

Démantèlement des paysages cuirassés anciens en zones forestières tropicales d'Afrique centrale : formation d'accumulations ferrugineuses actuelles en bas de versant

Émile Temgoua^{a,*}, Dieudonné Bitom^b, Paul Bilong^b, Yves Lucas^c, Hans-Rudolf Pfeifer^a

^a Centre d'analyse minérale, université de Lausanne, BFSH2, CH 1015 Lausanne, Suisse

^b Département des sciences de la Terre, université de Yaoundé, BP 812 Yaoundé, Cameroun

^c LEPI, université de Toulon et du Var, BP 132, 83957 La Garde cedex, France

Reçu le 4 mars 2002 ; accepté le 29 avril 2002

Présenté par Georges Pédro

Abstract – Old ferricrete landscape dismantling in Central Africa rain forest zone: formation of the present downslope iron accumulations. Present downslope iron accumulations were investigated in the rainforest zone in southern Cameroon. Six clay and Fe-hydroxide dominated patterns have been identified and occur on the lower part of hill slopes. They can be subdivided in three different sequences, related to gentle, moderate or steep slopes. They are discontinuous with respect to the dismantling zone of the old ferricrete cap formed at Cretaceous period. They show a gradual development from a soft Fe-crust (carapace) to a vesicular facies that will, with time, cover the whole landscape again. *To cite this article: É. Temgoua et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 537–543.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

tropical rain forest / slope / ferruginous accumulations / landsurface transformation / Cameroon

Résumé – Des accumulations ferrugineuses actuelles ont été caractérisées en zone forestière humide du Sud-Cameroun dans le cadre de cette étude. Six faciès identifiés se mettent en place au bas des versants. Ces faciès sont répartis sur trois séquences, en fonction de la pente du versant. Ils sont discontinus sur les faciès de dégradation des vieilles cuirasses jadis formées pendant le Crétacé. Ils montrent une évolution progressive et évoluent vers un carapacement massif, puis vacuolaire, susceptible de recouvrir de nouveau tout le paysage. *Pour citer cet article : É. Temgoua et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 537–543.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

zone forestière tropicale / versant / accumulations ferrugineuses / évolution du paysage / Cameroun

Abridged version

The ferricretes are in disequilibrium in tropical environments; they are degrading and dismantling [1, 17]. The dismantling affects the landscape morphology [1, 2, 4, 17]. The new landsurface shows present iron accumulations found on the lower part of hill slopes [2, 9, 14, 15, 19]. This study focuses on unknown downslope iron crusting

processes in tropical humid zones. The Meyomessala study soil shows 15 horizons that have been grouped into three types I, II and III (Fig. 4).

The downslope patterns are distributed into three sequences, illustrated in Figs. 3 and 4, which appear to derive from the same surface, and was entailed and eroded progressively from steep to moderate, and then to gentle slope [19]. The petrography data and water table fluctua-

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : Emile.Temgoua@cam.unil.ch (É. Temgoua).

tion show that the ferruginous accumulations of the downslope are linked with the hydromorphological processes.

On the steep slope (Fig. 4A), the mottled clay horizon represents the only iron accumulation pattern. This pattern is confined to the extreme part of the slope. It is developed as ferruginous core nodules, without continuous crusting process. The mottled clay are overlain by red soft clay of the crust dismantling patterns, on place as relics or transferred by crawling processes.

On the moderate slope (Fig. 4B), from the bottom to the top of the profile, the soil patterns consist of yellow grey clay, with a homogenous matrix constituted of mineral kaolinite. The variegated clay follows on top of the first pattern and consists of large mottled sectors, either purplish red, less hardened with goethite, or yellow and soft with goethite and kaolinite minerals, or whitish grey and flabby with kaolinite. The variegated massive carapace follows and is distinguished from the latter by its harden mottles and appearance of hematite. The accumulation of these materials is related to a perched groundwater aquifer that generates permanent humidity due to rising capillary water [19]. At the top of the variegated patterns, a spotted massive carapace shows very reduced yellow and whitish mottles, and abundant red mottles. The latter tend to form a continuous ferruginous frame constituted by hematite and goethite. These massive accumulations are richer in iron ($\sim 25\%$ Fe_2O_3). Here, the induration seems to be related to the seasonal humidity conditions.

