrement bien suivie dans la République démocratique du Congo par Waegemans (1949, 1950, 1951, 1952, 1954) et par Waegemans et Vanderstoppen (1950).

Le développement des niveaux d'argiles tachetées est étroitement associé aux climats équatoriaux humides sous forêt. Ces formations sont beaucoup plus rares sous climats tropicaux. Elles sont pratiquement absentes des sols d'altération latéritique de Madagascar.

ACCUMULATION PAR APPORTS EXTÉRIEURS AUX PROFILS

Il est rare que le cuirassement se réalise à l'échelle d'un simple profil. Les faits d'observation montrent qu'il existe d'étroites relations entre la mise en place d'un horizon induré et les sols qui se succèdent le long des pentes. Les éléments latéritiques solubilisés sont mobilisés et lessivés dans les formations les plus élevées et, par le canal des eaux de percolation, viennent s'accumuler dans les sols situés en contrebas.

D'autre part, l'étude du bilan des sesquioxydes constitutifs montre que les matériaux latéritiques ne peuvent provenir de l'évolution du seul matériau originel en place. Ces éléments proviennent pour la plus grande partie des sols voisins, par translation latérale. Le mouvement des sesquioxydes à travers le paysage est lié au lessivage oblique des solutions du sol. Pour cette raison, la notion de chaîne de sol (*catena*) est d'un intérêt primordial pour l'étude des mécanismes du cuirassement.

Les conditions théoriques et pratiques de la migration et de la concentration des sesquioxydes sont conditionnées par le modelé général du pays. On assiste à un équilibre entre le modelé normal et l'extension des phénomènes de cuirassement. Ces derniers sont liés, aussi bien à l'échelle du profil qu'à celui du paysage, à la présence d'une source d'hydroxydes, d'un moyen de translation et d'un niveau de réception. Ces différentes données, qui ont été développées plus haut, permettent d'interpréter la répartition géographique des latérites. D'Hoore (1954) et Maignien (1958) ont étudié de nombreux exemples matérialisant ces phénomènes. Il apparaît que, très souvent, les cuirasses actuelles ou sub-actuelles doivent leur origine plus au démantèlement de cuirasses fossiles situées par inversion du relief sur les niveaux les plus élevés qu'à l'individualisation sur place par altération des matériaux constitutifs.

La migration des sesquioxydes par mouvements verticaux et obliques provoque le cuirassement aussi bien dans des sols en place que dans des matériaux allochtones. Dans le cas où le matériau d'évolution est constitué de produits peu altérables (galets et sables quartzeux) on n'observe aucun horizon de passage entre la cuirasse et l'horizon inférieur. Le fer qui cimente la formation a été apporté de l'extérieur par les eaux soit par lessivage oblique, soit par une nappe basculante.

L'importance des apports obliques par l'eau qui circule latéralement dans les sols est matérialisée par la forme et la répartition des bancs cuirassés. Si l'on étudie une coupe en travers, celle-ci présente une forme en biseau caractéristique. Les cuirasses qui bordent les reliefs sous forme de corniche sont toujours plus épaisses que les cuirasses qui se développent sur des plateaux. Parfois les cuirasses peuvent être absentes au centre de ces derniers. Feuer (1956) en a donné de bons exemples au Brésil.

Il est intéressant de signaler l'importance des migrations par lessivage oblique. Maignien (1958), signale, en Guinée, que la distance des translations est limitée par le maintien des conditions de solubilisation des sesquioxydes. Sur les plateaux du Fouta-Djallon (Guinée) sur grès et schistes siliceux, le cuirassement est effectif au bout de 500 à 3 000 mètres suivant l'importance des apports latéraux.

Lorsque le cuirassement a envahi tout le paysage, il est difficile d'apprécier la longueur des translations, car aux apports obliques se superpose une individualisation poussée des sesquioxydes par hydrolyse des roches en place, particulièrement en région d'altération latéritique. Par contre ces phénomènes sont beaucoup mieux dissociés en régions plus sèches et particulièrement en sols ferrugineux tropicaux. Les cuirasses de bas de pentes, les cuirasses de galeries, les cuirasses de nappes doivent leur origine surtout à des apports extérieurs.

Les mouvements latéraux et obliques portent principalement sur le fer et sur le manganèse. L'aluminium, beaucoup moins mobilisable, migre beaucoup plus lentement. La concentration des constituants latéritiques à différents niveaux dans le paysage et à différentes profondeurs dans les sols découle donc de leur vitesse différentielle de mobilisation et de migration. Le manganèse, élément qui se mobilise avec une extrême facilité, est pour la plus grande part exporté hors des profils. Le fer mobilisé a une vie plus brève qui le fait se déposer avec facilité. L'aluminium se comporte comme un produit résiduel. Il en résulte que les latérites alumineuses sont presque constamment du type « accumulation relative », alors que les latérites ferrugineuses et manganifères sont surtout du type « accumulation absolue ».

En fait, les objets naturels sont souvent beaucoup plus complexes et il est possible d'observer des imprégnations ferrugineuses (donc absolues) dans des cuirasses alumineuses relatives. Il est alors extrêmement difficile de préciser ce qui revient à l'altération en place et ce qui revient aux apports extérieurs.

Il est possible de calculer approximativement la vitesse de mise en place d'une cuirasse ferrugineuse formée à partir d'apports exotiques. Maignien (1958) signale qu'en un siècle un bassin versant de 1 km² offre la possibilité de formation d'une cuirasse de 1 000 m² ayant 1 mètre d'épaisseur. Ces chiffres sont à rapprocher de ceux signalés pour la vitesse de l'altération latéritique qui sont de l'ordre de plusieurs dizaines de milliers d'années et qui montrent dans quelles mesures les premiers peuvent masquer les seconds.

ÉVOLUTION DES HORIZONS D'ACCUMULATION

Les éléments constitutifs des latérites s'étant accumulés, s'immobilisent, puis évoluent pour donner naissance à des niveaux plus ou moins indurés. Ceci implique l'étude de deux séries de mécanismes : le développement des microstructures de ces horizons et leur induration.

DÉVELOPPEMENT DES MICROSTRUCTURES

Suivant Kubiena (1950, 1956) les sols latéritiques ou latosols se caractérisent par un modèle structural terreux (*erdig*), ce qui les distingue des autres sols tropicaux qui ont une microfabrique *lehm*. Les éléments fins s'organisent en un édifice structural poreux, de texture spongieuse, de couleur généralement rouge vif. Pour Eichener (1927), Kubiena (1948), de Craene (1954) et de Craene et Laruelle (1956), cet *erde* dériverait d'un *lehm* par floculation des colloïdes provenant de l'altération des minéraux primaires, et ceci principalement sous l'action de la déshydratation.

De nombreuses latérites africaines ont été étudiées en plaque mince par Alexander *et al.* (1956). Ces auteurs ont attiré l'attention sur les faits qui mettent en évidence des mécanismes de migrations et de ségrégations des constituants majeurs. Il est possible d'observer les faciès micromorphologiques suivants :

1. Conservation de la structure primitive de la roche (voir faciès « pain d'épice »): la forme des minéraux primitifs, la trace des clivages sont conservées par un squelette finement cristallisé de sesquioxydes. Il y a eu transformation sur place, par pseudomorphes des feldspaths, des amphiboles, des pyroxènes etc., en gibbsite, gœthite et kaolinite qui soulignent les traits principaux de la structure des minéraux altérés.

2. A côté de ces transformations en place, on observe une série de faits qui impliquent une certaine réorganisation par mouvements localisés et réduits. Parfois aussi des enrichissements secondaires matérialisent des apports extérieurs et des migrations beaucoup plus longues. On rattache à ces mécanismes les films orientés de kaolinite qui sont imprégnés de fer en proportions variées et dont les assemblages ne présentent aucun lien avec la structure des minéraux primitifs. Un tel faciès ne peut résulter que des mouvements plus ou moins prononcés des constituants. Ces films argileux, ainsi que les revêtements de gœthite d'épaisseur variée, bordent et tapissent les pores et les cavités. Dans bien des cas, le fer est immobilisé en s'absorbant sur l'argile. Il peut à nouveau se remobiliser, puis se recristalliser si la kaolinite est détruite.

3. Dans d'autres exemples, particulièrement riches en gœthite, on observe, sous microscope, la présence d'agrégats sphériques minuscules, de quelques microns de diamètre, constitués de matériaux argileux, imprégnés de fer, qui sont assemblés en grappes plus ou moins denses suivant la richesse en sesquioxydes.

4. De nombreuses latérites montrent des matériaux bien individualisés et libres les uns par rapport aux autres. Ces matériaux sont, soit de véritables pisolithes à structure concentrique régulière, soit des pseudopisolithes constituées d'un cortex plus ou moins épais de films concentriques qui isole un nucléus quelconque (grains de quartz, débris de roches etc.). Ces pisolithes présentent des fentes, souvent radiales, partiellement remplies par des sesquioxydes cristallisés secondairement, fentes qui indiquent une certaine contraction en cours de cristallisation. Hanlon (1944) pense que ces pisolithes se forment dans une nappe phréatique ou directement au-dessus. Cependant, cette hypothèse est controversée, car de nombreux horizons pisolithiques paraissent hors d'atteinte d'une nappe d'eau même fluctuante. De plus, ceci impliquerait un milieu extrêmement aqueux. Il est possible que la genèse de véritables pisolithes soit à rattacher à l'extension de zones mal drainées portant de vastes marécages (Tessier, 1954). Cependant, les véritables pisolithes restent très limitées dans

l'espace. On observe surtout des pseudopisolithes de forme arrondie, mais non ovoïde. D'après Schade (1910), ces différences seraient liées à la plus ou moins grande pureté des matériaux mobilisés en voie d'évolution. La structure serait radiale dans le cas d'une substance pure en solution. Elle serait simplement concentrique si d'autres matériaux tels que colloïdes et cristalloïdes étaient présents.

5. Enfin, à côté de ces différents faciès, on observe des matériaux ségrévés, de taille et de composition variées. Certains de ces produits remplissent des fentes et des pores ; d'autres ne peuvent pas être rattachés à des cavités connues. Ces matériaux peuvent être constitués de gœthite pure, d'hématite, de gibbsite cristallisée ; d'autres sont amorphes ; d'autres sont des mélanges non identifiables d'éléments de la taille des argiles, la plupart imprégnés de sesquioxides de fer. Ces trames d'aspects variés correspondent à une réorganisation des constituants, ce qui implique un transport, localisé ou non. L'observation microscopique met beaucoup plus en valeur ces processus que l'observation directe *de visu*.

En résumé, bien que le problème de l'évolution de la microstructure des latérites soit encore peu connu, les quelques connaissances acquises montrent l'importance des mouvements plus ou moins localisés des sesquioxides et de l'argile. Ces données sont des facteurs qui permettent de différencier les matériaux latéritiques qui durcissent de ceux qui ne s'indurent pas.

INDURATION DES LATÉRITES

L'induration des latérites est supposée liée, depuis déjà fort longtemps, à l'évolution des sesquioxides constitutifs. Ces derniers se précipiteraient, se concentreraient et se cristalliseraient sous l'action de la dessiccation. La faible valeur de ces hypothèses a déjà été signalée.

Les faits analytiques prouvent qu'une simple concentration de ces matériaux n'assure pas, à elle seule, les possibilités d'induration. De nombreux sols d'altération latéritique ne présentant pas d'horizon induré contiennent des quantités importantes de fer et/ou d'alumine, alors que d'autres sols cuirassés peuvent en contenir des quantités beaucoup moindres. D'un autre côté, les proportions relatives de sesquioxides dans les niveaux indurés peuvent être variées. Dans certains cas les teneurs en fer dépassent 80 % avec moins de 5 % d'alumine, alors que dans d'autres les teneurs en Al_2O_3 peuvent atteindre 60 % pour moins de 4 % de Fe_2O_3 . Les teneurs en kaolinite ne sont pas liées non plus au degré d'induration. Beaucoup de cuirasses guinéennes contiennent plus de 20 % de silice combinée dans les argiles.

Cependant, il semble bien que le fer joue un rôle clé dans les processus d'induration (D'Hoore, 1954 ; Alexander *et al.*, 1956 ; Maignien, 1958). Le fer ne joue pas par ses teneurs en valeur absolue, mais par ses arrangements dans le profil, en relation d'ailleurs avec les autres matériaux constitutifs. C'est ainsi que dans des cuirasses à induration à peu près comparables les teneurs en Fe_2O_3 sont approximativement inversement proportionnelles aux teneurs en insolubles.

Par ailleurs, il existe de nombreux degrés d'induration, des produits presque meubles, à peine cohérents, jusqu'aux blocs les plus durcis qui se cassent difficilement au marteau. Il est difficile de définir ces degrés d'induration par des méthodes physiques parce que les niveaux indurés ne sont pas souvent homogènes et que l'induration ne touche que certaines parties des horizons (squelette

plus ou moins continu induré emprisonnant des matériaux meubles, noyaux durcis dans une matrice terreuse, etc.).

Le plus souvent, l'induration s'apprécie à l'aide de méthodes simples (résistance à la bêche, à la rupture entre les mains, aux chocs du marteau, etc.).

Maignien (1958) distingue quatre degrés d'induration : cuirasses faiblement indurées qui se cassent à la main ; cuirasses moyennement indurées qui se façonnent à la bêche ; cuirasses indurées qui éclatent au marteau ; cuirasses fortement indurées qui font rebondir le marteau.

Suivant le degré d'induration, Aubert (1954) distingue un stade « carapace » qui se casse à la main et se façonne facilement à la bêche, et un stade « cuirasse » qui ne se casse qu'au marteau.

Si le fer paraît être l'élément prédominant de l'induration des latérites, il faut cependant signaler qu'il existe des cuirasses uniquement alumineuses qui ne doivent leur induration qu'aux cristaux d' Al_2O_3 qui forment une trame cohérente. De nombreuses cuirasses bauxitiques scoriacées ne sont que des horizons d'altération à faciès « pain d'épice » partiellement lessivés en fer. Mais la mise en place de ces matériaux exige de grandes quantités d'alumine et, surtout, des temps d'évolution extrêmement longs.

Par contre, avec le fer, les processus d'induration sont beaucoup plus rapides. Il semble bien que, d'une façon générale, les latérites les plus indurées contiennent aussi la plus grande quantité relative de fer.

Dans la plupart des cas, l'induration paraît liée à certains teneurs en fer, mais ces dernières, parfois minimales, ne correspondent pas nécessairement à tout le fer présent. Ces quantités varient considérablement suivant la nature et les proportions de matériaux en présence et suivant l'environnement. De hautes teneurs en fer n'assurent pas obligatoirement une induration. Cet axiome est prouvé par de nombreux exemples étudiés dans la littérature. De plus, sur un même profil, il est possible d'observer deux horizons à teneurs en fer comparables, l'un est induré, l'autre ne l'est pas. Il n'est pas démontré non plus qu'un sol d'altération latéritique va évoluer obligatoirement avec le temps vers une certaine induration, même si les horizons enrichis en fer sont exposés à l'air. Cette façon de voir, encore très fréquente, est à l'origine de mauvaises interprétations. Les causes de l'induration dépendent plus d'un certain mode d'arrangement des constituants que de leurs teneurs en valeur absolue.

D'après Alexander *et al.* (1956) le squelette ferrugineux des latérites indurées présente un plus haut degré de cristallinité et surtout une plus grande continuité de la phase cristalline que les matériaux meubles qui lui sont associés.

L'étude en plaque mince des cuirasses montre que la phase cristalline d'oxydes de fer se distribue suivant une trame continue. Ce fait est constant bien que la forme de cet assemblage puisse varier fortement d'un échantillon à l'autre. Dans la plupart des cas le minéral en cause est la goëthite, bien que l'hématite soit parfois dominante.

Il en résulte que toutes les conditions qui permettent la ségrégation et la cristallisation du fer en un assemblage continu amènent la formation d'un squelette qui assure l'induration des latérites. Ceci implique donc que le milieu présente des conditions qui provoquent les mouvements du fer, tout au moins localement, favorisent le développement de la cristallinité, permettent le développement d'un certain degré de continuité de la phase cristalline.

La transformation d'un matériau meuble en latérite indurée peut intéresser-

seulement une petite partie de la masse et ne mettre en cause qu'une faible proportion du fer présent. Par exemple, la latérite de Buchanan n'est qu'un matériau kaolinique imprégné de fer qui se durcit rapidement à l'air; Alexander *et al.* (1956), étudiant un échantillon comparable provenant de Côte-d'Ivoire, signalent que le principal changement correspondant à l'induration paraît être une réorganisation des minéraux constitutifs. Il est noté que les différences chimiques, minéralogiques et micromorphologiques entre le matériau meuble et le matériau induré sont peu marquées. Une diminution des teneurs en kaolinite correspond à une augmentation de la cristallinité et de la continuité de la goëthite, ce qui semble être la cause principale de l'induration.

Cependant, certaines latérites, similaires à la latérite de Buchanan quant à leur composition chimique et minéralogique, ne s'indurent jamais lorsqu'elles sont exposées à l'air.

Alexander *et al.* (1962) lient ce comportement anormal aux résultats des travaux de Fripiat et Gastuche (1962) qui ont démontré que la kaolinite possède des propriétés d'absorption et d'immobilisation marquées vis-à-vis du fer. La kaolinite, qui est un constituant commun des matériaux meubles latéritiques, se trouve isolée en poches, emprisonnée dans des cortex de goëthite cristallisée lors de l'induration. Cette induration ne peut se réaliser si la kaolinite s'imprègne de solutions ferrugineuses avant que la goëthite cristallise. Il n'y aurait plus continuité de la phase cristallisée, d'où absence d'induration.

Les résultats des auteurs précédemment cités montrent que, dans les matériaux durcis, les pourcentages de kaolin sont presque toujours plus faibles que dans les matériaux meubles sous-jacents, sans que ceci soit une règle absolue. Il est impossible de préciser si cette diminution est due à une destruction de la kaolinite ou à des apports exotiques de fer. Cependant, dans de nombreux cas, il semble que le kaolin est altéré (Jackson *et al.*, 1948) et s'accompagne d'une libération de fer qui se cristallise en goëthite (Sivarajasingham *et al.*, 1962). La disparition de la kaolinite diminuerait la capacité de l'ensemble à immobiliser du fer et augmenterait en conséquence les possibilités de développement de la phase continue de goëthite.

L'excès de fer par rapport aux minéraux argileux pourrait résulter d'autres processus : soit d'une exportation de kaolinite par lessivage, soit d'une illuvation du fer.

Ces mécanismes sont difficiles à démontrer. Ceci ne peut se faire que par l'étude de profils complets et de chaînes de sols. D'Hoore (1954) et Frankart *et al.* (1960) ont tenté de trancher cette question par l'emploi du microscope électronique. Pour ces auteurs, la présence de cristaux de kaolinite à bords corrodés matérialiserait l'altération de ce minéral, avec, comme corollaire, l'augmentation des teneurs en fer. Il s'agit là d'une accumulation relative. Par contre la présence de pseudo-hexagones bien conservés, dans un milieu cuirassé, confirmerait une accumulation absolue de fer d'origine externe au profil étudié.

Les causes de l'induration des latérites peuvent être variées. Elles sont liées aux conditions d'immobilisation des matériaux en solution et aux conditions du milieu où ces processus se réalisent. Ces conditions et ces mécanismes de l'immobilisation ont été traités dans les paragraphes précédents (néosynthèses latéritiques, accumulation, etc.). Ils ne seront pas repris ici. On peut signaler cependant que l'induration des latérites peut se réaliser directement dans les sols sans mise à l'exposition, ou seulement après mise à l'exposition soit pour

des raisons naturelles (érosion), soit pour des raisons artificielles (ouverture de routes, de carrières, etc.). Dans le premier cas l'induration est liée soit à certains faciès d'altération (cuirasses gibbsitiques à faciès « pain d'épice »), soit plus souvent à des accumulations absolues ferrugineuses, et semble peu sensible aux fluctuations climatiques extérieures. Par contre ces dernières semblent importantes dans la formation des cuirasses qui durcissent après mise à l'affleurement. Sous l'action des agents atmosphériques, les sesquioxydes sont remobilisés et se redistribuent sur les canalicules et les pores pour former des films continus qui vont peu à peu cimenter et rendre cohérents les niveaux mis à l'exposition.

Sous l'action des agents naturels, la mise à nu des horizons enrichis en sesquioxydes va provoquer une induration souvent assez poussée et prononcée. En effet, l'affleurement des niveaux où les sesquioxydes se sont accumulés fait suite à des phénomènes d'érosion qui décapent les horizons meubles superficiels. Cet affleurement ne se fait pas brutalement. Il est progressif. Des peuplements végétaux vont partiellement se maintenir, en particulier des peuplements herbacés, ce qui provoque en saison des pluies une mobilisation intense des sesquioxydes déjà individualisés (réduction, complexation, chélation). Cette mobilisation, suivie de lessivage, va amener une imprégnation des horizons sous-jacents et le dépôt de films sur les alvéoles, films plus ou moins continus qui donneront la rigidité à l'ensemble. Il s'agit donc, en fait, d'une redistribution progressive liée au rythme des précipitations de matériaux préalablement individualisés. Il faut que ces conditions provoquent successivement des conditions de mobilisation, puis d'immobilisation et de cristallisation, les premières étant prépondérantes en saisons des pluies, les secondes en saisons sèches. Les climats tropicaux seront donc plus aptes que les climats équatoriaux à favoriser la formation des cuirasses.

Alexander *et al.* (1962) ont étudié en détail l'induration d'une latérite molle, artificiellement exposée aux conditions atmosphériques. Ils constatent une augmentation très sensible de l'induration : l'échantillon original se coupe à l'ongle. Au bout de quinze ans, l'échantillon exposé à l'air se brise sous un choc léger de marteau. Cette faible induration correspond à une migration du fer de l'intérieur de l'échantillon vers les canalicules et les cortex externes.

Dans le cas cité, la matière organique n'a pas pu être un facteur de mobilisation et de ségrégation du fer. L'échantillon a seulement été soumis aux alternances de précipitations et de dessèchement inter et pluri-annuelles. Ceci amène les auteurs à penser que la succession de périodes d'humidification et de dessèchement, et non le dessèchement seul, est essentielle pour provoquer l'induration, succession qui se réalise non seulement d'une année à l'autre, mais d'une pluie à l'autre. Ils pensent également que ceci implique que la zone de ségrégation soit à une humidité voisine ou supérieure à celle de la capacité au champ pendant des temps appréciables. La présence d'une nappe phréatique véritable n'est donc pas nécessaire, bien qu'elle puisse contribuer au cycle humectation-dessèchement.

En résumé, l'induration des latérites paraît être sous la dépendance : a) d'un arrangement plus ou moins continu des matériaux constitutifs, ce qui implique une certaine migration ; b) de leur état de cristallisation.

Le degré d'induration dépend fortement du mode d'immobilisation des sesquioxydes : quand l'immobilisation se fait par précipitation, l'induration est presque immédiate, sans que l'on observe un stade de dessiccation. Il y a tout

au plus une légère rétraction de l'ensemble avec formation de craquelures qui se nourrissent secondairement. Si l'immobilisation se fait par floculation, il y a dépôt de films colloïdaux sur les parois des pores et canalicules.

L'induration n'est pas obligatoire. Elle ne se réalise que s'il y a dessiccation, ce qui provoque un phénomène de vieillissement de la pâte qui se cristallise plus ou moins rapidement, les minéraux constitutifs s'orientant partiellement les uns sur les autres.

L'induration précède généralement ce vieillissement qui ne fait que la stabiliser. On peut supposer que la dessiccation amène une attraction plus prononcée des molécules avec absorption sur les surfaces déjà en place. Les dépôts successifs de gaines qui s'emboîtent les uns dans les autres provoquent une résistance supérieure à celle d'une accumulation homogène.

Ces deux cas correspondent à des milieux pédogénétiques spécifiques. Le premier est lié à des phénomènes d'hydromorphie temporaire; le second à des mécanismes d'oxydation en milieu bien drainé. En réalité la plupart des cas sont moins tranchés et l'on observe toutes les interférences possibles entre ces deux extrêmes.

DÉGRADATION DES LATÉRITES

Étant donné que les latérites se développent à plus ou moins grande profondeur dans les sols, est-il possible que ces niveaux puissent disparaître? L'étude de la formation de néosols sur les cuirasses mises à l'affleurement, celle de l'évolution du modelé en régions cuirassées, montrent que ces niveaux peuvent être repris par les agents de la décomposition des roches et participer à un nouveau cycle d'évolution. Au même titre que toute autre formation lithologique superficielle, les cuirasses sont appelées à disparaître un jour ou l'autre. Même si l'on se place à l'échelle des temps pédologiques, la notion d'irréversibilité des cuirasses ne peut être admise (Greene, 1950). À l'échelle humaine, les horizons latéritiques peuvent paraître relativement stables. Cependant, des études détaillées montrent que les ciments ferrugineux, qui constituent le plus souvent le squelette interne des cuirasses, peuvent évoluer rapidement si les conditions du milieu le permettent. Des formations végétales peuvent s'établir sur les cuirasses où elles contribuent à l'ameublissement plus ou moins profond des matériaux durcis. Les agents de l'érosion déblaient avec plus ou moins d'intensité les formations en voie de démantèlement. Tous ces faits contribuent à une évolution très sensible du modelé.

La disparition des latérites résulte soit de la mise à l'affleurement, soit d'un changement dans la pédogenèse.

Mise à l'affleurement des cuirasses et démantèlement

Dans la grande majorité des cas la mise à l'affleurement des niveaux indurés est une conséquence des effets de l'érosion hydrique sous ses différentes formes. Les matériaux meubles superficiels sont déblayés plus ou moins rapidement, ce qui fait apparaître les horizons durcis.

Ces processus doivent être considérés sous deux aspects : a) l'érosion géologique qui contribue à l'évolution normale du modelé; b) l'érosion accélérée qui découle d'actions anthropiques.

Trop souvent l'affleurement des cuirasses a été rattaché à des interventions humaines. Si ces phénomènes sont parfois très marqués, ils ne peuvent à eux seuls expliquer l'affleurement de tous les niveaux cuirassés. En particulier, les cuirasses d'âge tertiaire ont été mises à l'affleurement à la suite des seuls mécanismes de l'érosion normale, laquelle d'ailleurs a provoqué des inversions de reliefs bien caractérisées (Bonnault, 1938). Le cuirassement protège les formations sous-jacentes plus meubles contre l'érosion. Il joue comme une coiffe protectrice de pente faible ou nulle qui permet le développement du modelé propre aux structures tabulaires ou monoclinales (falaises, cuestas, buttes témoins, ressauts, etc.). Quand la coiffe protectrice disparaît, le modelé propre aux formations sous-jacentes apparaît.

D'après Fournier (1960), l'Afrique et l'Amérique du Sud seraient les deux zones du globe les plus érodées, suivies par l'Asie, l'ensemble Amérique du Nord - Amérique centrale, l'Australie et enfin l'Europe.

Pour que la pellicule la plus externe de l'écorce terrestre subisse une ablation moyenne de 1 mètre, le nombre d'années nécessaires se chiffre à : 16 666 en Europe, 5 126 en Australie, 2 857 en Amérique du Nord, plus l'Amérique centrale, 2 300 en Asie, 2 000 en Amérique du Sud et en Afrique.

Ces chiffres sont à eux seuls suffisants pour expliquer la mise à l'affleurement des cuirasses. Cependant, les influences humaines peuvent accélérer ces phénomènes. Fournier (1956) mesure des pertes en terre sous climats tropicaux de 5 à 20 mm d'épaisseur par an lorsque la pente dépasse 3 à 5 %. Un simple calcul montre que quelques siècles sont suffisants pour entraîner les 1 à 3 mètres de terres meubles qui surmontent la plupart des cuirasses en formation.

Évolution régressive

Les cuirasses mises en relief deviennent la proie des phénomènes normaux de la décomposition des roches. On assiste d'abord à des mécanismes de désagrégation. Sous l'effet de l'érosion, il se produit des effondrements par sapement à la base des formations meubles sous-jacentes aux niveaux indurés, avec des mouvements de masse le long des pentes (Fournier, 1956). Les blocs plus ou moins grossiers s'effritent en s'ébouyant pour former, aux pieds des reliefs, des amas chaotiques. Cette action, jointe à l'usure mécanique des débris par les eaux sauvages, provoque la formation de gravillons et matériaux fins.

Un fait important à signaler est que ces matériaux ne sont jamais entraînés très loin. La plupart restent sur place ou constituent des nappes d'épandage sur les glaciers proches des reliefs. Il n'y a pratiquement jamais entraînement par les eaux sur plusieurs kilomètres et donc, à priori, sur des centaines de kilomètres, comme le signalent certains auteurs. Ceci résulte de la mise en solution facile des sesquioxides de fer. En effet, l'examen morphologique et minéralogique des assemblages indurés en voie de démantèlement montre surtout des phénomènes de désagrégation physique et de lessivage des ciments (Alexander, 1956). Les processus de réhydratation et de résilicification sont réduits.

Il peut arriver, lorsque les conditions du milieu se trouvent modifiées, que des sols en voie de cuirassement évoluent vers la disparition de leurs niveaux indurés en place. Dans un premier stade, la végétation herbacée se développe en s'accrochant au moindre interstice où s'est accumulé un peu de matériau terreux. Il se constitue peu à peu un horizon organique qui possède une action dissolvante intense sur les ciments. La cuirasse est ameublée en surface. Il se

forme un sol juvénile, souvent enrichi de matériaux terreux apportés par les termites, qui permet l'implantation de peuplements arbustifs, puis arborés. Les racines ligneuses complètent le démantèlement et le sol s'approfondit. Les nouvelles conditions écologiques, en particulier la plus grande humidité, accusent l'altération chimique. Cette dernière est d'autant plus active que les débris de cuirasses sont plus fins et plus intimement mélangés à la masse meuble et humifère. Les solutions du sol participent à la dissolution des sesquioxides de fer d'abord, de l'alumine ensuite. La disparition des ciments provoque la formation de sols gravillonnaires.

L'évolution régressive des latérites libère ainsi des quantités de sesquioxides parfois importantes qui, migrant avec les eaux de percolation, ont la possibilité de participer à la formation de nouvelles cuirasses à des niveaux inférieurs.

Suivant les conditions écologiques du milieu de dégradation, les produits du démantèlement et de la dissolution participeront à des processus variés : a) accumulation d'éboulis de pente ou effondrement sur place ; b) développement sur les glacis proches, de plages de gravillons résiduels ; c) formation de cuirasses de bas de pente et de cuirasses de nappes, essentiellement ferrugineuses ; d) exportation par drainage jusqu'aux océans ou dans les dépressions.

Le cuirassement des sols participe ainsi à une succession de cycles qui touchent les éléments constitutifs des latérites. Il en résulte la mise en place dans le paysage de différents faciès cuirassés dont l'étude permet la reconstitution historique de leur mise en place et, par suite, de tenter des essais stratigraphiques.

Classification des latérites

Corrélation

La classification des latérites a attiré très tôt l'attention des chercheurs, ne serait-ce que pour préciser les définitions (voir le premier chapitre), et elle est encore actuellement au centre des recherches sur les sols intertropicaux.

Les points de vue, assez éloignés au départ, se rapprochent de plus en plus et l'on peut espérer que les tentatives de corrélation en seront facilitées dans un avenir proche.

A l'origine, les essais de classification ont porté uniquement sur les échantillons de latérites indurées, les critères retenus étant chimiques et parfois aussi minéralogiques.

Lacroix (1913) distingue par exemple : *a*) les latérites vraies qui contiennent plus de 90 % d'hydroxydes ; *b*) les latérites silicatées contenant de 90 à 50 % d'hydroxydes ; *c*) les argiles latéritiques contenant de 10 à 50 % d'hydroxydes.

Mais les relations entre les latérites, horizons indurés et les sols étant évidentes, les tentatives de classification ont cherché à préciser ces relations en s'appuyant soit sur des caractéristiques morphologiques, soit sur des critères génétiques.

Pendleton (1936), s'appuyant sur une définition extrêmement stricte, distingue les sols « latérites » qui possèdent un horizon de latérite dans leur profil, des sols latéritiques qui ne montrent qu'un horizon peu développé, à caractère latérite molle, mais qui se transformera en véritable latérite si les conditions se maintiennent suffisamment longtemps.

C'est à partir de ce terme « sol latérite » que Kellogg (1949) a tiré « latosol » dans une acception d'ailleurs plus large.

En 1949, Kellogg limite le terme « latérite » à quatre formes principales de matériaux riches en sesquioxydes, indurés ou pouvant s'indurer après mise à l'air : *a*) les argiles bariolées molles qui se transforment irréversiblement en niveaux durcis ou en cuirasses par exposition à l'air ; *b*) les niveaux durcis et les cuirasses cellulaires et bariolées ; *c*) les concrétions et les nodules dans des matériaux non consolidés ; *d*) les masses consolidées de ces concrétions et nodules.

A l'opposé, Martin et Doyne (1927) s'appuient sur certaines caractéristiques chimiques et, en particulier, sur le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Les sols fortement latéritiques auraient un rapport K_i 1,3. Ces dernières données ont été étendues à tous les sols latéritiques, cuirassés ou non, et largement utilisées dans les classifications françaises et portugaises. Au cours de ces dernières années, la

valeur de ce rapport a été controversée et il n'apparaît maintenant que comme une donnée indicative.

Dès 1950, un certain nombre d'études (D'Hoore, 1956 ; Maignien, 1958 ; Fridland, 1961) tendent à montrer que le problème des sols d'altération latéritique n'est pas obligatoirement lié à celui du cuirassement. Ce dernier est subordonné au premier et n'est pas spécifiquement lié aux sols latéritiques. D'autres sols pédogénétiquement différents peuvent présenter des processus d'induration. Ces résultats ont amené l'introduction d'une nouvelle nomenclature pour les formations indurées (cuirasses, plinthite) ; pour les sols d'altération latéritique (sols ferrallitiques, oxisols, kaolisols, etc.).

Concernant les horizons indurés plusieurs tentatives de classification ont été proposées s'appuyant sur les mécanismes de leur mise en place.

D'Hoore (1954) distingue :

1. Une première grande subdivision basée sur l'état d'évolution actuelle de la zone d'accumulation. Il distingue trois grandes catégories : a) les zones d'accumulation actuelle où le phénomène est toujours en cours ; b) les zones où l'accumulation s'est arrêtée, mais qui sont restées intactes ; c) les zones d'accumulation ancienne, remaniée, et leurs produits d'altération.
2. Chacune de ces trois grandes catégories se subdivise ensuite d'après le mode de concentration. Quatre classes sont proposées :
Groupe A. Accumulation absolue, enrichissement relatif négligeable.
Groupe Ar. Accumulation absolue, enrichissement relatif marqué.
Groupe R. Accumulation relative, enrichissement absolu négligeable.
Groupe Ra. Accumulation relative, enrichissement absolu marqué.
3. Les zones d'accumulation absolue (A et Ar) sont classées d'après la nature du matériau de réception dans lequel elles se forment. Les groupes R et Ra sont classés d'après le matériau de départ dont ils dérivent.
4. Les groupes A et Ar peuvent être classés d'après l'ampleur des phénomènes de translocation qui leur ont donné naissance.

L'accumulation dans le profil et dans le paysage pourrait ainsi être distinguée d'après le schéma suivant : a) les transports dans le plan vertical, (ascendants, descendants) ; b) les transports latéraux à l'échelle du site, du paysage, de la région naturelle, du continent, etc.

Les groupes R et Ra peuvent être subdivisés en accumulation en surface et en profondeur.

5. Une classification ultérieure pourra être basée sur des données morphologiques et analytiques.

Cette classification ne tient donc compte des processus d'induration qu'à un niveau extrêmement bas et n'insiste sur aucune relation avec les types de sols qui leur ont donné naissance.

Maignien (1958) présente un essai de classification des sols à horizons cuirassés s'appuyant à la fois sur les caractéristiques génétiques et les données morphologiques du sol en place.

Le premier critère retenu est la caractérisation du sol en place au niveau le plus élevé (sous-ordres et groupes) suivant la classification française appliquée aux sols tropicaux (Aubert, 1954, 1961).

Le second critère s'appuie sur l'origine des sesquioxydes (sesquioxydes libérés sur place par évolution même du sol ; sesquioxydes d'origine externe, amenés en pseudo-solution ; sesquioxydes accumulés sous une forme antérieurement indurée).

Le troisième critère tient compte du processus d'accumulation (accumulation relative, accumulation absolue).

La quatrième critère considère les différents facteurs qui règlent l'intensité des processus d'accumulation (le drainage et les caractéristiques des migrations : percolation, lessivage oblique, action de nappe) ; les propriétés physico-chimiques et biologiques du milieu d'accumulation ; la composition du matériau originel).

Maignien précise que ces différents critères ne sont pas indépendants les uns des autres. Ils sont plus ou moins liés, ce qui limite le nombre des cas considérés à 15, dont il donne les caractéristiques morphologiques, chimiques et minéralogiques.

Il est difficile de séparer la classification des latérites de celle des sols tropicaux. Sans aborder totalement ce problème qui justifierait à lui seul un long développement, il paraît important d'indiquer les principes et les caractéristiques qui sont à la base des principales classifications actuellement utilisées.

Deux positions sont en présence : les classifications synthétiques et les classifications analytiques (Manil, 1956).

Les classifications synthétiques peuvent être divisées en trois grands ensembles : a) les classifications basées sur des facteurs génétiques (système de l'URSS) ; b) les classifications basées sur les processus pédogénétiques (système français-portugais) ; c) les classifications basées sur les propriétés de facteurs ou de processus pédogénétiques (système anglais-australien).

Les classifications analytiques sont basées sur des caractères surtout morphologiques, avec préoccupations pédogénétiques (système des États-Unis, système belge, système FAO).

Il faut mettre à part le système du Service pédologique interafricain (SPI) qui est une légende de carte, donc qui définit des unités cartographiques et non des unités de classification.

SYSTÈME DE L'URSS

Ce système est basé sur des facteurs génétiques. D'après Guerassinov (1962), qui utilise le terme « latérite » dans son sens large en y incluant tous les sols tropicaux, il faut en premier lieu distinguer les latérites tropicales des sols latéritiques subtropicaux. Ces différences, qui n'ont pas un caractère qualificatif, sont liées à des facteurs thermiques d'érosion et de formation des sols ; elles ne portent que sur le degré de développement du processus et la puissance des produits formés. Les limites entre ces deux grandes catégories sont graduelles et, par suite, conventionnelles.

Une autre importante division des formations latéritiques s'appuie sur le facteur d'humidification. Sont ainsi distingués : les extra-latérites et les sols latéritiques ou allites propres aux contrées tropicales constamment humides et aux contrées subtropicales ; les latérites mixtes ou latéritiques typiques et sols latéritiques qui sont des allito-ferrites ou des ferrito-allites propres aux régions tropicales et subtropicales avec humidité alternée (semi-humide).

Une grande importance doit être attachée aux particularités pétrographiques des roches mères qui subissent un processus latéritique. En particulier l'influence des roches basiques amène à la formation de sols particuliers, très riches en minéraux nouvellement formés (allophanes). Ce sont les allophanites.

Suivant les conditions biochimiques, elles se subdivisent en allophanites

humus propres aux régions tropicales arides (regurs, tirs), et en allophanites latéritisées propres aux régions tropicales semi-humides et humides (*terra roxa*) et aux régions tropicales humides (latérites de l'île de Hai-Nan, Chine).

L'ensemble du système de division des latérites et des sols latéritiques peut avoir la forme suivante :

Latérites des régions tropicales : extra-latérites (allites) ; latérites typiques (allito-ferrites et ferrito-allites) ; latérites ferreuses (ferrites) ; allophanites humus (regurs) ; allophanites latéritisées (*terra roxa*).

Sols latéritiques des régions subtropicales : krasnozems et jeltozems latéritiques ; allophanites (sols noirs tropicaux : smolnitza - « tirs », sols de cendrées, etc.).

Pour une systématisation complète des latérites et des sols latéritiques contemporains, on doit également donner une grande importance aux subdivisions géographico-génétiques de transition qui relient les principaux types ci-dessus aux autres types génétiques qui les accompagnent ou qui leur sont contigus. Il est ainsi pleinement fondé de distinguer comme formation latéritique de passage les sols jaune-rouge (Chine sud-orientale), jaune-brun (Chine centrale) et rouge-brun (Inde septentrionale) et, de même, les sols des régions subtropicales reliant les sols latéritiques les plus développés (krasnozems et jeltozems des régions tropicales humides) avec les sols rougeâtres forestiers (zone boréale) et les sols bruns (régions subtropicales avec humidité alternée). Le processus d'induration n'apparaît donc pas aux niveaux les plus élevés de cette classification.

Lobova et Kovda (1960) donnent un tableau (voir tableau 7) qui concerne uniquement la bande tropicale et équatoriale des sols d'Asie.