With the subsidence of the land surface, the slope becomes gentle (Fig. 4C). Pedological features on the bottom of the profile are essentially whitish grey to greenish grey clay patterns, richer in quartz, kaolinite and cracks. The cracks are filled either by purplish red and less relatively soft material with goethite or by yellow soft materials, with kaolinite and goethite. The variegated vesicular carapace follows on top of the variegated clay and is distinguished from the latter by harder domains, and softer vesicles. The mottled clay pattern takes over from the variegated clay zone and the vesicular carapace towards the upper part of the slope. The mean iron content

is less here ($\sim 15\%$ Fe_2O_3). However, the lateral extension of the iron accumulations has a length of about 400 m and the vesicular carapace represents the hardest downslope pattern. The ferruginous network, developed through the fissures, is due to high groundwater fluctuations between dry and rainy seasons observed in the field [19]. Also here, the iron accumulation is linked to the water table fluctuation zone. These conditions are favourable to mobilise the iron during the humid period and to precipitate it during the dry one [10, 17] and explain why the iron is highly accumulated at the top of the ferruginous patterns.

The iso-titane mass balance used here was similar to those based on constant zirconium. As can be seen in Table 1, the ferricrete (group II) and the ferruginous downslope accumulations (group III) show an allochthonous enrichment. The enrichment obtained on the downslope patterns indicates that iron is transferred from the hill summit to the downslope sequences. Its contribution is higher on the moderate slope than on the gentle slope and indicates that after transfer, the iron is also redistributed during the transformation of the massive carapace to the vesicular carapace when the slope becomes gentle.

The carapace crust-building process starts at the springhead where the slope is still steep and remains confined to the slope extremity (Fig. 5B). This sequence might represent the first stage of the landscape transformation during the Eocene period. When the slope is moderate (Fig. 5C), the ferruginous accumulation moves upstream and becomes hard in the upper part of the profile, and the massive carapace appears. When by subsidence the slope becomes gentle (Fig. 5D), the ferruginous accumulations extend more on the slope, while the vesicular carapace replaces the massive carapace: it is the starting stage towards the vesicular crust-building process, able to invade completely the planar landscape (Fig. 5E). The ferruginous accumulations are generalised to the southern Cameroon rain forest zone. The present vesicular carapace might be the precursor of the vesicular crust describe by Beauvais [1] in the Central Africa, which characterises the rain tropical environment.

1. Introduction

Les cuirasses ferrugineuses, très répandues dans la zone intertropicale, se sont formées sous climat à saisons contrastées [8, 17], probablement au Crétacé [1, 13]. En région tropicale humide, sous ambiance forestière, ces vieilles cuirasses sont en déséquilibre ; elles se dégradent et se démantèlent. Le démantèlement se fait par le haut des cuirasses, conduisant à la formation d'un horizon nodulaire, et par leur base, conduisant à la formation d'un horizon caillouteux [4], ou au sein même de la cuirasse [1, 17]. Cette évolution affecte la morphologie des paysages [1, 4, 17], qui présentent

deux niveaux topographiques : un niveau à cuirasse continue, le plus haut, le plus ancien, à larges interfluves à sommet tabulaire et couvert de savane, un niveau à cuirasse discontinue, plus bas, plus récent, au modelé en demi – orange et couvert de forêt [9, 14], King, 1962, in [17].

Dans ce deuxième niveau, à morphologie caractéristique des climats tropicaux ou équatoriaux [14], de nouvelles accumulations ferrugineuses sont en cours d'individualisation au bas des versants des interfluves [2, 9, 14, 15, 19]. Les processus conduisant à ces accumulations de fer de milieu tropical humide sont encore peu connus et font l'objet de cette étude.

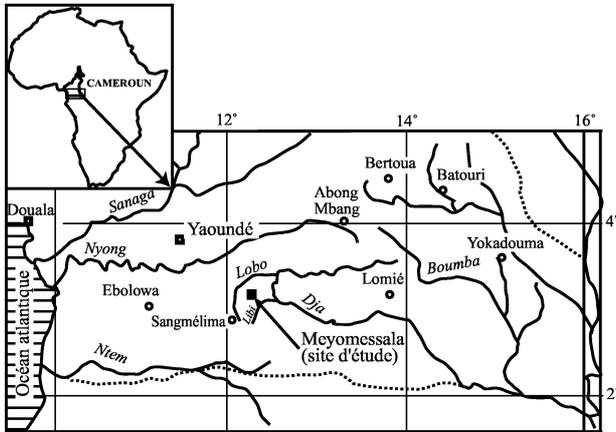


Figure 1. Situation du Cameroun en Afrique et du site de Meyomessala dans le Sud-Cameroun.

Figure 1. Cameroon location in Africa and the Meyomessala study sector in southern Cameroon.

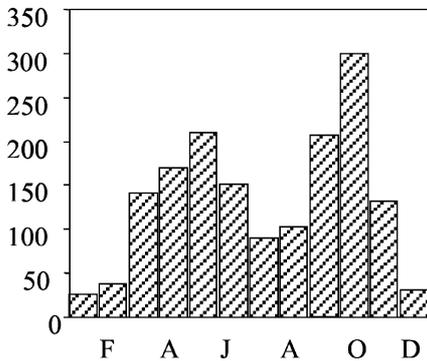


Figure 2. Précipitations mensuelles de la station de Sangmélina près de la région de Meyomessala (moyennes de 1977–1997).

Figure 2. Monthly precipitations of Sangmelima station near the study area (average from 1977 to 1997).

2. Site

Le site d'étude est la région de Meyomessala, au Sud-Cameroun forestier (Fig. 1), avec en moyenne 1600 mm de pluies annuelles (Fig. 2) et 23,9 °C de température. Ce climat, aujourd'hui subéquatorial à quatre saisons, était tropical à saisons contrastées il y a 60 à 70 Ma (Paléocène) [13]. Le substratum rocheux est un granodiorite du craton du Congo. Le modelé du paysage du Sud-Cameroun est rattaché à la surface africaine 1 (600–800 m d'altitude), très étendue en Afrique centrale. Les collines hautes montrent des pentes fortes, tandis que les pentes sont de plus en plus faibles vers les collines basses et vers le sud. Cette succession est attribuée à une morphogenèse progressive due à l'érosion [14, 18]. Pentas fortes et pentes faibles sont emboîtées dans la partie centrale de la région, sur la ligne Ebolowa–Sangmélina–Lomié, sur laquelle a été choisi le site de cette étude.

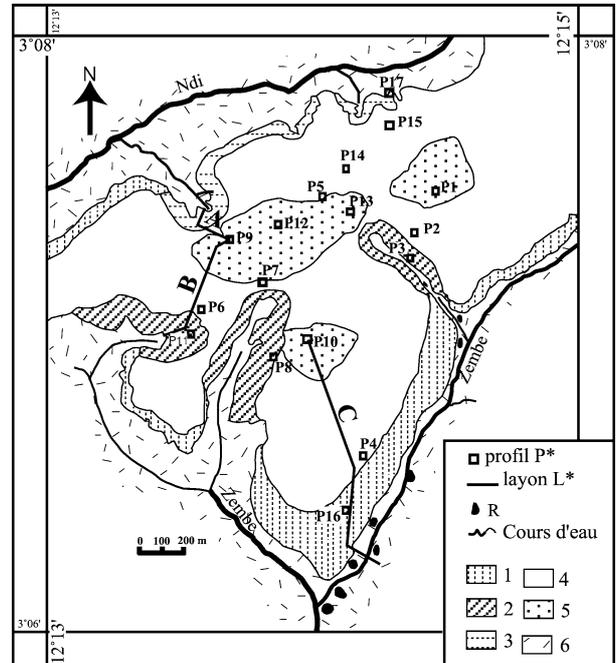


Figure 3. Localisation des observations et des six principales unités de modelé de l'interfluve de Meyomessala. □P* : Puits numéro * ; — L* : layon numéro * ; ■R : roche affleurante. 1 : Bas de versant à pente faible (1 à 2%), cernant les lobes des versants du réseau Zembe. 2 : Bas de versant à pente moyenne (15 à 30%), constituant des auréoles à la tête des entailles du réseau hydrographique de la Zembe. 3 : Bas de versant à pente forte (30 à 50%), réduits à la bordure septentrionale de l'interfluve. 4 : Haut de versant à pente faible (2 à 12%). 5 : Plateaux sommitaux, à pente inférieure ou égale à 1%. 6 : Zones marécageuses de fond de vallée, dans lesquelles peuvent apparaître des affleurements rocheux.

Figure 3. Localisation of the observations and of the six main morphology units of the studied Meyomessala hill. □P*: profile number *; — L*: layon No. *; ■R: outcropping rock. 1: Gentle downslope (1–2%). 2: Moderate downslope (15–30%). 3: Steep downslope (30–50%). 4: Upper part of the hill (2–12%). 5: Top plateaus (slope lower than 1%). 6: Swamping trough.