SYSTÈME FRANÇAIS

Dans le système français, il est fait une nette discrimination entre les sols d'altération latéritique appelés sols ferrallitiques, terme proposé par G. W. Robinson (1922), et les processus de cuirassement, ces derniers pouvant apparaître dans des sols génétiquement différents tels que les sols ferrugineux tropicaux, les sols ferrallitiques et les sols hydromorphes. Il en résulte que la présence d'horizons à matériaux indurés riches en sesquioxydes (latérite) n'apparaît qu'au niveau du sous-groupe.

Les caractères généraux des sols ferrallitiques sont, dans leur ensemble, ceux qui ont été indiqués par les auteurs, en particulier par Kellogg (1949) pour les latosols :

Très faibles teneurs en minéraux de la roche mère, sauf certains très stables. Grande richesse en hydroxydes métalliques, de fer, d'alumine, de manganèse, de titane, d'où une valeur basse des rapports silice/sesquioxyde et silice/alumine dans les éléments colloïdaux et, abstraction faite du quartz primordial, dans le sol total. En général, ce dernier rapport descend en dessous de 2, à la limite il peut être égal à 2. L'un, au moins, des horizons du sol contient de l'alumine individualisée.

Éléments colloïdaux constitués, au moins dans les horizons les plus évolués, d'hydrates et hydroxydes de fer, d'alumine et de titane, associés à plus ou moins de kaolinite, parfois à un peu d'illite.

TABLEAU 7. Sols tropicaux et équatoriaux d'Asie.

| Sols dans les conditions climatiques avec une période sèche, fortement prononcée | Sols dans les conditions climatiques avec une période sèche moyennement prononcée | Sols dans les conditions climatiques sans période sèche ou avec une période sèche mal prononcée |
|--|--|---|
| Regurs (sols noirs) grumuleux, <i>black cotton soils</i> . | Sols tropicaux rouges et jaunes (argileux), à concrétions ferrugineuses, sous forêts de moussons et savanes secondaires. | Sols latéritiques jaunes fortement latéritisés des forêts humides équatoriales (latosols). |
| Sols margalitiques sous végétation herbeuse et arbustive. | Sols tropicaux rouge brun des forêts sèches et des savanes secondaires. | Sols latéritiques rouges moyennement latéritisés des forêts tropicales (ferrosols). |
| Sols noirs, pauvres en humus, compacts et argileux sous végétation de savane, associés au relief gilgai. | | Sols bruns faiblement latéritisés (relativement récents) «rubrosols» et «brunosols». |
| Sols rouge-brun des savanes à concrétions carbonatées. | | Sols latéritiques podzolisés des forêts très humides équatoriales. |
| Sols rouges des déserts tropicaux sous buissons épineux. | | Latosols des savanes secondaires (<i>ground water latosols</i>). |

Teneurs faibles ou très faibles en éléments de la taille des limons.

Teneurs généralement faibles en matière organique et surtout en humus, absence d'humus grossier.

Seuls les sols ferrallitiques humifères, correspondant aux *humic latosol* et *hydrol humic latosol*, en sont bien pourvus et même souvent très riches. Mais, même dans ce cas, il s'agit d'une matière organique très évoluée à C/N compris entre 8 et 12, abstraction faite de la matière végétale non décomposée : a) capacité d'échange de bases des éléments minéraux faible ou très faible ; b) stabilité le plus souvent élevée des agrégats et, dans beaucoup de cas, concrétionnement des éléments, surtout ferrugineux, sous forme de pseudo-sables, concrétions, carapaces ou cuirasses (Aubert, 1954).

Les sols ferrallitiques se divisent en quatre groupes principaux :

Les sols faiblement ferrallitiques. La décomposition des minéraux n'est pas poussée à l'extrême d'où un rapport Ki voisin de 2, et une réserve en minéraux altérables souvent appréciable. Ces sols présentent aussi fréquemment une structure de pseudo-sables qui, dans bien des cas, paraît spécifique. Ils comprennent plusieurs sous-groupes : modal (terre de barre) ; ferrisolique (dans l'acception belge) ; hydromorphe à pseudo-gley ; induré avec un horizon cuirassé.

Les sols ferrallitiques typiques. La structure dominante de ces sols est souvent polyédrique et ils sont subdivisés en sous-groupes d'après la couleur des horizons A et B : sols rouges ; sols jaunes ou beiges ; sols jaunes sur horizons rouges ; sols indurés à cuirasses.

Les sols ferrallitiques lessivés. Ces sols sont presque entièrement désaturés et leurs réserves minérales sont inexistantes. Ils présentent souvent une structure dégradée, du moins dans leurs horizons de surface. Ils se divisent en : a) sols fortement lessivés en bases, en surface, mais peu lessivés en colloïdes minéraux ; b) sols lessivés en bases, en sesquioxides et en argiles ; c) sols lessivés à horizon cuirassé.

Les sols ferrallitiques humifères. Ces sols se caractérisent par une forte teneur en matière organique (plus de 6 % sur 20 cm). D'après les caractéristiques de l'horizon humifère, on distingue les sous-groupes suivants : sols noirs, souvent proches des andosols ; sols bruns, souvent proches des sols bruns eutrophes tropicaux ; sols brun-rouge ; sols ferrallitiques humifères lessivés très acides, avec souvent un B textural ; sols ferrallitiques humifères d'altitude.

Si l'on considère maintenant les sols cuirassés, on constate que ceux-ci sont également signalés parmi les sols ferrugineux tropicaux et plus spécifiquement dans le groupe des sols ferrugineux tropicaux lessivés qui présentent un B textural et qui se divisent eux-mêmes en quatre sous-groupes, suivant l'intensité de l'accumulation du fer en profondeur, en relation avec des processus d'engorgement temporaire liés à l'illuviation argileuse : les sols ferrugineux tropicaux lessivés sans concrétion, à concrétions, à cuirasses et à pseudo-gley de profondeur.

Enfin, il faut signaler aussi des cuirasses essentiellement ferrugineuses dans les sols hydromorphes moyennement ou peu humifiés, à pseudo-gley de profondeur (cuirasses de nappe).

Les niveaux indurés mis à l'affleurement sont considérés comme matériau originel de sols bruts d'érosion ; les accumulations d'éboulis de cuirasses anciennes comme sols minéraux bruts d'apport.

SYSTÈME PORTUGAIS

Ce système se rapproche par de nombreux points de la classification française. C'est ainsi que, en ce qui concerne la carte des sols de l'Angola, Bothelo da Costa et Azevedo (1960) distinguent entre autres :

Les sols ferrallitiques tropicaux avec ou sans latérite qui se divisent en sols brun-jaunâtre et sols rouges et qui sont assimilés aux sols ferrugineux tropicaux de la classification française.

Les sols para-ferrallitiques qui correspondent aux ferrisols de la carte du Service pédologique interafricain (SPI) et qui se divisent d'après le type de relief où ils sont observés (relief normal et relief excessif).

Les sols ferrallitiques avec ou sans latérite comprenant les sols ferrallitiques brunâtres, jaunes, rouges, jaune-sableux et rouge-sableux.

L'ensemble groupe les sols faiblement ferrallitiques et ferrallitiques typiques de la classification française à l'exception des sols de transition avec les sols ferrallitiques qui sont les sols para-ferrallitiques.

SYSTÈME BRITANNIQUE

La classification des latérites et sols latéritiques s'inspire des idées de Charter (1954) reprises par Brammer (1956) dans son étude sur les sols du Ghana. Elle tient compte également de la définition des latosols telle qu'elle a été exposée par Kellogg (1941).

Les latosols se groupent dans l'ordre des *climatophytic earths*, dont les principales caractéristiques sont liées à la fois à l'action du climat et de la végétation. Ces latosols sont subdivisés, d'après le sens de variation du pH des différents horizons, en ochrosols et en oxisols, les seconds étant plus acides en profondeur que les premiers. Le terme « latérite » est utilisé dans l'acception de Pendleton, reprise en grande partie par Du Preez (1949). Dans la définition des grands groupes l'attention est attirée sur l'action éventuelle de la nappe phréatique. C'est ainsi que l'on distingue, en particulier, le groupe des *ground-water laterites*. D'après les descriptions de Oben et Quagraine (1960) ce groupe pourrait être dans certains cas assimilé aux sols ferrugineux tropicaux lessivés à cuirasses.

Les derniers travaux britanniques effectués en Afrique tendent à l'emploi de plus en plus poussé de la légende SPI.

SYSTÈME AUSTRALIEN (Stephens, 1962)

Quatre grands groupes de sols sont reconnus en Australie comme latéritiques : krasnozems, krasnozems latéritiques, terres rouges latéritiques, sols podzoliques latéritiques. Le terme latérite est pris dans le sens anglo-saxon.

Ces quatre groupes appartiennent au sous-ordre des sols acides à neutres et ne présentant pas de trace de lessivage d'argile, lui-même appartenant à l'ordre des « pedalfers », les pedalfers étant des sols où le carbonate de chaux ne s'accumule dans aucune partie du profil. Même si le carbonate est présent dans le matériau originel, il est continuellement exporté hors du profil.

Tous ces sols sont à profil différencié (classe). Sauf les krasnozems, tous les sols latéritiques sont considérés comme polymorphiques.

Les *lateritic podzolic soils* se caractérisent par la présence en profondeur d'un horizon de latérite nodulaire, pisolithique ou massive qui repose fréquemment, et non obligatoirement, sur un horizon d'argile kaolinitique bariolé ou blanchi. Ils se terminent en profondeur par une *pallid zone* ou une zone bariolée. Quelquefois on observe un horizon intermittent de matériau siliceux appelé *silcrete*. Il semble que ces sols puissent être partiellement assimilés aux sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions et à cuirasses de la classification française. Comme ils se distribuent sur des formes du modelé pliocène, ils sont généralement considérés comme fossiles.

Les krasnozems ont souvent été rattachés au *red loams* et, dernièrement, aux latosols. Ils sont rouges à brun-jaunâtre, profonds, friables, argileux, et montrent un faible développement de leurs horizons, à l'exception de l'horizon de matière organique A. On peut observer occasionnellement dans le profil des petites concrétions manganifères et ferrugineuses. Cette description les rapproche assez fortement des sols rouges faiblement ferrallitiques de la classification française, souvent appelés « terre de barre ».

Les krasnozems latéritiques diffèrent des précédents par la présence d'un horizon induré, d'épaisseur variable, massif et pisolithique, ou fragmentaire

diffus, ou poreux et vermiculaire. Cet horizon repose normalement sur zone bariolée ou blanchie d'argile kaolinique. Bien que l'on n'ait pas reconnu de nappe phréatique, il semble cependant qu'il s'agisse d'une formation hydrogénique. Ils seraient d'âge contemporain.

Les *lateritic red earths* sont des sols rouges à rougeâtres profonds contenant en profondeur un horizon de latérite surmontant un horizon kaolinique bariolé ou blanchi. L'horizon A est communément sableux à limoneux, noirci par un peu de matière organique. Il passe graduellement à un horizon à texture fine, de couleur rouge franc et de structure compacte mais quelquefois aussi vésiculaire.

L'horizon de latérite, d'épaisseur variable, est nodulaire, pisolithique, vermiculaire ou massif. L'horizon argileux sous-jacent montre fréquemment la présence de *silcrete*. Ce seraient des formations fossiles, d'âge tertiaire et pliocène. Les fluctuations d'une nappe phréatique sont responsables du développement des horizons argileux et des horizons de latérites.

SYSTÈME DES ÉTATS-UNIS (7^e approximation, USDA, 1960)

L'ensemble des sols latéritiques, cuirassés ou non, est groupé dans l'ordre des oxisols qui est défini comme suit : « G. Autres sols minéraux à horizon oxique ou ayant, à moins de 30 cm de la surface, de la plinthite qui forme une phase continue et qui n'est pas indurée. »

Cette définition repose donc sur deux concepts : horizon oxique et plinthite. Le premier est donné à titre expérimental et n'est pas définitif.

Un horizon oxique est un horizon se situant au-dessous d'un épipedon dans les sols vierges, ou à la surface de certains sols.

Il possède en outre les caractéristiques suivantes :

1. Une structure polyédrique ou massive avec de nombreux pores visibles.
2. Les traces de la structure originelle de la roche mère sont peu marquées ou ont entièrement disparu.
3. Les teneurs en matériaux inférieurs à 2μ sont au plus égales à 15%, dont 90 % sont constitués d'un mélange de sesquioxydes libres et d'argiles à réseau 1/1 difficile à disperser.
4. Il contient au moins 12 % de sesquioxydes libres par rapport aux argiles 1/1.
5. Il ne contient pas plus de 1 % de micas, feldspaths, ou minéraux ferromagnésiens dans les fractions sableuses et limoneuses. La fraction argileuse ne doit pas présenter de traces de montmorillonite, d'illite, d'allopmane ou de vermiculite.
6. La capacité d'échange est inférieure à 20 mEq pour 100 grammes d'argile (mesure faite à l'acétate d'ammonium).

Le plinthite est un mélange riche en sesquioxydes, pauvre en humus et fortement altéré d'argile, de quartz et d'autres composants, habituellement en forme de taches rouges, formant généralement un réseau feuilleté, polygonal ou réticulé. La plinthite se transforme, à la suite de successions répétées de conditions humides et sèches. Ce peut être aussi les restes indurés de taches rouges friables. Les limites inférieures de cette formation sont souvent diffuses et graduelles ; mais elles peuvent être abruptes au contact d'une discontinuité lithologique. Elle donne naissance soit à des concrétions isolées, soit à des carapaces ou cuirasses plus ou moins poreuses et scoriacées, par durcissement différen-

tiel des zones les plus riches en Fe_2O_3 , souvent dans des horizons qui sont gorgés d'eau en certaines saisons.

Les oxisols peuvent présenter un horizon argilique sous l'horizon oxique à condition que celui-ci soit assez épais (1 mètre au moins). En général, il n'y a cependant pas de lessivage d'argile, à la différence des ultisols.

Clé des sous-ordres des oxisols

Aquox. Oxisols présentant une ou plusieurs des caractéristiques d'hydromorphie actuelle ou antérieure : a) plinthite non indurée dans les 30 cm supérieurs ; b) épipedon histique ; c) des « chroma » de 2 au moins dans la partie supérieure de l'horizon oxique si la couleur est homogène, ou de 3 au moins s'il y a des taches distinctes ou marquées. Ce sont généralement des sols riches en Al_2O_3 et pauvres en F_2O_3 .

Acrox. Autres oxisols qui ont dans les 125 cm supérieurs un horizon oxique présentant un pH Kcl plus élevé que le pH eau. Ces sols sont des sols à altération maximale, pauvres en silice ; le rapport $\text{Si O}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est très bas.

Udox. Autres oxisols qui sont humides en permanence et oxisols dont, en certain niveau, le dessèchement ne dépasse pas trente jours. Ils ont une saturation en base inférieure à 25 % entre 50 et 125 cm. Ce sont les sols ferrallitiques les plus humides sous forêt ombrophile. En altitude, ils s'enrichissent en matière organique ; ils sont de couleur foncée (brun ou noir). Ce sont les umbrudox.

Ustox. Autres oxisols qui ont, par période, certains horizons secs et qui, entre 50 et 125 cm, ont une saturation en base inférieure à 50 % dans l'horizon oxique. Ils supportent une végétation de forêt tropophile ou de savane secondarisée.

Idox. Autres oxisols qui sont habituellement secs ou qui, entre 50 et 125 cm, présentent une saturation en base supérieure à 50 % dans l'horizon oxique. Ces sols se seraient formés sous climat plus humide, mais auraient évolué en climat sec.

En fait, cette classification demande à être confrontée avec la réalité, car il est souvent difficile de différencier, à l'intérieur des sols d'altération latéritique, les oxisols des ultisols et même, parfois, des alfisols. De plus, la formation de la plinthite n'est pas spécifique des oxisols et la définition demanderait à être élargie.

C'est ainsi qu'il est possible de trouver des latérites dans deux autres ordres : les alfisols et les ultisols.

Alfisols. Ce sont des sols généralement humides à horizon argilique. Il n'y a pas d'horizon mollique, ni oxique, ni spodique. La saturation en bases de l'horizon B est supérieure à 35 %. Cet ordre comprend aussi des sols à saturation inférieure à 35 %, à condition qu'il y ait des traînées verticales blanchâtres descendant de A_2 dans B.

Un horizon de latérite s'observe dans le sous-ordre des ustalfs qui sont des sols généralement humides, mais cependant secs pendant trois mois ou plus et dont les horizons A sont massifs et friables à l'état humide, durcis à l'état

sec. C'est le cas particulier du groupe des ultustals qui possède les caractéristiques suivantes : a) capacité d'échange T de la fraction argileuse inférieure à 40 mÉq/100 g ; b) plinthite généralement présente ; c) kaolinite dominante ; d) S/T assez élevé. Ils peuvent être assimilés aux sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions ou à cuirasse.

Ultisols. Ce sont des sols à horizon argilique, très fortement désaturés en bases (S/T inférieur à 35 %) ; en outre ils présentent fréquemment de la linthite. Ils n'ont pas d'horizon oxyque et ont de très faibles teneurs en minéraux altérables.

Les sols suivants peuvent être assimilés aux latérites :

Les plintaquults. Sols à plinthite (non durcie) à une profondeur inférieure à 1,25 mètre. Ils sont de couleur grise, à petites taches rouges, passant en profondeur à une argile tachetée. Le durcissement se produit si cet horizon est exposé à l'air. Ils peuvent être assimilés aux sols ferrugineux tropicaux et aux sols ferrallitiques hydromorphes ou aux ferrisols hydromorphes.

Les plintochrults. Plinthite à moins de 1,25 mètre de profondeur ; sols plus colorés en surface que les plintaquults. La plinthite présente la forme d'une argile tachetée. Ce groupe paraît correspondre aux sols faiblement ferrallitiques à hydromorphie de profondeur.

Les rhodochrults. Couleur générale brun-rouge ; teneur en Fe_2O_3 de l'ordre de 12 à 30 % de la teneur en argile (comme pour l'horizon oxyque). Ils sont très proches des oxisols. Ils caractérisent les roches basiques, malgré leur acidification superficielle. Ils peuvent correspondre aux sols rouges tropicaux acides (fersiallitiques) ou aux ferrisols acides.

Les tyPOCHRULTS (*red and yellow podzolic soils* des États-Unis d'Amérique). Faible valeur de T des argiles (inférieure à 40 mÉq/100 g) ; roche mère non basique ; faible proportion d'argile 2/1 ; très faibles teneurs en limon ; présence de taches rouges riches en fer, rappelant la plinthite, donnant des concrétions durcies par exposition à l'air. Ils peuvent être comparés aux sols ferrugineux tropicaux ou faiblement ferrallitiques lessivés et désaturés, ou aux ferrisols et sols fersiallitiques désaturés.

Enfin le sous-ordre des umbrults semble correspondre aux sols ferrallitiques humifères, en particulier à certains sols bruns ferrallitiques.

SYSTÈME BELGE (Sys, 1962)

Il s'agit ici aussi d'un système morphologique. Les critères utilisés pour les différenciations des différentes catégories sont les suivantes :

Ordre. Différences majeures dans le type d'altération, dans le type et le développement des horizons du profil.

Sous-ordres. Différences majeures dans le degré de gleyification, d'humidité et dans la température du sol.

Grand groupe. Type et séquence d'horizon diagnostique et succession des horizons dans le profil.

Petit groupe. Différences mineures dans le degré de développement des horizons diagnostiques et caractéristiques de transition entre les grandes unités. La classification des sols latéritiques s'appuie essentiellement sur la définition de l'horizon diagnostique (horizon B ferrallitique). C'est un horizon de sol tro-

pical, situé entre un horizon A et la roche amollie, et présentant les caractéristiques suivantes :

1. Réserve en minéraux altérables généralement basse ou inexistante.
2. Fraction granulométrique inférieure à 2μ composée principalement de kaolinite et/ou d'oxydes — gibbsite souvent mais pas toujours présente. Quelquefois présence de quantités importantes de gels aluminosilicatés.
3. Rapport $\text{Si O}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ quelquefois proche de 2, mais le plus souvent inférieur à cette valeur.
4. Intensité maximale des couleurs dans les rouges et les jaunes résultant d'une accumulation d'oxydes de fer.
5. Teneur maximale en argile due à un maximum d'altération et non à une accumulation. L'épaisseur de cet horizon peut atteindre 5 à 10 mètres.

L'ensemble des sols latéritiques est groupé surtout dans l'ordre des kaolisols et quelques-uns dans l'ordre des kaolisols lessivés.