3. Résultats

3.1. Les unités morphologiques du site

Le plateau sommital du site est à 705 m d'altitude. La dénivellation est de 70 m au sud et de 45 m au nord. Cet interfluve d'étude présente une morphologie de butte tabulaire à versants dissymétriques, fortement entaillée de part en part et à versants de pentes très variables. Six unités morphologiques y sont distinguées (Fig. 3).

Trois types de profils topographiques caractérisent donc le site : sur les bordures nord de l'interfluve, les versants sont courts, hauts en altitude et ont des pentes fortes, pouvant atteindre 50% en direction des entailles ; le long des lobes sud et est, les versants sont longs, plus surbaissés et les pentes sont faibles, inférieures à 5% en direction des marécages ; le

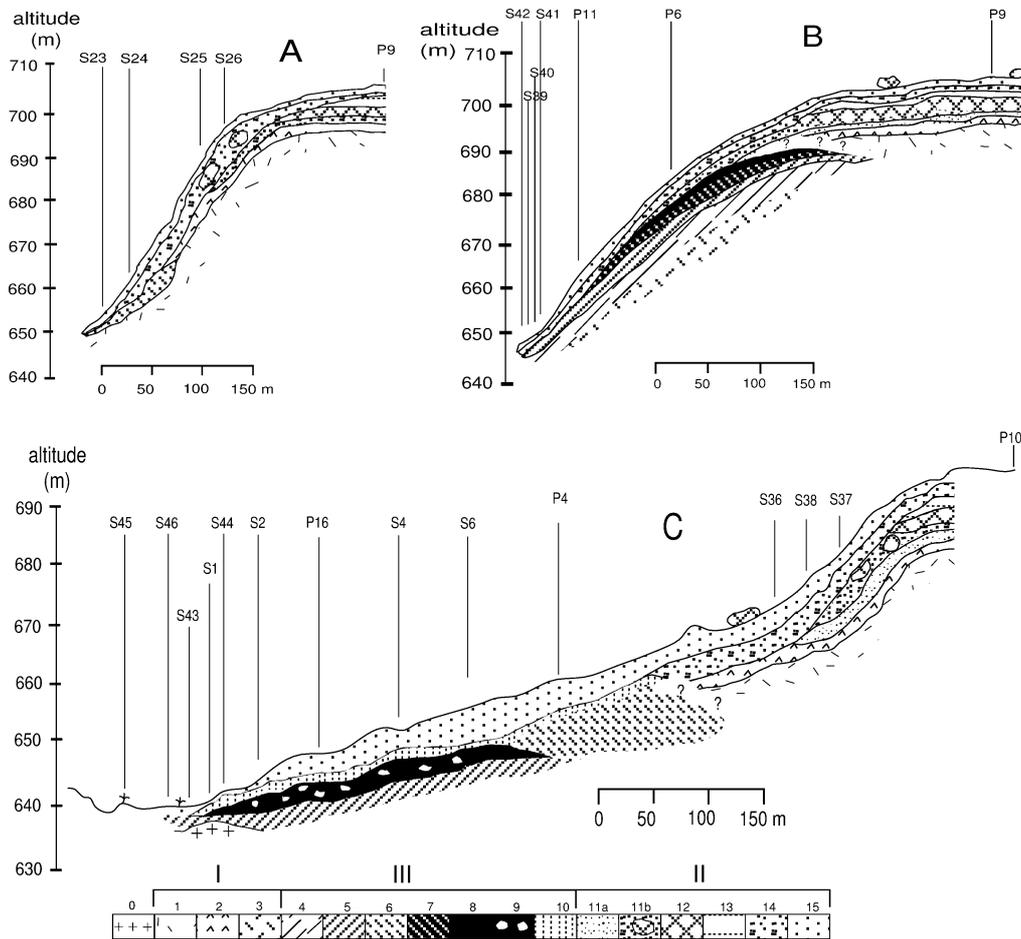


Figure 4. Toposéquences des sols du site de Meyomessala. **A** : Sur pente forte ; **B** : sur pente moyenne ; **C** : sur pente faible. **I** : Ensembles d'altération 1–3 ; **II** : ensembles de démantèlement de la cuirasse 11–15 ; **III** : ensembles d'accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versant 4–10. **0** : Granodiorite ; **1** : ensemble isaltéritique ; **2** : ensemble allotéritique ; **3** : argile grise ; **4** : argile gris jaune ; **5** : argile bariolée ; **6** : argile tachetée ; **7** : carapace massive bariolée ; **8** : carapace massive tachetée ; **9** : carapace vacuolaire bariolée ; **10** : horizon brun rouge finement tacheté à noyaux ferrugineux ; **11a** : horizon caillouteux ; **11b** : horizon à blocs de cuirasse ; **12** : cuirasse ; **13** : carapace nodulaire tachetée ; **14** : ensemble nodulaire meuble ; **15** : ensemble argileux meuble supérieur ; **P** : fosse pédologique ; **S** : sondage à la tarière manuelle.