L'ordre des kaolisols est subdivisé en cinq sous-ordres sur la base des différents pédo-climats : a) les hygro-kaolisols (*udox?*) qui sont les kaolisols des forêts tropicales de basse altitude ; b) les hygro-xerokaolisols (*ustox?*) : kaolisols de savanes avec basse saturation en bases ; c) les xero-kaolisols (*idox, xerox?*) : kaolisols des savanes sèches avec une haute saturation en bases ; d) les kaolisols humiques (*humox?*) : kaolisols des zones montagnardes ; e) les hygro-kaolisols (*aquox?*) : kaolisols hydromorphes.

La subdivision en grands groupes est basée sur les caractéristiques suivantes, en relation avec le degré d'altération : le rapport limon/argile et la structure. Ce sont les ferrisols qui présentent un rapport limon/argile élevé et/ou la présence de revêtements sur les agrégats structuraux bien développés dans tout le profil (B structural).

Les ferralsols présentent un rapport limon/argile bas et ne présentent pas de structure bien développée. La présence des caractéristiques précédentes entre 20 et 70 cm n'est pas exclusive du groupe ferralsols.

Les différenciations au niveau des petits groupes portent essentiellement sur les concepts centraux ou orthotypes et les cas intermédiaires ou intergrades.

SYSTÈME SPI (D'Hoore, 1963)

En fait il ne s'agit pas d'un système de classification mais de la définition d'unités cartographiques.

Trois catégories regroupent les principaux sols à latérite et/ou latéritiques : les sols ferrugineux tropicaux ou sols fersiallitiques ; les ferrisols ; les sols fersiallitiques *sensu stricto*. Il n'est pas fait de distinction dans les types de cuirasses qui sont indiqués, lorsqu'elles affleurent, comme les lithosols.

Sols ferrugineux tropicaux (sols fersiallitiques)

Définition. Groupe de sols à profil A B C dont certains ont un horizon A2 et un horizon B textural et présentant alors une structure à tendance nuciforme ou faiblement prismatique. On observe fréquemment une large individualisation des oxydes de fer libre, ce qui facilite leur lixiviation hors des profils ou leur précipitation dans le profil sous forme de taches ou de concrétions. Leur réserve en minéraux altérables est souvent appréciable. Le rapport limon/

argile (20/2 microns), déterminé par dispersions, sédimentations et séparations de la suspension surnageante répétées, est généralement supérieur à 0,15. Leur argile est en majeure partie kaolinitique mais contient souvent de petites quantités d'argiles à réseau 2/1. La gibbsite est généralement absente. Le rapport $\text{Si O}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, proche de 2, dépasse généralement cette valeur, tandis que le rapport $\text{Si O}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ est toujours inférieur à 2. La capacité d'échange cationique du complexe minéral est faible mais supérieure à celle des ferrisols et des sols ferrallitiques aux teneurs en argile (granulométrique) comparables. Le taux de saturation cationique de l'horizon B est généralement supérieur à 40 % (acétate d'ammonium N, pH 7).

- Ja 1. Sur matériaux originels sableux.
- Jb 2. Sur roches riches en minéraux ferromagnésiens.
- Jc 3. Sur roches cristallines acides.
- Jd 4. Non différenciés.

Ferrisols

Définition. Les ferrisols présentent un profil très voisin de celui des sols ferrallitiques *sensu stricto*, souvent avec B structural (parfois absent dans les matériaux grossiers), avec des agrégats à surfaces brillantes. Celles-ci ne sont pas nécessairement des revêtements argileux : on ne les observe d'ailleurs pas toujours sur des profils à l'état sec. Ces revêtements pourraient être liés à la présence de gels mixtes aluminosiliceux. La réserve en minéraux altérables est généralement faible, mais peut dépasser 10 % dans la fraction comprise entre 50 et 250 microns. Le rapport limon/argile (20/2 microns¹) est généralement supérieur à 0,20 sur alluvions et roches sédimentaires, supérieur à 0,15 sur roches ignées et métamorphiques.

La fraction argileuse est constituée dans sa presque totalité de kaolinite, d'oxydes de fer libres et de gels amorphes, parfois avec de petites quantités d'argiles à réseau 2/1 et de gibbsite. Le rapport $\text{Si O}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est voisin ou inférieur à 2. La capacité d'échange cationique de la fraction argileuse (granulométrique) de l'horizon B, généralement supérieure à 15 mEq/100 g, est intermédiaire entre celle des sols ferrugineux tropicaux et celle des sols ferrallitiques *sensu stricto*. Le taux de saturation dans les horizons B et C est inférieur à 50 % (acétate d'ammonium N, pH 7).

Les ferrisols sont à considérer comme proches des sols ferrallitiques *sensu stricto*. Dans cette liste d'éléments d'unités cartographiques, ils ont été mis à part, d'abord parce qu'ils représentent un stade de l'évolution vers les sols ferrallitiques *sensu stricto*, mais aussi à cause de leurs meilleures qualités agronomiques et de leur large distribution.

- Kc 1. Non différenciés.
- Kb 2. Sur roches riches en minéraux ferromagnésiens.
- Ka 3. Humifères.

Ce sont des ferrisols dont les horizons de surface se distinguent par des teneurs en matières organiques plus élevées. A l'état naturel, l'horizon A1 a plus de 25 cm d'épaisseur avec une teneur moyenne en C organique d'au moins 2 %. Le taux de saturation en Ca est inférieur à 40 %. La structure est finement

1. Voir ci-dessus « Sols ferrugineux tropicaux ».

grumeleuse en surface, rarement massive. Couleur foncée en surface avec une intensité Munsell voisine de 3. Ces sols se trouvent souvent en altitude.

Sols ferrallitiques « sensu stricto »

Définition. Sols souvent profonds dont les horizons sont peu différenciés avec des transitions diffuses ou graduelles, parfois avec un A2 ou un B textural. Cet horizon B peut être légèrement structuré dans les profils plus argileux, mais les agrégats ne présentent pas les surfaces brillantes bien développées décrites pour les ferrisols : les éléments structuraux sont souvent très finement polyédriques subangulaires, plus ou moins cohérents, et forment une masse poreuse très friable.

La réserve en minéraux altérables est faible ou inexistante, le rapport limon/argile de 20/2 microns¹) dans les horizons B et C est, en général, inférieur à 0,25 et les minéraux argileux, en très grande majorité, du type à réseau 1/1, sont le plus souvent associés à des quantités importantes d'oxydes de fer. Quoiqu'ils contiennent généralement des oxydes hydratés d'aluminium, la présence de gibbsite, qui est une de leurs formes cristallines, est fréquente mais non essentielle. Le rapport Si O₂/Al₂O₃ est parfois voisin de 2 mais généralement inférieur. La capacité d'échange cationique de la fraction argileuse (granulométrique) est généralement inférieure à 20 mEq/100 g, et le taux de saturation dans les horizons A et B est généralement inférieur à 40 % (acétate d'ammonium N, pH 7).

Couleur dominante : jaune-beige (7,5 YR ou plus jaune).

La 1. Sur sédiments meubles sableux.

Lb 2. Sur sédiments plus ou moins argileux.

Lc 3. Non différenciés.

Couleur dominante : rouge (5 YR ou plus rouge).

Ll 1. Sur sédiments meubles.

Lm 2. Sur roches riches en minéraux ferromagnésiens.

Ln 3. Non différenciés.

Sols ferrallitiques humifères.

Sols ferrallitiques qui, dans leur état naturel, ont des horizons A riches en matières organiques, semblables à ceux décrits pour les ferrisols humifères.

Ls 1. Non différenciés.

Sols ferrallitiques « à horizon sombre »

Définition. Sols ferrallitiques qui, en dessous de l'horizon B (qui peut être textural ou de consistance), présentent un horizon de couleur plus foncée que les horizons sus et sous-jacents. Cette couleur est souvent celle des horizons humifères de surface. Cet « horizon sombre » peut avoir une structure polyédrique moyenne à grossière bien développée, à revêtements épais souvent noirs et luisants, mais il peut aussi être sans structure et farineux. Son apparition dans le profil va souvent de pair avec une augmentation de la valeur du rapport

1. Voir ci-dessus « Sols ferrugineux tropicaux ».

C/N d'au moins une unité et y atteint généralement la valeur de 15. La teneur moyenne en carbone organique de cet horizon est de l'ordre de 0,7 %.

Lt 1. Non différenciés.

Sols ferrallitiques jaunes et rouges sur matériaux originels divers

Lx 1. Non différenciés.

SYSTÈME FAO

En fait, il s'agit du système USDA 1938, élargi et amendé en 1949. Ce système est utilisé, d'une part, dans le Sud-Est asiatique et, d'autre part, en Amérique du Sud.

Sud-Est asiatique

Dudal et Moormann (1962) décrivent les sols suivants qui peuvent couvrir les latérites *sensu lato*, cette liste n'étant pas exhaustive. La différenciation se fait au niveau du groupe.

« *Red yellow podzolic soils* ». Ils sont similaires aux sols définis dans le sud-est des États-Unis. Cette nomenclature a été utilisée en Indonésie (Dudal et Soepraptohardjo, 1957), au Viêt-nam (Moormann, 1961) et à Ceylan (Moormann et Panadokke, 1962). Une part importante de ces sols est appelée latosols jaunes en Malaisie (Owen, 1951).

Dans le Sud-Est asiatique, ces sols ont été rattachés aux sols latéritiques, généralement avec un adjectif de couleur (rouge, jaune, brun-jaunâtre) [Mohr et van Baren (1954); Fridland (1961b); Joachim (1935)]. Le terme « latérite » n'indique pas la présence de matériaux indurés, mais fait référence à des rapports $\text{Si O}_2/\text{F}_2\text{O}_3$ et $\text{Si O}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ très bas, ou simplement à cause de la couleur rouge. Il faut cependant noter que tous les sols anciennement appelés latéritiques ne doivent pas être rattachés aux *red yellow podzolic soils*.

Dans le cadre de la 7^e approximation, ces sols sont à classer parmi les ultisols, sous-ordre des ochrults. Cependant, certains d'entre eux peuvent tomber dans les alfisols, grand groupe des ultustalfs.

Sols podzoliques gris (« *gray podzolic soils* »). Ce nom a été introduit lors de l'étude des sols du bas Mékong (Dudal, 1960; Moormann, 1961). En Indochine, ils sont dénommés « terres grises ». En Thaïlande, les séries *korat* (Pendleton, 1953) sont comparables. Ces sols peuvent être rattachés aux *ground-water laterites*. Ils sont comparables à certains sols podzoliques latéritiques d'Australie (Stephen, 1962). Il est difficile de leur trouver une place satisfaisante dans la 7^e approximation.

Latosols rouge foncé et brun-rouge (« *dark red and reddish-brown latosols* »). A l'origine, ces sols étaient classés comme sols latéritiques. Le terme « latosol » est largement utilisé par Dudal et Moormann pour désigner les sols anciennement connus sous les noms de *red earth* (Mohr, 1948), *rotlehm* (Vageler, 1938), sols latéritiques (Dames, 1955), terres rouges (Henry, 1931). L'adjectif de couleur

permet de séparer les sols de composition et de fertilité différentes. Ces sols tombent tous parmi les oxysols de la 7^e approximation.

Latosols jaune-rouge (« *red-yellow latosols* »). Ce sont les équivalents plus clairs des latosols précédents. Ils semblent correspondre assez typiquement aux udox. Mais ces différenciations portant sur la couleur n'ont pas leur équivalent dans la 7^e approximation.

Sols gleyeux faiblement humifères et sols hydromorphes gris (« *low humic gley soils* » et « *gray hydromorphic soils* »). Ce sont des sols hydromorphes à B textural et sans horizon humifère bien développé. Ils présentent souvent à la partie inférieure de l'horizon B, ou dans les horizons sous-jacents, des formations de latérites indurées soit sous forme d'agrégats irréguliers, soit sous forme d'un horizon continu (*ground-water laterites*); généralement entre 100 et 200 cm de profondeur. Ils peuvent, pour la plupart, être assimilés au groupe des ochraquults (7^e approximation USDA), parfois au sous-ordre des aquults. Ce sont les équivalents de certains sols hydromorphes à cuirasse de nappe ou de sols ferrugineux tropicaux lessivés à pseudo-gley de profondeur de la classification française.

Amérique du Sud

En Amérique du Sud, et plus particulièrement au Brésil, on doit à Camargo et Bennema (1962) une première tentative de classification des latérites qu'ils groupent dans la classe des sols à horizon B latosolique, lequel horizon est approximativement équivalent à l'horizon oxique de la 7^e approximation.

Ces sols sont subdivisés en trois catégories d'après les valeurs du rapport Si O₂/Al₂O₃ de la fraction argileuse granulométrique :

1. Latosols avec un rapport Si O₂/Al₂O₃ inférieur à 1,0 qui se subdivisent d'après les caractéristiques en relation avec : 1.1 : la composition minérale du sol total; 1.2 : la couleur de l'horizon B latosolique; 1.3 : le type d'horizon A₁.
2. Latosols dont le rapport Si O₂/Al₂O₃ se situe entre 1,0 et 1,6 qui comprennent, en s'appuyant sur les mêmes caractéristiques que ci-dessus :
 - a) *Latosol roxo* (rouge foncé à brun-rouge sombre) : Al₂O₃/Fe₂O₃ < 1,7 (pour les sols argileux); Mu O₂ > 0,10 %; Ti O₂ = 4 — 8 %. La couleur de l'horizon oxique varie de 10 R 3/4 à 2,5 YR 3/4; chroma jamais plus élevé que 4.
 - b) *Latosol rouge noirâtre* : Al₂O₃/Fe₂O₃ : 2,0 — 4,6 pour les sols argileux; 2,0 (?), 2,6 pour les textures moyennes; Mu O₂ < 0,02 (?). Couleurs les plus communes pour l'horizon oxique : 10 R 3/6 à 2,5 YR 3/6; valeurs inférieures à 3,5; chromas de 5 à 7.
 - c) *Latosol rouge et jaune* : Al₂O₃/Fe₂O₃, 4,6 — 8,0 pour les sols argileux; 2,9 — 5,5 pour les textures moyennes. Couleur de l'horizon oxique gamme 2,5 YR, 5 YR, 7,5 YR; valeurs supérieures à 3,5; chromas de 6 à 8.

Les distinctions à l'intérieur de ces trois catégories se font sur les bases suivantes : développement de l'horizon A qui peut être « prominent », intermédiaire ou faible; saturation en bases fortes ou faibles.
3. Latosols à rapport Si O₂/Al₂O₃ plus grand que 1,6 (la limite extrême est d'environ 2,0).

- a) Latosol à rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ avoisinant 2,0 pour les sols argileux ; avoisinant 3,0 pour les textures moyennes.
- b) Latosol à rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ avoisinant 4,0 pour les sols argileux.
- c) Latosol à rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ supérieur à 4,6.

Les latosols concrétionnés sont considérés comme intergrades vers les lithosols concrétionnés, les sols à B textural, les *ground-water laterites* et d'autres sols si nécessaire.

En résumé, il apparaît que les corrélations sont dans l'ensemble assez bonnes aux niveaux des groupes et que le terme « latérite » est de plus en plus utilisé comme adjectif pour signaler des formations indurées riches en sesquioxydes ou, plus souvent encore, remplacé par un autre terme qui ne fait pas confusion. Cependant, beaucoup de travail reste à faire, en particulier en ce qui concerne les sols latéritiques jaunes ou rouges sans horizons bien différenciés. Les travaux abordés et développés par Van Wambecke (1962) sur la structure de ces sols paraissent ouvrir une voie intéressante. Il s'agit de définir des critères simples, facilement observables sur le terrain, critères correspondant à des propriétés et pédogénèses bien définies, qui permettent une discrimination objective des latérites.

Utilisation des latérites

Le problème de l'utilisation des latérites a été souvent traité sous son aspect agronomique. Cependant, à l'origine, le développement des études chimiques et minéralogiques a été associé à des recherches minières (fer et aluminium). Ces spéculations ont pris une grande importance au cours des dernières décennies pour la recherche de gisements de bauxite, de fer, de manganèse. Le côté génie civil a aussi fait l'objet de nombreuses études en liaison avec la construction de routes et l'aménagement de réservoirs. Enfin, l'importance des latérites dans les études hydrologiques sous climats tropicaux est soulignée chaque jour davantage.

En résumé, les latérites contribuent à l'économie générale des régions chaudes et humides du globe. Sous quelque aspect que l'on se place, on se heurte, à un moment ou à un autre, aux latérites. C'est donc un problème extrêmement vaste qui ne peut être développé en quelques lignes. Aussi n'en soulignera-t-on ici que les principaux aspects.

DE LA FERTILITÉ DES LATÉRITES ¹

Le problème de la fertilité des latérites n'est pas strictement lié aux seules caractéristiques intrinsèques du sol. Tous les facteurs de l'environnement géographique jouent. Il faut distinguer, en premier lieu, le rôle du climat, celui de la végétation, enfin les données propres aux profils.

CLIMAT

Les latérites au sens large se développent sous climats tropicaux et équatoriaux subhumides et humides. Ces conditions influent plus ou moins sur la fertilité des sols.

Facteurs favorables. L'humidité généralement supérieure à 1 000 mm/an et la température élevée sont des facteurs éminemment favorables au développement de la végétation. Lorsque l'humidité est bien répartie au cours de l'année, il en résulte une bonne alimentation en eau des plantes, qui tendent à développer,

1. Données générales fournies par B. Dabin.

parfois exagérément, leur système végétatif. Les milieux tropicaux favorisent aussi au maximum la synthèse des hydrocarbures. Ces facteurs accélèrent la décomposition de la matière organique, dont le cycle est raccourci à quelques années. Laudelout et Meyer (1950) estiment que, sous forêt congolaise, l'apport de matière sèche est de l'ordre de 15 à 20 tonnes qui sont immédiatement minéralisées, libérant les cations prélevés dans les parties profondes du profil que l'on estime à 80 à 105 kg de Ca, 50 à 55 kg de Mg, 50 à 90 kg de potasse par hectare et par an, dans la République démocratique du Congo.

Même à pH acide, l'azote évolue rapidement, d'où une fertilité spontanée élevée, en relation également avec une vie microbienne intense (Dommergue, 1963).

Facteurs défavorables. Une pluviométrie trop bien répartie correspond fréquemment à un manque d'ensoleillement qui limite certaines productions (par exemple le palmier à huile). La pluviométrie élevée favorise le lessivage vertical et latéral des cations et des éléments colloïdaux dans les horizons supérieurs qui sont souvent très appauvris. Une trop grande concentration des pluies accuse les processus d'érosion par l'eau (Fournier, 1956). Les colloïdes organiques et minéraux facilement dispersés sont entraînés jusqu'à la mer où ils flocculent au contact de l'eau salée pour former de vastes marécages (*mangrove*). Cet excès d'humidité favorise des engorgements internes avec apparition de mécanismes d'anaérobiose dans les régions planes ou de faible altitude. La minéralisation rapide de la matière organique accuse les pertes en azote dont les réserves disparaissent rapidement.

Ces conditions d'humidité sont la cause de nombreuses maladies cryptogamiques et, en particulier, de la « fonte » des semis.

Si la pluviométrie est mal répartie (climat tropical), l'apparition de saisons sèches, plus ou moins brutales et intenses, limite toute production en période d'aridité. Les températures élevées et les vents desséchants accusent pendant de longs mois le déficit hydrique, d'où la nécessité fréquente d'irrigation même dans des régions où les précipitations moyennes annuelles sont élevées.

VÉGÉTATION

Il s'agit le plus souvent, à l'origine, d'une végétation forestière qui se dégrade rapidement en peuplements de savanes, ou/et en peuplements herbacés.

Facteurs favorables. Les apports organiques sont très importants en surface avec des conséquences importantes sur la nutrition. Lorsque les peuplements sont peu dégradés ils offrent une protection très marquée vis-à-vis de la température et de l'érosion. Une végétation suffisamment dense réduit considérablement la radiation totale atteignant le sol, qu'Aubreville (1947) estime de 68 à 75 % en République centrafricaine et de 81 à 85 % au Cameroun. En Afrique orientale, Vageler (1933) mesure des températures du sol nu variant de 50 à 54 °C, celle du sol voisin sous végétation de 34 °C et sous forêt de 25 °C seulement. Beirnaert (1941), constate, dans la République démocratique du Congo, des différences de 17 °C entre le sol nu et le sol sous forêt.

Ce rôle tampon de la végétation joue également sur l'amplitude thermique qui s'abaisse considérablement (Aubert, 1959). Il en est de même pour le profil hydrique du sol. La forêt dense de la zone tropicale humide conserve l'horizon

superficiel du sol et la couche de l'atmosphère qui est en contact reste humide toute l'année, même pendant la période sèche (Jaeger, 1956).

Toutes ces conditions provoquent un niveau de fertilité souvent élevé immédiatement après défrichage.

Facteurs défavorables. Dans les latérites, la matière organique est limitée à une couche très peu épaisse qui se dégrade rapidement par la culture. Cette matière organique est la source de nombreux parasites animaux et végétaux. D'un autre point de vue, une végétation trop dense élève le prix du défrichage indispensable avant culture. Il faut aussi pouvoir recouvrir rapidement le sol après défrichage pour éviter un trop grand dessèchement, une trop forte minéralisation et le développement du processus d'érosion. Enfin, cette matière organique est souvent détruite par le feu.

DONNÉES PROPRES AUX PROFILS

On distinguera successivement, de haut en bas, les principaux horizons.

Horizon supérieur

Facteurs favorables. Ce sont le plus souvent des horizons de texture meuble, légère. La structure fine favorise le drainage quand le sol n'est pas dégradé.

Facteurs défavorables. Ces horizons sont pauvres en matière organique et par suite en azote. Ils sont souvent lessivés en bases et en colloïdes. Le phosphore y est fréquemment bloqué, soit par la matière organique, soit par les sesquioxydes.

Horizon B

Facteurs favorables. Ce sont des horizons généralement très épais et riches en colloïdes. Ils présentent le plus souvent une bonne rétention pour l'eau. La structure, assez finement polyédrique, peu compacte, permet une bonne pénétration des racines.

Facteurs défavorables. Ces horizons sont très altérés. Leurs réserves en bases sont faibles, celles-ci étant généralement lessivées. L'acidité pH est très basse, souvent inférieure à 5,5. Ils sont pratiquement dépourvus de matière organique et, comme corollaire, d'azote. Leur capacité d'échange est très faible.

Ce sont des horizons riches en sesquioxydes (fer et/ou alumine) contenant parfois des concrétions, parfois des cuirasses, parfois des *stone lines* qui limitent la pénétration des racines et créent une discontinuité qui influence toute la genèse du profil et plus particulièrement son régime hydrique.

Dans certains cas, on observe à la base de cet horizon un pseudo-gley qui matérialise des conditions réductrices. C'est donc un horizon pratiquement stérile, surtout lorsque l'érosion l'amène en surface. Il offre alors la possibilité de se durcir et limite toute production végétale. Enfin, la richesse en sesquioxydes provoque parfois l'apparition des phénomènes de toxicité alumineuse (Castagnol et Shan-Gia-Tu, 1940) ou manganifère (Martin, 1961).

Horizon C (zone de départ)

Facteurs favorables. En sol bien drainé, lorsque la zone de départ est proche de la surface du sol, la libération intense des cations par hydromyse favorise l'alimentation minérale des plantes.

Facteurs défavorables. Lorsque la zone de départ est proche de la surface en milieu mal drainé, ou lorsque cet horizon est trop profond et hors d'atteinte des racines, le milieu est extrêmement défavorable pour tout développement végétatif.

Une autre approche du problème de la fertilité des latérites consiste à passer en revue les différents facteurs intrinsèques de ces dernières.

FACTEURS PHYSIQUES

La stabilité structurale des sols latéritiques est généralement assez bonne. On peut citer à ce sujet les remarquables résultats obtenus sur ce problème par Combeau et Quantin (1963) en République centrafricaine et Martin (1963) au Congo (Brazzaville). Comme conséquence directe, on peut indiquer que, sous climat équatorial, une année de culture nécessite deux années de jachère naturelle pour ramener le sol au niveau de stabilité structurale d'avant culture. C'est dire l'importance de la connaissance de cet indice pour toute mise en valeur.

La perméabilité est moyenne à élevée dans les horizons de surface. Elle est parfois plus faible en profondeur.

La rétention en eau est variable et surtout liée aux teneurs en humus.

L'eau utilisable diminue en profondeur, même en sols argileux.

FACTEURS CHIMIQUES

Complexe absorbant. Les teneurs en bases échangeables sont variables. Généralement, elles sont très faibles dans les horizons B. L'éventail des teneurs est beaucoup plus large dans l'horizon humifère et fonction du taux de matière organique. Les augmentations de surface sont liées à des remontées biologiques dues à la forêt. Elles ne jouent pas seulement sur les cations (et principalement sur le calcium), mais aussi sur les oligo-éléments.

Dans un sol ferrallitique de Côte-d'Ivoire dont le système racinaire est très développé en surface jusqu'à 1,50 mètre, Aubert (1959) trouve les valeurs suivantes (en ppm %) :

| | Zn | Co | Fe | Cu | Mn |
|----------------------|----|------|-----|-----|-----|
| En surface | 3 | 0,3 | 1,3 | 1,4 | 24 |
| A 1 mètre | 3 | 0,04 | 3,5 | 0,6 | 1 |
| De 1,2 à 1,5 mètre | 4 | 0,06 | 7 | 1,4 | 4,2 |
| De 2,0 à 2,25 mètres | 6 | 0,08 | 9,5 | 1,2 | 2,3 |

Dans certains cas, cependant, cet enrichissement peut être contrebalancé, soit par l'action d'un climat particulièrement humide [formation d'oxisols très acides dès la surface au Ghana (Brammer, 1956) et des sols ferrallitiques lessivés en Côte-d'Ivoire (Dabin, 1964)], soit par celle de la pente (Dabin, 1964).

Saturation du complexe absorbant. La saturation est très faible en profondeur dans l'horizon B. De nombreux auteurs font mention de valeurs inférieures à 15-20 %. Par contre, en surface, le degré de saturation est très variable et principalement fonction du climat. Pour des pluviométries supérieures à 1 500 mm, bien réparties, les valeurs mesurées sont les plus faibles. Elles augmentent très sensiblement, parfois même fortement, pour des pluviométries plus faibles de type tropical. Par exemple, au bas Dahomey, pour des précipitations de 1 000 à 1 100 mm, le degré de saturation dépasse parfois 90 % dans les horizons de surface (Fauek, 1961). Naturellement, sous un même climat, on constate des variations sensibles suivant la nature des roches mères et l'âge des sols, les sols jeunes sur matériaux riches en alcalino-terreux étant plus saturés que les sols matures et que les sols sur matériaux acides. C'est d'ailleurs une des principales différences physico-chimiques entre les sols rouge foncé et les sols jaunes.

Dans certains cas, une meilleure saturation correspond à une augmentation des teneurs en matière organique, ce qui accuse encore la capacité de saturation de ces sols.

Toujours dans les horizons de surface, il existe une assez bonne relation entre la richesse en matière organique et les teneurs en colloïdes minéraux. Le rapport organique/colloïdes minéraux est d'autant plus élevé que le taux de saturation du sol est élevé.

Réserves minérales. Les réserves minérales sont le plus souvent extrêmement basses, ou trop profondes pour être atteintes par les racines. Il en résulte que l'exploitation normale des sols fait apparaître des carences en éléments majeurs. Cependant, si pour une cause ou une autre la roche mère est proche de la surface du sol, l'intensité des processus d'hydrolyse peut combattre efficacement le lessivage des éléments fertilisants. La qualité du matériau originel est alors essentielle.

Nature des colloïdes minéraux. Ce sont essentiellement des argiles kaoliniques, des oxydes de fer et d'aluminium. Si ces constituants influent favorablement sur la structure physique et la perméabilité des sols, par contre leur faible capacité d'échange, leur faible possibilité de rétention en eau, les tendances au concrétionnement et au cuirassement sont autant de facteurs qui abaissent la fertilité des sols latéritiques.

PRINCIPALES CARENCES MINÉRALES DES SOLS LATÉRITIQUES

Lorsque les sols sont très lessivés, ce qui correspond le plus souvent à des pluviométries supérieures à 1 500-1 800 mm/an, on constate toujours de très fortes carences en Ca^{++} , Mg^{++} et K^+ . Dans le cas des sols latéritiques typiques, moins appauvris, la carence la plus commune et la plus marquée concerne le potassium. Sur roches acides, il s'agit d'une carence absolue, les teneurs en potassium étant extrêmement faibles. Sur roches basiques, il s'agit plutôt d'un déséquilibre par rapport au calcium et au magnésium.

Les carences en acide phosphorique sont surtout marquées sur les roches granitiques. Naturellement, ces carences sont fonction des besoins de la plante. Ainsi le bananier, le palmier à huile, les ananas ont de faibles besoins, au contraire le cacaoyer, le caféier, les plantes vivrières ont des besoins importants.

L'acide phosphorique se trouve dans les sols latéritiques sous des formes différentes de solubilité et d'assimilabilité : phosphore organique, phosphates de chaux, phosphates d'aluminium, phosphates de fer d'inclusion ou de rétrogradation. Ces différentes formes peuvent passer de l'une à l'autre suivant l'état de dégradation du sol, et suivant son *pH*. Le phosphore organique n'est pas directement assimilable, ainsi que le phosphate de fer d'inclusion. Par contre les teneurs en phosphates de chaux étant très faibles en milieu acide, il semble bien que le phosphate d'aluminium contribue pour une part importante à l'alimentation des plantes (Dabin, 1963). Il s'établit un véritable cycle du phosphore qui le fait passer par des formes plus ou moins assimilables suivant l'état du sol, ce qui rend son interprétation très délicate.

Les carences en azote sont aussi fréquentes par suite d'un très fort lessivage des nitrates et de la minéralisation rapide de l'azote organique. Ces carences sont d'autant plus marquées que le milieu est plus acide, aux teneurs en matière organique comparables.

D'une façon générale, en milieu naturel, les carences en certains macro-éléments, et surtout en micro-éléments, sont peu prononcées. Par contre ces dernières deviennent nettes lorsqu'on « force » la production par application d'engrais minéraux. Il s'agit plutôt de déséquilibre que de véritables carences. Ainsi, par exemple, un excès de potasse par rapport au magnésium fait apparaître, sur les bananiers, la maladie dite « du bleu ».

Concernant les oligo-éléments, les teneurs limites des carences peuvent être variables suivant les plantes considérées. En dehors des travaux australiens et américains, en particulier ceux de Sherman aux îles Hawaii, la littérature fournit peu de données. Cependant les conclusions suivantes semblent pouvoir être avancées.

Manganèse. Deux aspects sont à considérer, les carences et les toxicités. Les carences seraient surtout sensibles sur des sols très acides. Des chiffres inférieurs à 10 ppm peuvent être avancés. Les carences sont surtout sensibles sur les ananas et le coton. A l'opposé, les phénomènes de toxicité sont plus spectaculaires. Ils se produisent surtout sur des roches basiques. Les teneurs en matière organique sont généralement élevées et les valeurs du *pH* presque toujours supérieures à 6. La toxicité apparaît si un abaissement important du *pH* intervient à la suite d'excès culturaux. Un simple chaulage suffit à remédier à cet état (Martin, 1963). Aux îles Hawaii, Harmer et Sherman (1944) préconisent le *mulching* qui, en empêchant le dessèchement du sol, limite la libération d'oxyde divalent toxique.

Fer. Les teneurs les plus faibles (< 5ppm) sont observées dans les sols à *pH* relativement élevé (*pH* > à 6).

Cuivre. Les teneurs supérieures à 2 ppm peuvent être considérées comme relativement bonnes. Les carences apparaîtraient pour des valeurs obtenues surtout dans des sols hydromorphes.

Zinc. Les teneurs sont considérées comme correctes entre 3 et 15 ppm, faibles et susceptibles de provoquer des carences à moins de 3 ppm et surtout moins de 1 ppm. Pour la Côte-d'Ivoire, les valeurs trouvées sont groupées entre 1 et 2 ppm, ce qui amène à penser que la plupart des sols latéritiques sont carencés.

Molybdène. Les carences en molybdène croissent lorsque le *pH* s'abaisse ; l'assimilabilité étant plus facile à *pH* élevé. Or les teneurs trouvées sont souvent extrêmement faibles (0,01 à 0,06 ppm en Côte-d'Ivoire), ce qui, lié aux *pH* acides, traduit des carences nettes.

Vanadium. Cet oligo-élément peut, dans une certaine mesure, compenser le molybdène. Les valeurs obtenues sont fréquemment inférieures à 0,05 ppm.

Cobalt. Les teneurs en cobalt semblent en relations assez étroites avec l'état d'évolution de la matière organique. Les teneurs supérieures à 0,1 ppm peuvent être considérées comme satisfaisantes. Les teneurs inférieures ou égales à 0,02 ppm sont faibles. Elles sont, en général, plutôt rares.

En résumé, les accidents dus aux oligo-éléments sont surtout sensibles dans les deux cas extrêmes des sols latéritiques sur roches basiques et en condition de mauvais drainage.

Le problème de la fertilisation des latérites découle des faits précédemment exposés, à adapter à chaque condition locale : maintenir le taux de matière organique à son niveau d'équilibre par rapport au substrat minéral ; élévation du niveau d'équilibre par accroissement de la richesse en bases (Ca et Mg) et élévation du pH.

Les procédés pour amener à ces résultats sont multiples (fumier, engrais verts, engrais minéraux, etc.). Ils doivent se compléter par des méthodes de lutte anti-érosive (cultures en bandes, courbes de niveau, etc.). Mais, surtout, il ne faut pas oublier que les sols latéritiques sont des sols de milieu forestier et conviennent donc surtout aux cultures pérennes. L'introduction de cultures annuelles amène un déséquilibre qu'il est difficile de combattre économiquement et qui ne se justifie que pour des cultures industrielles à hauts revenus.

DE LA VALEUR MINIÈRE DES LATÉRITES

On doit à Bauer (1898) la reconnaissance des latérites comme minerai possible d'aluminium. Depuis cette date de nombreuses études ont été entreprises par les géologues tendant à assimiler les gisements de bauxites à des latérites. (A consulter : *Les bauxites, leur minéralogie et leur genèse*, Moscou, Izd. ANSSSR, 1958.)

Actuellement de nombreux gisements de latérites sont exploités en vue de la production de minerais :

Minerais de fer. Il s'agit de gisements importants mais de faible teneur et peu rentables. La rentabilité est essentiellement liée à la proximité de ports permettant l'évacuation des minerais.

On peut également rappeler l'utilisation des latérites comme source de fer par de nombreuses tribus africaines, spéculation en voie de disparition.

Minerai d'aluminium. L'utilisation de bauxites latéritiques est beaucoup plus généralisée et d'une importance mondiale. La majorité des pays des tropiques humides en possèdent des réserves importantes. Les plus belles bauxites se situent sur les modelés les plus anciens, généralement tertiaires. La valeur du minerai est fonction non seulement de la richesse en Al_2O_3 , mais aussi de la présence de silice combinée qui pose des problèmes de traitement particuliers qui ne sont pas toujours parfaitement résolus.

Minerais de manganèse. Là aussi de nombreux gisements tropicaux sont d'origine latéritique (en basse Côte-d'Ivoire, au Gabon, par exemple).

La valeur de ces gisements porte sur la facilité d'exploitation à « ciel ouvert » et sur les réserves, qui sont souvent considérables.

L'économie des systèmes repose essentiellement sur la rentabilité d'évacuation des produits enrichis ou non. D'une façon générale, l'origine latéritique de ces minerais implique l'adaptation des méthodes de prospection minière. Il s'agit de déterminer les sites les plus favorables aux accumulations minérales de surface qui, pour l'aluminium, sont principalement de type absolu, alors qu'il s'agit le plus souvent d'accumulations relatives pour le fer et surtout le manganèse qui se déposerait en faciès marécageux.

Il y a donc de fortes présomptions pour que les gisements s'étendent en surface et non en profondeur, en relation avec un matériau originel et une forme du modelé favorable.

DE L'UTILISATION DES LATÉRITES EN GÉNIE CIVIL

Il n'est pas nécessaire d'insister sur l'importance de ces matériaux dans les constructions diverses. A l'origine, les cuirasses ont été largement utilisées dans la construction de monuments et d'habitations. Certains mégalithes africains sont d'origine latéritique. Il semble que l'emploi des latérites indurées comme matériau de construction ait été, et soit encore, très généralisé en Inde et en Thaïlande. Le temple d'Angkor Vat est construit en latérites bien que l'art d'exploiter des carrières soit perdu au Cambodge.

Actuellement les études de génie civil portent sur les limites d'Altenberg de ces matériaux en vue de la construction de routes et de barrages en terre. La majorité des routes des tropiques sont en latérites concrétionnées, ce qui provoque l'apparition d'ondes régulières appelées « tôle ondulée », phénomènes liés à des processus vibratoires. Il semble que l'on ait mis au point des méthodes pratiques pour limiter cet inconvénient.

Un des avantages essentiels du matériau latéritique est sa faible possibilité de gonflement à l'eau, ce qui en fait un excellent produit de compactage, surtout quand il n'est pas trop sableux.

DE L'UTILISATION STRATIGRAPHIQUE DES LATÉRITES

De nombreuses formations ferrugineuses, rouges, interstratifiées dans les sédiments anciens, sont de plus en plus interprétées comme caractéristiques de climats tropicaux humides. Les caractères pétrographiques de ces formations permettent de reconstituer les paysages passés. C'est le cas plus particulier des grès rouges du permotrias des Vosges (Millot, Perriaux et Lucas, 1961), des séries rouges carbonifères, des niveaux du sidérolithique crétacé d'Europe.

De même, l'étude des néoformations argileuses dans les cuvettes proches d'anciens massifs latéritisés permet de mieux comprendre les interactions qui se réalisent entre ces différentes formations. Nous sommes dans le domaine de la biorhexistase (Erhart, 1956). La forêt tropicale joue un rôle de filtre. Les bases et la silice sont entraînées dans les dépressions où elles donnent naissance à des dépôts d'abord détritiques, puis de néogène. Les sesquioxides et la kaolinite s'accumulent en place. Au cours d'un nouveau cycle d'érosion, ces matériaux sont érodés et viennent à leur tour se déposer sur les sédiments

néoformés. Il se constitue ainsi des séquences sédimentaires qui permettent des interprétations meilleures des climats, interprétations qui sont de plus en plus pratiquées (Millot, Ellouard, Lucas et Slansky, 1960; Millot, Radier et Bonifas, 1957).

DES PROPRIÉTÉS HYDROLOGIQUES DES LATÉRITES

Les études dans ce domaine se développent peu à peu. A l'échelle de petits bassins versants les résultats obtenus montrent que les produits d'altération latéritiques constituent une excellente roche magasin. Même les cuirasses affleurantes possèdent une perméabilité « en grand » élevée, ceci étant lié au fait que les niveaux cuirassés sont souvent fortement diaclasés. En saison des pluies, les eaux de ruissellement s'engouffrent dans les fentes et imprègnent les formations meubles sous-jacentes où elles circulent latéralement. Il arrive parfois qu'il se forme de véritables cours d'eau souterrains, les matériaux étant partiellement entraînés. On observe ainsi des réseaux de grottes sous-jacentes aux niveaux indurés, grottes qui communiquent entre elles par des couloirs souterrains et des siphons, parfois sur plusieurs centaines de mètres. Quand le déblaiement de formations meubles est important, il peut se produire des effondrements circulaires ou linéaires, qui jalonnent la ligne d'écoulement des eaux. Ce sont les « Wendou d'Afrique de l'Ouest ». Les eaux de ruissellement convergent vers ces dépressions pour former de petits marais ou se perdent brusquement à la faveur d'une diaclase. Les eaux réapparaissent à l'air libre sous forme de résurgences dans le cours des rivières qui voient leur débit augmenter brutalement. Il est courant d'observer ainsi des bassins versants ne présentant pas de collatures actives, alors que des bassins voisins de même superficie montrent un lit à écoulement plus ou moins permanent (Maignien, 1958). Ces connaissances orientent l'utilisation des eaux en pays de latérites.

Annexe

A côté du rapport général du colloque sur les latérites qui s'est tenu à Tananarive (Madagascar) du 21 au 29 septembre 1964, un certain nombre de notes ont été présentées. On en trouvera ci-dessous un résumé succinct¹.

1. *Formation, classification et utilisation de certaines cuirasses de bas-de-pente*, par le Dr C. Sys, Université de Gand, Belgique.

Cette note a pour but d'expliquer la genèse des horizons cuirassés qui s'individualisent dans les sols en bordure des vallées.

Le sol est un ferralsol lessivé en argile qui subit, en profondeur, les fluctuations d'une nappe phréatique. Sous ces conditions on assiste à la décomplexation du fer entraîné par l'argile. Les oxydes de fer s'individualisent et se concentrent en un horizon illuvial. L'induration suit l'enlèvement des horizons illuviaux par érosion. Il apparaît ainsi que les cuirasses ferrugineuses et manganifères formées par lessivage vertical peuvent avoir une origine variée. Le matériel de réception peut être ferrallitique ou fersialitique. Dans le premier cas l'aluminium est un matériau résiduel, et le fer a une origine extérieure à la zone d'accumulation. Pour ces raisons, il semble que la classification des cuirasses devrait être basée davantage sur les caractéristiques morphologiques et minéralogiques.

2. *Laterite in Indian geology (A sketch on the concepts of origin)*, par M. K. ROY CHOWDHURY, V. VENKATESH, M. A. ANAN DALWAR et D. K. PAUL, Geological Survey of India.

Il s'agit d'une étude bibliographique des latérites de l'Inde, dans l'acception suivante : les roches principalement riches en alumine ou en silice combinée (kaolin) et associées soit à un profil latéritique soit à une altération latéritique sont respectivement appelées « bauxite » et « lithomarge ». De même, une roche très riche en manganèse ou en fer est désignée « manganèse latéritique » ou « minerai de fer » si elle se trouve dans une cuirasse latéritique.

3. *Laterite as a source of industrial minerals in India*, par M. K. ROY CHOWDHURY, V. VENKATESH, M. A. ANAN DALWAR et D. K. PAUL, Geological Survey of India.

Étude des gisements des principaux minerais d'origine latéritique en Inde : bauxite, manganèse, fer, nickel.

4. *The occurrence of laterite in Amazona*, par F. C. CAMARGO.

Ce rapport est divisé en deux parties : Types et âge des latérites des régions amazoniennes et Écosystème sol/végétation forestière en régions tropicales humides.

Dans le premier chapitre une latérite actuelle est comparée à une latérite fossile, toutes deux développées dans des alluvions. L'auteur précise qu'il s'agit de deux exemples typiques de formation de latérite (cuirasse) par déplacement latéral de fer et d'alumine

1. Ces communications peuvent être consultées au siège de l'Unesco.

par le canal de nappes phréatiques. Par contre, il ne semble pas que ces phénomènes puissent se réaliser par simples mouvements verticaux, car on n'observe pas de latérites au centre des plateaux et des pénéplaines.

Au Brésil, les types les plus fréquents sont fossiles.

D'un point de vue pédologique, le terme *laterite-soil* devrait être abandonné, car il ne peut être correctement appliqué aux sols lessivés concrétionnés et aux sols résultant de la décomposition de latérites fossiles.

La deuxième partie traite du problème du *turn over* en milieu latéritique sous forêt amazonienne.

5. *Genesis of the laterite*, par G. D. SHERMAN, F. S. SCHULTZ et J. L. WALKER, Université d'Hawaii.

La genèse des horizons de latérite est liée aux caractéristiques chimiques et minéralogiques des oxydes de fer. L'induration résulte de la déshydratation des hydrates de fer colloïdaux. L'induration des horizons ainsi formés est relativement stable. Par contre, les oxydes d'aluminium et de titane sous des conditions similaires ne donnent pas naissance à des niveaux continus indurés. La ségrégation de la gibbsite se produit rarement à la surface.

On peut classer les latérites de la façon suivante :

- a) Latérites résiduelles formées en place sous de bonnes conditions de drainage. Les produits de l'altération des roches sont lessivés de façon différentielle. Seul le fer, sous ces conditions d'extrême oxydation, reste en surface. L'alumine est également entraînée en profondeur.
- b) Latérites formées par accumulation d'oxydes de fer. Ces latérites peuvent également se former par lessivage oblique. Les matériaux lessivés en fer s'enrichissent en gibbsite.
- c) Latérites transportées. Ce sont des produits remaniés d'anciennes cuirasses démantelées.
- d) Latérites de nappe qui se développent sous l'influence d'une nappe phréatique près de la surface du sol.
- e) Latérites fossiles qui peuvent être transformées secondairement, en particulier par apport de silice ou de carbonate.

6. *Histoire des sols ferrallitiques de Madagascar*, par J. RIQUIER et F. BOURGEAT, Centre ORSTOM, Tananarive.

Les sols ferrallitiques de Madagascar sont des sols complexes très anciens. Le profil est hérité d'un profil ancien, mais, depuis, plusieurs climats ont surimposé des phases successives de pédogénèse. Quatre phases sont ainsi reconnues :

- a) Phase d'altération hydrothermale de la roche en climat très chaud et très humide (miocène, pliocène).
- b) Phase principale de formation de l'horizon rouge superficiel en climat à saisons alternantes plus sec (pliocène supérieur quaternaire ancien).
- c) Phase de ferrallitisation plus intense due à une période plus humide (quaternaire moyen) et évolution des horizons supérieurs sous l'influence de la végétation.
- d) Phase de dégradation due à une dessiccation lente et à l'apparition de l'homme (quaternaire récent).

Enfin, pour illustrer les études sur le terrain qui ont eu lieu pendant le colloque, le Centre ORSTOM de Tananarive a rédigé un rapport de 87 pages traitant de la « Présentation de quelques profils de sols ferrallitiques et de l'étude du milieu pédogénétique dans les environs de Tananarive » ; 21 profils sont décrits avec leurs données analytiques et minéralogiques.

Bibliographie

La liste bibliographique ci-après n'est pas exhaustive. Elle fait uniquement référence aux auteurs cités dans le texte. Cependant, beaucoup d'autres ouvrages ont été consultés. Il fallait pourtant faire un choix parmi plus de deux mille fiches bibliographiques traitant plus ou moins du problème des latérites¹. Concernant les études les plus anciennes, n'ont été cités que les travaux synthétiques ou ceux qui introduisaient des idées nouvelles. Concernant les travaux plus récents, n'ont été signalés que ceux ayant trait aux connaissances de base dans un contexte général. Les études à caractère local ont été éliminées. Comme tout choix celui-ci n'est pas parfait. Que l'on excuse les omissions involontaires et que l'on n'y voit aucun parti pris de notre part.

- ALEXANDER, L. T.; CADY, J. G. 1962. *Genesis and hardening of lateritic in soils*. 90 p. (USDA Techn. Bull., 1282.)
- *et al.* 1956. Mineralogical and chemical changes in the hardening of laterite. *Trans. 6th Int. Cong. Soil. Sci., Paris*, p. 67-72.
- ALLEN, V. 1948a. Altération des feldspaths plagioclases en bauxite. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 58, n° 2, p. 1161-1162.
- 1948b. Formation of bauxite from basaltic rocks in Oregon. *Econ. Geol.*, vol. 43, n° 8, p. 619.
- 1952a. Petrographic relations in some typical bauxite and diaspore deposits. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 63, n° 7, p. 649-688.
- 1952b. Formation of minerals above or below the groundwater table. *Clays and laterites genesis*, p. 204-205.
- ARSANDEAU, H. 1909. Contribution à l'étude des latérites. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 149, p. 1082-1084.
- 1910. Nouvelle contribution à l'étude des latérites. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 150, p. 1698-1701.
- ATRINSON, H. J.; WRIGHT, J. R. 1957. Chelation and vertical movement of soil constituents. *Soil Sci.*, 84, 1, p. 1-11.
- AUBER, G. 1950. Observations sur la dégradation des sols et la formation des sols latéritiques dans le nord-ouest du Dahomey. *C. R. 4^e Cong. inter. Sci. Sol, Amsterdam*, vol. 3, p. 123-128.
- 1954. Les sols latéritiques. *Conférence générale*, n° 7, *C. R. 5^e Cong. Int. Sci. Sol, Léopoldville*.
- ; DUCHAUFOUR, Ph. 1956. Projet de classification des sols. *C. R. 6^e Congr. Int. Sci. Sol, Paris*, p. 597-604.

1. *Référence sur les sols ferrallitiques*. Bureau interafricain des sols et de l'économie rurale, 57, rue Cuvier, Paris-5^e.

- AUBERT, G. 1959. *Influence des divers types de végétation sur les caractères et l'évolution des sols en régions équatoriales et subéquatoriales ainsi que leurs bordures tropicales semi-humides*, p. 41-47. Colloques Sols et végétation des régions tropicales, CCTA-FAO, Abidjan.
- . 1962. La classification pédologique française. *Colloque sur la classification des sols*. Université de Gand.
- . 1963. Classification pédologique des sols tropicaux. *Colloque CCTA/FAO, Lovanium (Congo [Léopoldville])*.
- AUBREVILLE, A. 1947. Érosion et «bovalisation» en Afrique noire française. *Agron. trop.*, n° 7-8, p. 339-357.
- . 1949. *Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale*. Paris, Soc. édit. géog. marit. colon. 351 p.
- BABA, A. ; YAMAMOTO, K. 1957. Leaching of iron in paddy soils. *Bull. Fac. Agric. Miigata Univ.*, n° 9, p. 51-56.
- BABINGTON, B. 1821. Decomposition of hornblende and feldspaths in laterite formation. *Trans. Geol. Soc. (London)*, vol. 5, p. 328-329.
- BACHELIER, G. ; LAPLANTE, A. 1953. Sur l'origine et la formation des cuirasses dites «latéritiques» dans l'Adamaoua (Cameroun). *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 237, p. 1277-1279.
- BAEYENS, J. 1938. *Les sols de l'Afrique centrale, spécialement du Congo belge*. Bruxelles. Publ. INEAC. 375 p.
- BASTISSE, E. M. 1946. Rôle vecteur de divers anions. *Ann. agron. (Paris)*, n°1, p. 30-56 ; n° 4, p. 434-456.
- . 1949. *Essai sur le rôle des complexes colloïdaux en pédologie et en physiologie végétale*. Thèse. Paris.
- BATES, T. F. 1952. Interrelationship of structure and genesis in the Kaolinite group. *Ann. Inst. Min. Metall. Eng., N. Y.*
- . 1960. Rock weathering and clay formation in Hawaii. *Miner. Ind.*, vol. 29, 8, p. 1.
- BAUER, M. 1898. Beiträge zur Geologie der Seychellen insbesondere zur Kenntnis des Laterits. *Neues Jahrb. Miner.*, vol. 2, p. 163-219.
- BAVER, L. D. ; SCARSETH, S. D. 1930. Subtropical weathering in Alabama as evidenced in the Susquehanna fine sandy loam profile. *Soil Res.*, vol. 2, p. 288-307.
- . 1956. *Soil physics* (3rd ed.), p. 247-261, New York, Wiley.
- BECKWITH, R. S. 1955. Metal complexes in soils. *Austr. J. agric. Res.*, vol. 6, n° 5, p. 385-398.
- BEIRNAERT, A. 1941. *La technique culturale sous l'équateur*. Bruxelles, Publ. INEAC. (Sér. tech., n° 26.)
- BEMMELEN, J. M. VAN. 1904. Beitrag zur Kenntnis der Verwitterungsprodukte des Silikate in tonvulkanischen und laterit Boden. *Z. anorg. Chem.*, vol. 42, p. 265-314.
- BEMMELEN, R. W. VAN. 1941. Origin and mining of bauxite in Netherlands India. *Econ. Geol.*, vol. 36, p. 630-640.
- BENNET, H. H. ; ALLISON, R. J. 1928. *The soils of Cuba*. Washington, Tropical Plant Research Foundation.
- BENZA, P. M. 1836. Geology of the Nilgiris. *Madras, J. Lit. and Sci.*, vol. 4, p. 241.
- BERES, T. ; KIRALY, I. 1958. Recherches sur le pouvoir réducteur de l'acide fulvique de la tourbe sur les ions ferriques. *Agrokem. Talajt.*, vol. 7, p. 151-162.
- BERNARD, E. A. 1963. *Cours de climatologie tropicale*. Louvain, Belgique.
- BETREMIEUX, R. 1951. Étude expérimentale de l'évolution du fer et du manganèse dans le sol. *Ann. agron. (Paris)*, série A, n° 3, p. 193-295.
- . 1955. Influence du plan d'eau sur la précipitation d'éléments minéraux dans le sol. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, p. 816-818.
- BLACKIE, W. 1949. *Commonwealth Bur. Soil Sci. Tech. Commun.*, n° 46, p. 54-58.
- BLANFORD, W. T. 1859. Laterite of Orissa. *Mem. Geol. Survey India*, vol. 1, p. 290.
- BLONDEL, F. 1952. Les gisements de fer de l'Afrique-Occidentale française. Symposium sur les gisements de fer du monde. *C. R. 19^e Congrès int. Géol.*, t. 1.
- BLOOMFIELD, C. 1950. Some observations on gleying. *J. Soil Sci.*, vol. 1, n° 2, p. 205-211.
- . 1956. The solution-reduction of ferric oxide by aqueous leaf extracts. *Trans. 4th Intern. Congr. Soil Sci., Amsterdam*, vol. 2, p. 427-432.

- BOCQUIER, G. ; MAIGNIEN, R. 1963. Les sols bruns subarides tropicaux de l'Ouest. *African soils*, vol. 8, n° 3, p. 359-370.
- BONIFAS, M. 1959. Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. 159 p. (Mem. Carte Alsace-Lorraine, n° 17, Strasbourg.)
- BONNAULT, D. 1938. Le rôle de la latérite dans les formes du relief des environs de Bondoukou (Côte-d'Ivoire). *Bull. Serv. Min. AOF (Dakar)*, n° 2, p. 51-52.
- BOTELHO DA COSTA, J. V. 1954. Sur quelques questions de nomenclature des sols des régions tropicales. *C. R. II^e Conf. Int. Afr. Sol, Léopoldville*.
- ; ADZEVEDO, A. L. 1949. Characteristics and distribution of some soil groups of Angola. *Bull. Agron. Congo belge*, n° 1, p. 253-278.
- ; —. 1952. *Os solos de Angola, Junta des investigações do Ultramar*. Lisboa.
- ; —. 1960. Generalized soil map of Angola. *7th Intern. Congr. Soil Sci., Madison*, vol. 8, p. 56-62.
- BOWEN, N. L. 1956. *The evolution of igneous rocks*. New York, Dover Publ. Inc.
- BOYER, Ph. 1956. Action des termites constructeurs sur certains sols d'Afrique tropicale. *C. R. 6^e Congrès intern. Sci. Sol, Paris*.
- BRAMAO, D. L., PETEZVAL LEMOS. 1960. Soil map of South America. *Trans. 7th Intern. Cong. Soil Sci., Madison*, vol. 1, p. 1-10.
- BRAMLETTE, M. N. 1936. *Geology of the Arkansas*. Résumé in *Geol. Survey Bull.* 99 p. (Inf. Circ. 8.)
- BRAMMER, H. 1956. C. F. Charter's interim scheme for the classification of tropical soils. *Trans. Vth Intern. Cong. Soil Sci., Paris*.
- BREMER, J. M. ; HEINTRE, S. G. ; MANN, P. J. G. ; LEES, H. 1946. Metallo-organic complexes in soils. *Nature (London)*, vol. 158, 4022, p. 790-791.
- BRINDLEY, G. W. ; YOEELL, F. 1951. A chemical determination of the tetrahedral and octahedral aluminium ions in a silicate. *Acta, Cryst.*, vol. 5, n° 4, p. 495-497.
- ; RADOSLOVICH, E. W. 1956. An X-ray study of the alteration soda feldspars. *Clays and clay minerals*, p. 456. Washington, National Academy of Science.
- BROMFIELD, S. M. 1954. Reduction of ferric compounds by soils bacterias. *J. Soil Sci.*, n° 5, p. 129-139.
- BRYAN, W. H. 1939. The red earth residual and their significance in South Eastern Queensland. *Proc. Roy. Soc. Qd.*, vol. 50, p. 21-32.
- . 1952. *Univ. Queensland Papers, Dept. Geol.* Reprint n° 45.
- BUCHANAN, F. 1807. *A journey from Malabar through the countries of Mysore, Canara and Malabar*, vol. 2, p. 436-460. London, East India Company.
- BUIST, G. 1860. *Trans. Bombay Geograph. Soc.*, vol. 15, p. 22.
- BUTTERLIN, J. 1961. Nouvelles précisions au sujet des sols rouges ferrallitiques trouvés sur les calcaires de la République d'Haïti. *C. R. Soc. Géol. France*, fasc. 4, p. 109-111.
- CAMARGO, M. ; BENNEMA, J. 1962. Some considerations on the major soils of the humid tropics of Brazil. *FAO. First Soil Correlation Seminar for South and Central Asia*, p. 87-91.
- CAMPBELL, J. M. 1917. Laterite : its origin, structure and minerals. *Mines Mag.*, vol. 17, p. 67-71, 120-128, 171-179, 220-229.
- CASTAGNOL, E. M. ; SHAN-GIA-TU. 1940. *Étude des principaux types de latérites d'Indochine*. 35 p. (Bull. Econ. Indochine, fasc. 2.)
- CHARTER, C. 1954. Colloquium on soil classification. *5^e Congrès international des sciences du sol, Léopoldville*, vol. 4, p. 497-501.
- CHAUTARD, J. ; LEMOINE, P. 1908a. Sur la genèse de certains minerais d'alumine et de fer. Décomposition latéritique. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. CIX, VI, p. 239-242.
- ; —. 1908b. Sur le phénomène de latéritisation. *Bull. Soc. Géol. Fr. (Paris)*, t. VIII, p. 35-38.
- CHETELAT, E. DE. 1938. *Le modelé latéritique de l'ouest de la Guinée française*. Thèse, 120 p. Paris, Revue de géographie physique et de géologie dynamique.
- CHE VALLIER, A. 1949. Points de vue nouveaux sur les sols d'Afrique tropicale, sur leur dég radation et leur conservation. *Bull. Agron. Congo belge*, n° 2, p. 1057-1092.

- CLAISSE, G. 1953. Étude de l'altération de la charnockite de Man (Côte-d'Ivoire). *Ann. agron.*, série A, p. 45-52.
- CLARK, J. 1838. Origine of laterite. *Madras J. Lit. and Sci.*, vol. 8, p. 334-346.
- CLARKE, F. W. 1924. *The data of geochemistry*. (U. S. Geol. Surv. Bull. 770.)
- CLOOS, P.; GASTUCHE, M. C.; CROEGAERT, M. 1961. Cinétique de la destruction de la glauconie par l'acide chlorhydrique. *Int. Geol. Cong.*, vol. XXI, p. 35-50.
- COLE, R. 1838. Laterite of the red hill near Madras. *Madras J. Lit. and Sci.*, vol. 4, p. 100-108.
- COMBEAU, A.; QUANTIN, P. 1963. *Observations sur les variations dans le temps de la stabilité structurale des sols en régions tropicales*, p. 17-26. (Cahiers ORSTOM, n° 3.)
- CORRENS, C. W.; SCHLUNZ, F. K. 1936. Mineralogische Untersuchungen dreier mecklenburgischer Böden. *Z. Pfl. Ernähr. Düng.*, vol. 44, p. 316.
- . 1940. Die chemische Verwitterung des Silikats. *Naturwissenschaften*, vol. 28, n° 24, p. 369-424.
- CRAIG, N.; HALAIS, P. 1934. The influence of maturity and rainfall on the properties of lateritic soils in Mauritius. *Emp. J. Exp. Agric.*, vol. 2, p. 349-358.
- CROOR, T. 1909. On the use of the term «laterite». *Geol. Mag.*, vol. 6, p. 524-526.
- CROWTHER, E. M. 1930. The relationship of climatic and geological factors to the composition of soil clay and the distribution of soil types. *Proc. Roy. Soc.*, vol. 107, p. 1-3.
- DABIN, B. 1963. *Appréciation des besoins en phosphore dans les sols tropicaux*, p. 27-42. (Cahier pédologie ORSTOM, n° 3.)
- . 1964. Les sols jaunes ferrallitiques de Côte-d'Ivoire. *Trans. 8th Intern. Cong. Soil Sci.*, Bucarest.
- DAMES, T. W. G. 1955. *The soil of East Central Java*. (Contr. Gen. Agri. Res. Sta. no. 141, Bogor.)
- DARWIN, C. 1844. *Geological observations on the volcanic islands and parts of South America visited during the voyage of H. M. S. Beagle*. London, 2^e éd., p. 160.
- DAVIDSON, A. A. 1905. *Journal of explorations in Central Australia*. Adelaide.
- DECREAENE, A. 1954. La fertilité des latosols du nord-est du Congo belge et ses relations avec la morphologie des profils pédologiques. La latéritisation. *C. R. 2^e Conf. Int. Afr. Sols, Léopoldville*.
- ; LARUELLE, J. 1956. Les latosols à «scoriacé atypique» dans le nord-est du Congo belge. *C. R. 6^e Cong. int. Sci. Sol, Paris*, p. 359-366.
- DE KIMPE, C.; GASTUCHE, M. C. 1962. *Colloque sur la genèse et synthèse des argiles*. Paris, CNRS, p. 67-81.
- DELAIRE, L.; RENAUD, L. 1955. *Notice explicative sur la feuille Conakry-Ouest. Carte géol. 1/500 000*. Dakar, Direct. Mines AOF.
- DELVIGNE, J. 1963. *Étude des sols de Côte-d'Ivoire*. Rapport intérieur ORSTOM.
- DEMOLON, A.; BASTISSE, E. M. 1938. Sur quelques complexes colloïdaux de fer et d'aluminium. *Ann. Agron. (Paris)*, n° 1, p. 6-33.
- ; —. 1942. Sur quelques complexes colloïdaux de fer et d'aluminium. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, CCXV (1944), p. 188.
- ; —. 1944. Le rôle vecteur de la silice dans les phénomènes géochimiques et physiologiques. *Ann. Agron. (Paris)*, t. XIV, 3, p. 265-296.
- DENISOFF, I. 1959. Le concept de la zonalité verticale appliqué à quelques sols caractéristiques du Ruanda-Urundi. *C. R. 3^e Conf. Int. Afr. Sols, Doloba*, p. 313-316.
- D'HOORE, J. 1954. *L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux*. Bruxelles, Publ. INEAC, 132 p. (Sér. Sci., 62.)
- . 1963. La carte des sols d'Afrique au 1/5 000 000. *Colloque CCTA/FAO, Lovanium (Congo [Léopoldville])*.
- DOMMERCUES, Y. 1963. Les cycles biogéochimiques des éléments minéraux dans les formations tropicales. *Bois Forêts Trop.*, n° 87, p. 10-25.
- DU BOIS, G. C. 1903. Beitrag zur Kenntnis der surinamischen Laterit und Schutzrindbildungen. *Miner. petrog. Mitt.*, vol. 22, p. 1-61.
- DUBOIS, J. 1949. Esquisse des différents types de sols de la moitié sud du Sénégal. *Bull. Agr. Congo belge*, n° 1, p. 575-617.

- DUCHAUFOUR, Ph. 1960. *Précis de pédologie*. Paris, Masson. 2^e éd. 438 p.
- DUDAL, R. J. 1960. Les sols du bassin du Mékong inférieur et leur utilisation. *Pédologie (Gand)*, vol. X, p. 24-47.
- ; MOORMANN, F. R. 1962. *Characteristics of major soils of South East Asia and considerations on their agricultural potential*. 61 p. (FAO, Rome, 2560 S/E.)
- ; SOEPRAPTOHARDJO, M. 1957. *Soil classification in Indonesia*. (Contr. Gen. Agr. Res. Sta. n° 148, Bogor.)
- DU PREEZ, J. W. 1949. Laterite : a general discussion with a description of Nigerian occurrences. *Bull. Agr. Congo belge*, n° 40, p. 53-66.
- EDELMAN, C. H. 1946. Les principaux sols de Java. *Rev. Bot. Appl.*, vol. 26, p. 505-511.
- . 1947. Relations entre les propriétés et la structure de quelques minéraux argileux. *Verres et silicates industriels*, t. XII, n° 6.
- . 1950. The isoelectric formation of lateritic soils. *C. R. 4th Cong. Int. Sci. Sol., Amsterdam*, vol. 1, p. 308-310.
- ; SCHUFFELEN, A. C. 1947. On the origin of some clay minerals in soils. *C. R. Conf. Pédol. Méditer., Montpellier*, p. 109-114.
- EICHENER, A. 1927. Die Entstehung der Roterden und Laterite. *Z. Pfl. Ernähr. Düng.* Berlin, 8 A.
- ENGELHARDT, W. VON. 1937. Mineralogische beschreibung eines mecklemburgischen Bödenprofils. *Chem. d. Erde*, III.
- ERHART, H. 1935. *Traité de pédologie*. T. 1 : *Pédologie générale*. 260 p. Strasbourg, Institut pédologique.
- . 1951. Sur l'importance des phénomènes biologiques dans la formation des cuirasses ferrugineuses en zone tropicale. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 233, p. 804.
- . 1956. *La genèse des sols en tant que phénomène géologique*. Paris, Masson. 88 p.
- EVANS, J. W. 1910. The meaning of the term « laterite ». *Geol. Mag.*, vol. 5, n° 7, p. 189-190.
- EYLES, V. A. 1952. The composition and origin of the Antrim laterites and bauxites. *Mem. Geol. Surv. (Belfast)*.
- FAUCA, R. 1955. Étude pédologique de la région de Sedhiou (Casamance). *Agron. trop.* vol. 10, n° 6.
- . 1961. *Mission d'étude au Dahomey*, n° 8. Paris, ORSTOM. 72 p.
- FERMOR, L. L. 1911. What is a laterite? *Geol. Mag.*, vol. 5, n° 8, p. 454-462, 507-516, 559-566.
- FERNANDO, L. J. D. 1948. The geology and mineral resources of Ceylon. *Bull. Inf. Inst. (London)*, vol. 66, p. 303-325.
- FEUER, R. 1956. *An exploratory investigation of the soils and agricultural potential of the soils of the future federal district in the central plateau of Brazil*. Ph. D. Thesis. Cornell University, Ithaca, N. Y. (Voir p. 68-32.)
- FOURNIER, F. 1956. Les formes et types d'érosion du sol par l'eau en AOF. *C. R. Acad. Agric. (Paris)*.
- . 1960. *Climat et érosion*. Paris, Presses universitaires de France.
- FOX, C. S. 1923. Bauxite and aluminous laterite occurrence of India. *Geol. Survey India, Mem.*, p. 49.
- . 1936. Buchanan's laterite of Malabar and Kamara. *Records of the Geology Survey of India*, vol. 69, p. 389-422.
- FRANKART, R.; GASTUCHE, M. C.; FRIPIAT, J. J. 1960. *Étude des argiles de l'Uélé*. Bruxelles, Publ. INEAC. (Série Sci., n° 86.)
- FREDERICKSON, A. F. 1952. *The genetic significance of mineralogy in problems of clay and laterite genesis*. (Publ. Amer. Inst. of Min. and Metall. Eng., N. Y.)
- FRICKE, R.; ACKERMANN, P. 1934. Ueber Wärmeinhalt und Gitterstruktur aktiver Eisen III : Oxyde. *Z. Elektrochem.*, Bd. 40, p. 630.
- FRIDLAND, V. M. 1961a. Les deux voies de formation des concrétions constitutives des latérites. *C. R. Acad. Sci. URSS*, vol. 137 (5).
- . 1961b. A propos des latérites du Viet-nam-Nord. *L'écorce d'altération*, n° 4, Moscou.

- FRIPIAT, J. J., *et al.* 1954. Nature de la fraction argileuse des sols du Congo belge et du Ruanda-Urundi. *C. R. 5^e Cong. Int. Sci. Sol, Léopoldville.*
- ; GASTUCHE, M. C. 1952. *Étude physico-chimique des surfaces des argiles. Les combinaisons de la kaolinite avec les oxydes de fer trivalents.* Bruxelles, Publ. INEAC. (Série Sci. n° 54.)
- ; —. 1960. Critique de la classification des sols tropicaux proposée par C. Sys vue sous l'angle de la nature minéralogique de la fraction fine. *Pédologie*, vol. X, p. 117-121.
- GASTUCHE, M. C. 1960. Acids dissolution techniques as related to the structure of clay minerals, oxydes and gels. *Trans. 7th Int. Congr. Soil Sci., Madison*, vol. 4, p. 499-501.
- ; FRIPIAT, J. J. 1960. Acid dissolution techniques applied to clay structure determination and controlled by physical methods. Meeting British Ceram. Soc.
- ; —; DE KIMPE, C. 1962. La genèse des minéraux argileux de la famille du kaolin. Genèse et synthèse des argiles. *Colloque Int. n° 105, CNRS*, p. 57-65.
- ; HERBILLON, A. 1962. Étude des gels d'alumine : cristallisation en milieu désionisé. *Bull. Soc. Chim. France*, p. 1404-1412.
- GLANCEAUD, L. 1941. Une étude statistique de l'effet du bioclimat sur la composition chimique et minéralogique des sols de la Côte-d'Ivoire. *C. R. Acad. Sci., Paris*, p. 360-362.
- GLINKA, K. D. 1927. *The great soil groups of the world and their development.* London, Marbut Murby. (Article paru en 1899 dans *Trans. Russian Inf. Mineral Soc.* (2) 37, p. 333-341 ; traduit du russe et édité en 1927.)
- GORDON, M.; TRACEY. 1952. *Origin of the Arkansas bauxite deposits, in problem of clay and laterite genesis.* (Publ. Amer. Inst. Min. Metall. Eng., N. Y.)
- GRENE, H. 1945. Classification and use of tropical soils. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, vol. 10, p. 392-396.
- . 1947. Soil formation and water movement in the Tropics. *Soils and Fert.*, vol. 10, p. 253-256.
- . 1950. So-called irreversible laterization. *Trans. 4th Int. Cong. Soil Sci., Amsterdam*, vol. 2, p. 175-177.
- GRIM, R. E. 1954. *Clay mineralogy*, New York, McGraw-Hill.
- GUERASSIMOV, J. P. 1962. Latérites actuelles et sols latéritiques. *Bull. Inform. Acad. Sci. URSS, Série Géogr.*, n° 2.
- HALLAIRE, M. 1956. La diffusion capillaire de l'eau dans le sol. *Ann. Agron. (Paris)*, série A, n° 2.
- HALVORSON, H. O.; STARKEY, R. L. 1925. Studies on the transformation of iron in nature. *J. Phys. Chem.*, vol. 34, p. 626-631.
- HANLON, F. N. 1945. The bauxites of New South Wales, their distribution, composition and probable origin. *J. Roy. Soc. N. S. W.*, vol. 78, p. 94-112.
- HARDER, E. C. 1952. *Problems of clay and laterite genesis*, p. 35-64. (Publ. Amer. Inst. Min. and Met. Eng., N. Y.)
- HARDON, H. J.; FAVERJEF, J. 1939. Qualitative X-ray analysis of the clay fraction of the principal soil type of Java. *Meded. Landb. Hogesch. (Wageningen)*, vol. 6, p. 53-59.
- HARDY, F. 1931. Studies on tropical soils. Identification and approximate estimation of sesquioxide components by absorption of alizarin. *J. Agric. Sci.*, vol. 21, p. 150-166.
- ; FOLLET-SMITH, R. R. 1931. Studies on tropical soils. *J. Agric. Sci.*, vol. 21, p. 739-761.
- HARMER, P. M.; SHERMAN, G. D. 1944. The effect of manganese sulfate on several crops growing on organic soil when applied in solution as a stream or spray on the crop. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, vol. 8, p. 334-340.
- HARRASSOWITZ, H. 1926. Lateritmaterial und versuch erdgeschichtlicher Auswertung. *Fortschr. Geol. Palaeont.*, vol. 4, n° 14, p. 253-266.
- . 1930. Böden der tropischen Region. Laterit und Allitischer (Lateritischer) Rotlehm. *E. Blanck's Handbuch der Bodenlehre*, Berlin, vol. III, p. 387-436.

- HARRISON, J. B. 1910. The residual earths of British Guiana commonly termed laterite. *Geol. Mag.*, vol. 7, p. 439-452, 488-494, 553-562.
- . 1933. *The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions*. F. Hardy (ed.). London, Imperial Bureau of Soil Science. 79 p.
- HAUSER, E. A. 1953. *Discussion of mechanism of formation of clay minerals*. (Publ. Amer. Inst. of Min. and Metall. Eng., N. Y.)
- HAVESTADT, L.; FRICKE, R. 1930. Ueber das dielektrische Verhalten von Oxydhydraten. *Z. anorg. Chem.*, vol. 188, p. 357.
- HEINZELIN, J. DE. 1952. *Sols-paléosols et désertifications anciennes dans le secteur nord-oriental du bassin du Congo*. Bruxelles, Publ. INEAC. 168 p.
- HENIN, S.; ROBICHET, O. 1953. Les conditions de formation des minéraux argileux par voie expérimentale. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 236 p. 517-519.
- HENRY, Y. 1931. *Terres rouges et terres noires basaltiques d'Indochine*. Hanoi, Imprimerie d'Extrême-Orient.
- HERBILLON, A.; GASTUCHE, M. C. 1962. Synthèse et genèse de l'hydrargilite. *C. R. Acad. Sci., Paris, Minéralogie*, 29 janvier 1962.
- HOLLAND, T. H. 1903. On the constitution, origin and deshydration of laterite. *Geol. Mag.*, vol. 4, n° 10, p. 59-69.
- HOLMES, A. 1914. The laterite deposits of Mozambique. *Geol. Mag.*, vol. 6, n° 1, p. 529-537.
- HOSKING, J. S. 1940. *J. Coun. Sci. Ind. Res. Australia*, vol. 13, p. 205.
- HUMBERT, R. P. 1948. The genesis of laterite. *Soil. Sci.*, vol. 65, p. 281-290.
- ISLAH, M. A.; ELAHI, M. A. 1954. Reversion of ferric iron to ferrous iron under water-logged conditions and its relation to available phosphorous. *J. agric. Sci.*, vol. 45, p. 1-2.
- JACKSON, M. L., et al. 1948. Weathering sequence of clay-size minerals. *J. Phys. coll. Chem.*, vol. 52, p. 1237-1260.
- JAEGER, P. 1956. Forêts reliques du Soudan occidental. *Bull. IFAN (Dakar)*, p. 993-1053.
- JENNY, H. 1950. *Origin of soils*. New York, John Wiley and Sons.
- JENSEN, H. I., et al. 1915. Geological report on the country between Pine Creek and Tamani, N. T. Aust. *Aust. J. Sci.*
- . 1926. *Geological reconnaissance between Roma, Springsure, Tambo and Taroom*. (Queensland Geol. Surv. Publ. 277.)
- JOACHIM, A. W. R. 1935. Studies on Ceylon soils. *Trop. Agriculturist (Ceylon)*, n° 84, p. 254-274 et 323-334.
- ; KANDIAH, S. 1941. The composition of some local laterites (cabooks), soil concretions and clays. *Trop. Agriculturist (Ceylon)*, n° 96, p. 67-75.
- KALAKUTSKII, L. V. 1959. Le rôle des micro-organismes dans la réduction du fer du sol. *Nauk. Dokl. Vysech Skoly*, 1, p. 225-229. [En russe.]
- KELAART, E. F. 1853. Notes on the geology of Ceylon. Laterite formation. *Edinb. New Phil. J.*, 54, p. 28-35.
- KELLER, W. D. 1952. Observations on the origin of Missouri high aluminium clays, X-rays, clays and minerals. *Problems of Clays and Laterite Genesis Symposium, 1951*. New York, Columbia University.
- . 1957. *The principles of chemical weathering*. New York, Lucas Brothers; Columbia University.
- KELLOGG, C. E. 1949. *Preliminary suggestions for the classification and nomenclature of great soil groups in tropical and equatorial regions*, p. 76-85. (Comm. Bur. Soil Sci. Techn. Commun. n° 46.)
- KING, W.; FOOTE, R. B. 1864. Laterite at Cappéris Hill. *Mem. Geol. Survey India*, vol. 4, p. 257-267.
- KÖSTER, H. M. 1955. Beitrag zur Kenntnis indischer Laterite. Heidelberg. *Beit. Min.*, vol. 5, n° 1, p. 22.
- KOVDA, V. A. 1960. *Soils and natural environment of China*, ch. x, p. 540-657. Washington, D. C. United States Joint Publications Research Service.

- KRAUSKOPF, K. B. 1959. *The geochemistry of silica sedimentary environments*, p. 4-19. (Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Public. n° 7.)
- KRAUT, H.; HUMME, H. 1931. *Ber. dtsh. chem. Ges.*, vol. 64, p. 1697.
- KUBIENA, W. L. 1948. *Entwicklungslehre des Bödens*. Wien, Springer.
- . 1950. Zur Mikromorphologie der braunen und roten Tropenerden. *C. R. 4^e Cong. Int. Sci. Sol, Amsterdam*, vol. 1, p. 304-307.
- . 1956. Rubifizierung und Laterisierung. *C. R. 6^e Cong. Int. Sci. Sol, Paris*, p. 253.
- LACROIX, A. 1913. Les latérites de Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat.*, vol. V, p. 255-356.
- . 1923. *Minéralogie de Madagascar*. T. III : *Altération des roches*. Paris, Challamel.
- LAKE, P. 1890. The laterite of South Malabar. *Mem. Geol. Survey India*, vol. 24, p. 217-233.
- LAPPARENT, J. DE. 1935. Les hydroxydes d'aluminium, les argiles bauxitiques du Ayrshire. *Bull. Soc. franç. Minér.*, vol. 58, p. 246-252.
- . 1936. Raisons géologiques de la formation de 3 hydroxydes d'aluminium naturel. *Cong. Int. Min. 7th Sess., Paris*, t. 1, p. 375-379.
- . 1939. La décomposition latéritique du granite de la région de Macenta (Guinée française). *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 8 juin 1939.
- LAUDELOUT, H.; MEYER, J. 1950. Les cycles d'éléments minéraux et de matière organique en forêt équatoriale congolaise. *C. R. 4^e Cong. Int. Sci. Sol., Amsterdam*, p. 267-272.
- LENEUF, N. 1959. *L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites de Côte-d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés*. Paris, ORSTOM.
- LOBOVA, E. J.; KOVDA, V. A. 1960. La carte des sols de l'Asie. *C. R. 7^e Cong. Int. Sci. Sol, Madison*, vol. 4, p. 27-35.
- LOMBARD, J. 1937. Les altérations superficielles en Afrique-Équatoriale française. *Chron. Mines colon. (Paris)*, n° 60, p. 168-171.
- LOSSAINT, P. 1958. Sur le pouvoir complexant vis-à-vis du fer ferrique et du fer ferreux des extraits de quelques litières forestières fraîches et décomposées. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 247, p. 106-109.
- . 1959. Étude expérimentale de la mobilisation du fer des sols sous l'influence de litières forestières. *Ann. Agron.*, p. 369-414 et 493-542.
- LOVERING, T. S. 1952. *Discussion of mechanism of formation of clay minerals*. (Publ. Amer. Inst. of Min. and Metall. Eng., N. Y.)
- MACGEE, W. J. 1880. Comparison of ferriferous depositis of the Upper Mississippi Basin with the Indian laterite. *Geol. Mag.*, vol. 7, p. 310.
- MACKENZIE, R. C. 1957. *The differential thermal investigation of clays*. London, Min. Soc. (Clay Min. Group).
- MACLAREN, M. 1906. On the origin of certain laterites. *Geol. Mag.*, vol. 5, n° 3, p. 536-547.
- MAIGNIEN, R. 1954. Différents processus de cuirassement en AOF. *C. R. 2^e Conf. Int. Afr. Sols, Léopoldville*, p. 1469-1486.
- . 1958. *Le cuirassement des sols en Guinée*. 239 p. (Mémoires Carte géol. Alsace-Lorraine [Strasbourg], n° 16.)
- . 1960. Influences anciennes sur la formation, l'évolution et la répartition des sols en Afrique de l'Ouest. *C. R. 7^e Cong. Int. Sci. Sol, Madison*.
- . 1961. Le passage des sols ferrugineux tropicaux aux sols ferrallitiques dans les régions du sud-est du Sénégal. *African soils*, vol. 6, n° 2-3, p. 113-228.
- . 1962. Tropical sub-arid brown soils of West Africa. *First Soil Corell. Seminar, Tashkent*, p. 36-44.
- . 1963. Les sols bruns eutrophes tropicaux. *Colloque CCTA/FAO, Lovanium, Congo (Léopoldville)*.
- MALLET, F. R. 1881-1883. Comparison of the India laterite with the basaltic rocks of Northern Ireland. *Records Geol. Survey India*, vol. 14, p. 139-148.
- . 1883. On lateritic and other manganese ore occurring at Gosalpur, Jabalpur district. *Records Geol. Survey India*, vol. 16, p. 103-118.

- MANDAL, L. N. 1960. Transformation of iron and manganese in water-logged rice soils. *Soil Sci.*, vol. 91, p. 121-126.
- MANIL, E. 1956. Rapport général sur le problème de la classification des sols. *6^e Cong. Int. Sci. Sol, Paris*, vol. A, p. 166-177.
- MARBUT, C. F. 1932. Morphology of laterites. *Trans. 2nd Int. Cong. Soil Sci.*, p. 72-80.
- MARTIN, G. 1961. *Essai d'appréciation des pertes en calcium et en magnésium après un effort d'amendement calcaire dans les sols de vallée du Niari*. Brazzaville, ORSTOM, IEC. 39 p.
- . 1963. *Dégradation de la structure des sols sous culture mécanisée dans la vallée du Niari (Congo)*, p. 8-14. (Cahiers ORSTOM, n° 2.)
- MARTIN, F. J.; DOYNE, H. C. 1927. Laterite and lateritic soils in Sierra Leone. *J. Agric. Sci.*, vol. 17, p. 530-547.
- MASON, B. 1943. Mineralogical aspects of the system FeO, Fe₂O₃, MnO, Mn₂O₃, O₂. *Geologica Foreningens*, vol. 45, p. 97.
- MASSON, H. 1949. La température du sol au cours d'un feu de brousse. *Bull. agron. Congo belge*, vol. XI.
- MATTSON, S. 1931-1935. The laws of soil colloidal behaviour. *Soil Sci.*, vol. 30, p. 459-495; vol. 31, p. 57-77; vol. 34, p. 209-240; *Ann. Agric. College, Sweden, Uppsala*, vol. 2, p. 115-134.
- MEAD, W. J. 1915. Occurrence and origin of the bauxite deposits of Arkansas. *Econ. Geol.*, vol. 10, p. 49.
- MERW, C. R. VAN DER; HEYSTEK, H. 1952. Clays minerals of South African soils groups, laterites and related soils. *Soil Sci.*, vol. 74, p. 388-401.
- MICHEL, P. 1960. L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la haute Gambie. *Revue Géomorph. dyn.*, vol. 10, nos 5-6 à 11-12, p. 117-143.
- MILLOT, G. 1949. *Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses*. Thèse de géologie appliquée et de prospection minière, Nancy.
- . 1953. Minéraux argileux et leurs relations avec la géologie. *Rev. Inst. franç. pétrole*, vol. 8.
- . 1961. Silifications et néoformations argileuses. Problèmes de genèse. *Colloque Int. CNRS, Genèse et synthèse des argiles*, p. 167-176.
- ; BONIFAS, M. 1955. Transformation isovolumétrique dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr. (Strasbourg)*, t. 8, fasc. 1.
- ; ELOUARD, P.; LUCAS, J.; SLANSKY, M. 1960. La séquence sédimentaire de géochimie des minéraux argileux : montmorillonite, attapulgite, sépiolite. *Bull. Groupe Fr. argiles*, t. 12.
- ; PERRIAUX, J.; LUCAS, J. 1961. Signification climatique de la couleur rouge des grès permotriassiques et des grandes séries détritiques rouges. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr. (Strasbourg)*, t. 14, fasc. 4, p. 91-100.
- ; RADIER, H.; BONIFAS, M. 1957. La sédimentation argileuse à attapulgite et montmorillonite. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6^e série, t. 7, p. 425-435.
- MOHR, E. C. J. 1932. *Soils of equatorial regions*. Ann Arbor, Michigan, Edwards Brothers Inc.
- . 1944. *The soils of tropical regions with special reference to the Netherlands East Indies* (H. L. Pendleton, transl.). Ann Arbor, Michigan, Edwards Brothers Inc.
- ; VAN BAREN, F. A. 1954. *Soils of equatorial regions*. London, New York : Interscience Publishers. 498 p.
- MOORMANN, F. R. 1961. *The soils of the Republic of Viet-Nam*. Saigon, Ministry of Agric.
- ; PANABOKKE, C. 1962. Soils of Ceylon. *Trop. Agric. (Ceylon)*, vol. 117, n° 1, p. 3-70.
- MOREY, G. W.; CHEN, W. T. 1955. The action of hot water on some feldspars. *Amer. Min.*, vol. 40, p. 996-1000.
- MOTOMURA, S. 1962. Effect of organic matters on the formation of ferrous iron in soils. *Soil Sci., Plant. Nutr. (Japan)*, vol. 8, n° 1, p. 20-29.
- MUCKENHAUSEN, E. 1962. *Entstehung eigenschaften und systematik der Böden des Bundesrepublik Deutschland*. Frankfurt am Main, D. L. G. Verlags. 146 p.

- MULCAHY, M. J. 1960. Laterites and lateritic soils in South Western Australia. *J. Soil Sci.*, n° 11, p. 206-225.
- . 1961. Soil distribution in relation to landscape development. *Annals of geomorphology*, vol. 5, p. 211-225.
- ; KAHAN, J. C. *Bibliography on laterites in Australia (1887-1962)*. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Australie-Occidentale.
- MURATA, K. J. 1946. *The significance of internal structures in gelatinizing silicate minerals*, p. 25. (Geol. Survey Bull. 950.)
- NAGELSCHMIDT, G.; DESAT, A.; MUIR, A. 1940. The minerals in the clay fractions of a black cotton soil and a red earth from Hyderabad, Dekkam State, India. *J. Agric. Sci.*, vol. 30, p. 639-653.
- NEWBOLD, T. J. 1844. Notes, chiefly geological, across the peninsula from Masulipatam to Goa... *J. Asiatic Soc. Bengal*, vol. 13, p. 984-1004.
- . 1846. Summary of the geology of Southern India. Laterite. *J. Roy. Asiatic Soc.*, vol. 8, p. 227-240.
- NOLL. 1936. Ueber die Bildungsbedingungen von Kaolin, Montmorillonite, Pyrophyllit und Analcime. *Miner. petrogr. Mitt.*, vol. 48, p. 210-247.
- NORTON, F. H. 1939. Hydrothermal formation of clay minerals in the laboratory. Part I. *Amer. Min.*, vol. 24, p. 1-17.
- NYE, P. H. 1954. Some soil-forming processes in the humid tropics. Part I : A field study of a catena in the West African forest. *J. Soil Sci.*, n° 5, p. 7-21.
- . 1955. Some soil-forming processes in the humid tropics. Part II : The development of the upper-slope member of the catena. Part III : Laboratory studies on the development of a typical catena over granitic gneiss, *J. Soil Sci.*, n° 6, p. 51-62 et 63-72.
- OBEN, G. H. B.; QUACRAINE, K. A. 1960. Characteristics of some latosols and associated soils from the N. W. savanale zone of Ghana. *Trans. 7th Int. Cong. Soil Sci., Madison*, p. 251-264.
- OBERLIN, A.; HENIN, S.; PEDRO, G. 1958. Recherches sur l'altération expérimentale du granite par épuisement continu à l'eau. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 246, p. 2006-2008.
- . 1961. Étude du fireclay produit par altération de la kaolinite et de quelques fireclays naturels. *Colloque international CNRS n° 105*, p. 45-57.
- OLDHAM, R. D. 1893. *A manual of the geology of India*, 2^e éd., p. 369-390. Calcutta.
- OSTHAUS, B. 1956. *Clays and clay minerals*, p. 301-321. Washington, D. C., Ada Swineford. (Publ. n° 456.)
- OWEN, G. 1951. A provisional classification of Malayan soils. *J. Soil Sci.*, vol. II, n° 7, p. 20-42.
- PAPEE, D.; TERTIAN, R.; BIAIS, R. 1958. Recherches sur la constitution des gels et des hydrates cristallisés d'alumine. *Bull. Soc. chim. Fr.*, p. 1301-1310.
- PAQUET, H.; MILLOT, G.; MAIGNIEN, R. 1961. Les argiles des sols des régions tropicales semi-humides d'Afrique occidentale. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr. (Strasbourg)*, t. 14, fasc. 4, p. 111-128.
- PECROT, A. 1959. Étude génétique et cartographique des sols d'altitude du Kivu. Bruxelles, INEAC. (Texte dactylographié.)
- . et al. 1962. *L'altération des roches et la formation des sols au Kivu*. Bruxelles, Publ. INEAC. 90 p. (Série Sci., n° 97.)
- PEDRO, G. 1961. In : *Genèse et synthèse des argiles*. Paris, CNRS. (Coll. CNRS, n° 105.)
- PENDLETON, R. L. 1936. *On the use of the term laterite*. p. 102-108. (Amer. Soil Surv. Bull. 17.)
- . 1943. What is laterite? *Farm and forest*, vol. 4, n° 12, p. 177-202.
- . 1953. *Provisional map of the soils and surface rock of the Kingdom of Siam*. Bangkok.
- ; SHARASUVANA, 1942. Analysis and profiles of some laterite soils and soils with iron concretions of Thailand. *J. Soil Sci.*, vol. 54, n° 1, p. 1-25.
- ; —. 1946. Analyses of some Siamese laterites. *J. Soil Sci.*, vol. 62, p. 423-440.

- PETROV, V. P. 1962. Sur la composition minéralogique et la genèse de la bauxite et d'autres produits de l'altération latéritique. *Geol. Sol. Min. (Moscou)*, n° 4.
- PONOMAREVA, V. V. 1949. Interaction of the group of crenic and apocrenic acid (fulvic acid) with the hydroxide of bases. *Pochvovedenié*, p. 638-651.
- PRESCOTT, J. A. 1931. *The soils of Australia in relation to vegetation and climate*. (Aust. Coun. Sci. Ind. Res. Bull., 52.)
- ; PENDLETON, R. L. 1952. *Laterite and lateritic soils*. Farnham Royal, Bucks. (England). 45 p. (Commonwealth Bureau of Soil Science, Tech. Commun., 47.)
- RAYCHAUDHURI, S. P. 1941. Indian soils. *Indian J. agric. Sci.*, vol. 10, p. 149-168.
- . 1962. Soil map of India, outline of soil classification legends. *First Soil Correl. Seminar, FAO, Tashkent*, p. 60-63.
- RICHTOFEN, F. V. 1886. *Führer für forschungsreisende*, p. 464-467.
- RIQUIER, J. 1960. Les phytolithes de certains sols tropicaux et des podzols. *C. R. 7^e Cong. Int. Sci. Soil, Madison*, p. 425-431.
- ROBERTS, J. L. 1947. Reduction of ferric hydroxide by strains bacillus polymyxa. *J. Soil Sci.*, vol. 63, n° 2, p. 135-140.
- ROBINSON, G. W. 1922. *Laterite and laterite soils*. 30 p. (Int. Bur. Soil Sci. Tech. comm. n° 24.)
- . 1949^a. *Soils, their origin, constitution and classification*. London, Th. Marby. 3^e éd. 573 p.
- . 1949^b. Some considerations on soil classification. *J. Soil Sci.*, 1. p. 150-155.
- ROBINSON, W. O.; HOLMES, R. S. 1924. *The chemical composition of soil colloids*. (USDA Bull., 1311.)
- ROSEVEAR, R. D. 1942. Soil changes in Evrugu plantation. *Farm and forest*, vol. 5, n° 1.
- ROSS, C. S. 1943. Geochemistry. Clays and soils in relation to geology processes. *J. Wash. Acad. Sci.*, vol. 33, p. 225-235.
- ROUGERIE, G. 1958^a. Acidité des eaux en milieu tropical. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 248, p. 447-449.
- . 1958^b. Existence et modalités du ruissellement sous forêt dense de Côte-d'Ivoire. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 246, n° 2, p. 290-292.
- RUHE, R. V. 1954. *Erosion surfaces of Central African interior high plateaux*. Bruxelles, Publ. INEAC. 38 p. (Série Sci., n° 59.)
- SABOT, J. 1954. Les latérites. *C. R. 19^e Cong. Int. Géol. Alger, ASGA*, fasc. 21.
- SAINT-SMITH, E. C. 1921. Lateritic deposits near charters towers. *Qd. Govt. Min. J.*, vol. 22, p. 359-360.
- SCAETTA, H. 1938. Sur la genèse et l'évolution des cuirasses latéritiques. *C. R. Soc. Biogéol.*, t. 15, n° 125, p. 14-18.
- . 1939. Les types climatiques de l'AOF. Leur rapport avec l'évolution du sol tropical. *La météorologie*, 3^e série, n° 19, p. 39-48.
- . 1940. Observations sur l'origine et la constitution des sols de l'AOF. *Ann. Agron.*, t. 10, n° 1 p. 101-126.
- . 1941. Limites boréales de la latéritisation actuelle en Afrique occidentale. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, n° 212, p. 129-130.
- SCHADE, H. 1910. Ueber Konkrementbildungen beim Vorgang der tropischen Entmischung von Emulsions Kolloiden. *Koll. Beih.*, vol. 1, p. 375-390.
- SCHAUFELBERGER, P. 1953. What is a laterite? *Geochim. Cosmochim. Acta*, n° 3, p. 47-52.
- SCHNELL, R. 1949. *Végétation et flore des monts Mibma*. Paris. Thèse.
- SCHNITZER, M. 1954. Mobilization of iron in podzol soils by aqueous leaf extracts. *Chem. and Ind. (Rev.)*, vol. 45.
- SCHUYLENBORGH, J. VAN. 1950. Electrokinetic behaviour of the sesquioxide hydrates and its bearing on the genesis of clay minerals. *Trans. 4th Int. Cong. Soil. Sci., Amsterdam*, p. 89-96.
- SCRIVENOR, J. B. 1930. Laterites. *Geol. Mag.*, vol. 57, p. 24-28.
- SEGALEN, P. 1957. *Étude des sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar*. 182 p. (Mem. Inst. Sci. Madagascar, série D., t. VIII.)

- SENSTIUS, N. W. 1931. Laterite und Polarmigration. *Gerlands Beiträge zur Geophysik. Köppen-Band, I*, p. 134-140.
- SHERMAN, G. D. 1949. Factors influencing the development of lateritic and laterite soils in the Hawaiian Island. *Trans. Pac. Sci. Cong.*, vol. 3, p. 307-314.
- . 1950. The genesis and morphology of Hawaiian ferruginous laterite crusts. *Trans. Pac. Sci. Cong.*, vol. 4, p. 315-322.
- . 1952. The genesis and morphology of alumina-rich laterite clay. *Problem of clay and laterite genesis*, p. 154. New York, Amer. Inst. Mining and Met. Eng.
- SIFFERT, B. 1962. *Quelques réactions de la silice en solution : la formation des argiles*. (Mem. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, Strasbourg, n° 21.)
- SIMPSON, E. S. 1912. Notes on laterite in Western Australia. *Geol. Mag.*, vol. 9, p. 399-406.
- SIVARAJASINGHAM, S.; ALEXANDER, L. T. A.; CADY, J. G.; CLINE, M. G. 1962. Laterite. *Advanc. Agron.*, vol. 14, p. 1-60. New York, London, Academic Press.
- SOUZA SANTOS, P., et al. 1953. *Koll. Zeit.*, 133, p. 101-107.
- STEPHENS, C. G. 1946. *Pedogenesis following the dissection of lateritic regions in southern Australia*. (CSIRO Aust. Bull., n° 206.)
- . 1962. *A manual of Australian soils*. Melbourne, CSIRO. 61 p.
- STEVENS, R. E.; CARRON, M. K. 1948. Simple field test for distinguishing minerals by abrasion. *Amer. Min.*, vol. 33, p. 31-50.
- STRAKHOV, N. M. 1947. *Faciès ferreux et leurs homologues dans l'histoire de la terre*. (Travaux Inst. Sci. Geol. Acad. Sci. URSS, n° 73, Série géol. n° 22.)
- SYS, C. 1959. Signification des revêtements argileux dans certains sols de l'Ituri (Congo belge). *3^e Conférence Int. Afr. sols, Dalaba*, vol. 1, p. 169-176.
- . et al. 1960. *La cartographie des sols au Congo et au Ruanda-Urundi, ses principes, ses méthodes*. Bruxelles, Publ. INEAC. (Série Techn. n° 63.)
- . 1962. Classification des sols du Congo. *Colloque sur la classification des sols*. Université de Gand, Belgique.
- TANADA, T. 1951. Certain properties of inorganic colloidal fractions of Hawaiian soils. *J. Soil Sci.*, n° 2, p. 83-96.
- TESSIER, F. 1954. *Oolithes ferrugineuses et fausses latérites dans l'est de l'AOF*. 16 p. (Ann. Int. Hautes Et. Dakar, t. I.)
- . 1959. La latérite du cap Manuel à Dakar et ses termitières fossiles. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, t. 248, n° 23, p. 3320-3322.
- THEOBALD, W. 1873. Geology of Pegu. *Mem. Geol. Survey India*, vol. 10, p. 244.
- THORP, J.; REED, E. C. 1949. Is there laterite in rocks of the Dakota Group? *J. Soil Sci.*, vol. 109, p. 69.
- U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE. SOIL SURVEY STAFF. 1960. *Soil classification, a comprehensive system, 7th approximation*. Washington, D. C.
- VAGELER, P. W. 1938. *Grundriss der tropischen und subtropischen Bodenkunde*. Aufl. 2. Berlin.
- VINE, H. 1949. *Nigerian soils in relation to parent material*, p. 22-29. (Comm. Bur. Soil Sc. Tech., Comm. 42.)
- . 1954. Latosols of Nigeria and some related soils. *Trans. 5th Int. Congr. Soil Sci., Leopoldville*.
- VOORT, M. VAN DER. 1950. The lateritic soils of Indonesia. *Trans. 4th Int. Congr. Soil Sci., Amsterdam*, p. 277-281.
- VOYSEY, H. 1833. *J. Asiatic Soc. Bengal*, vol. 2, p. 298-305.
- WAECEMANS, G. 1949. *Latéritisation et latérites*. Bruxelles, Centre Col. Doc. et Cong. Rech. Chim.
- . 1950. La latéritisation. *III^e Cong. Nat. Sci., Bruxelles*.
- . 1951a. Introduction à l'étude de la latéritisation et des latérites du Centre africain. *Bull. Agric. Congo belge*, vol. 42, p. 13-56.
- . 1951b. Latérites et bauxites. *Bull. Agric. Congo belge*, vol. 42, p. 567-574.
- . 1952. Latérites pisolithiques et scoriacées. 16 p. (Numéro 2 du *Bull. Agric. Congo belge*.)

- WÆGEMANS, G. 1954. *Les latérites de Gimbi (Congo belge)*. Bruxelles, Publ. INEAC. 27 p. (Série Sci., n° 60.)
- ; HENRY, S. 1954. La couleur des latosols en relation avec leurs oxydes de fer. *C. R. 5^e Cong. Int. Sci. Sol, Léopoldville*.
- ; VANDERSTRAPPEN, R. 1950. Anthogénèse, altération des minerais argileux et latéritisation dans les régions intertropicales. *C. R. 4^e Congr. Int. Sci. Sol, Amsterdam*, vol. 3, p. 145-149.
- WALTHER, J. 1889. Bericht über die Resultate einer Reise nach Ostindien im Winter. *Verh. Ges. Erdk., Berl.*, vol. 16, p. 318-328.
- . 1915. Laterit in West-Australien. *Zeits. dtsh. geol. Ges.*, vol. 67B, p. 113-140.
- . 1916. Das Geologische alter und die Bildung des Laterits. *Petermanns geogr. mitt.*, vol. 62, p. 1-7, 46-53.
- WAMBEKE, A. R. VAN. 1962. Criteria for classifying tropical soils by age. *J. Soil. Sci.*, vol. 13, n° 1, p. 124-132.
- WARTH, H.; WARTH, F. J. 1903. The composition of Indian laterite. *Geol. Mag.*, vol. 4, n° 10, p. 154-159.
- WEISER, H. B.; MILLIGAN, W. O. 1934. X-ray studies of the hydrous oxydes. *J. Phys. Chem.*, vol. 38, p. 513-519.
- WEISSE, G. DE. 1952. Note sur quelques types de latérite de Guinée portugaise. *Cong. Int. Geol., Alger*, p. 171.
- WENTWORTH, C. K. 1955. *USDA Soil Survey Ser.* 1939, n° 25, p. 15-18.
- WEY, R. 1961. (Intervention orale.) *Genèse et synthèse des argiles. Colloque CNRS n° 105*. Paris, CNRS, p. 174-175.
- WHITEHOUSE, F. W. 1940. *The lateritic soils of Western Queensland*. (Queensland. Univ. Dept. Geol. Paper 2, n° 1.)
- WILLSTATTER, R.; KRAUT, H. 1923. Les hydroxydes d'aluminium précipités par les alcalis et l'ammoniaque. *Ber. dtsh. chem. Ges.*, vol. 56, p. 149-162.
- WINGATE, G. 1852. The laterites of the southern Konkan and southern Mahratta country. *Trans. Bombay Geogr. Soc.*, vol. 10, p. 287.
- WOOLNOUGH, W. G. 1918. The physiographic elements of laterite in West Australia. *Geol. Mag.*, vol. 5, p. 385-393.
- WYNNE, A. B. 1872. Laterite in Kutch. *Mem. Geol. Survey India*, vol. 9, p. 68-70.
- ZONN, S. V.; LI CHEN-QUEI. 1961. Contribution à la connaissance du régime hydrique des sols forestiers tropicaux. *Pédologie (Moscou)*, n° 3.