Figure 4. Soil sequences of Meyomessala study area. **A**: steep slope; **B**: moderate slope; **C**: gentle slope. **I**: Weathering horizons 1–3; **II**: ferricrete and ferricrete dismantling horizons 11–15; **III**: present downslope ferruginous accumulations 4–10. **0**: Granodiorite rock; **1**: saprolite; **2**: fine saprolite; **3**: grey clay; **4**: yellow grey clay; **5**: variegated clay; **6**: mottled clay; **7**: variegated massive carapace; **8**: spotted massive carapace; **9**: variegated vesicular carapace; **10**: brown red horizon, finely spotted with ferruginous mottled; **11a**: pebbled horizon; **11b**: horizon with blocks of ferricrete; **12**: ferricrete; **13**: spotted nodular carapace; **14**: soft nodular horizons; **15**: soft clayey upper horizon; **P**: soil profile, **S**: sounding.

troisième type de terminaison est intermédiaire aux deux précédents ; il est observé à la tête des entailles du réseau hydrographique de la Zembe et présente des pentes moyennes.

3.2. Les types d'horizons et les toposéquences

L'étude pédologique de l'interfluve met en évidence 15 types d'horizons, que l'on peut regrouper en trois grands groupes, I, II et III (Fig. 4). La spatialisation de ces groupes d'horizons fait ressortir les ensembles altéritiques (groupe I) à la base des deux autres groupes. Le groupe II apparaît en amont, avec la cuirasse continue ; la carapace nodulaire tachetée est répartie suivant les contours des plateaux, prolon-

geant la cuirasse ; l'ensemble nodulaire meuble est affleurant en mi-pente des versants nord et sud, subaffleurant partout ailleurs, sauf sous la partie aplatie du plateau central, où il est absent. Le groupe III apparaît en bas de versant et monte, de la base vers le haut des profils, six principaux faciès d'accumulations ferrugineuses actuelles ; ces derniers sont répartis en trois séquences type, selon que la pente est faible, forte ou moyenne [19].

3.3. Évolution du paysage et carapacement de bas de versant

L'évolution naturelle du paysage correspond au recul progressif des versants, avec démantèlement des

cuirasses anciennes de sommet d'interfluve, déjà décrit par ailleurs [2, 4, 17–19]. Le présent travail met en évidence le remplacement progressif de ces formations cuirassées amont par des formations aval plus hydromorphes, à carapaces ferrugineuses. On considérera la séquence des bas de versant à pentes forte, moyenne et faible comme une chronoséquence, les données pétrographiques et hydrodynamiques ainsi que des bilans de masse permettant de préciser les processus de genèse de ces accumulations ferrugineuses.

3.3.1. Données pétrographiques et hydrodynamiques

Sur pente forte, l'unique faciès d'accumulations ferrugineuses de bas de versant est représenté par l'*argile tachetée* se distinguant de l'horizon d'altération de la base par un amincissement des taches rouge violacé, jaunes et blanchâtres et l'existence, au sein des taches rouge violacé, de petits noyaux ferrugineux hématitiques et goëthitiques indurés. Ce faciès est restreint à la base des versants (Fig. 4A) et cerne la bordure nord de l'interfluve. Il est surmonté par l'ensemble nodulaire meuble du système amont, relictuel en place ou déplacé par des processus de reptation.

Dans les bas de versant de pente moyenne, on distingue, de bas en haut : un faciès *argile gris jaune* homogène à kaolinite, un faciès *argile bariolée* à larges taches, soit rouge violacé, goëthitiques très faiblement indurées, soit jaunes, goëthitiques, kaolinitiques et meubles, soit gris blanchâtre, kaolinitiques et tendres ; un faciès *carapace massive bariolée*, se distinguant du faciès précédent par des taches plus indurées ; enfin, un faciès *carapace massive tachetée*, dans lequel les taches rouges tendent à s'organiser en une trame hématitique et goëthitique indurée, riches en fer (~25% pondéral Fe_2O_3). Les différents faciès de cette séquence se développent sur une épaisseur de plus de 8 m (Fig. 4B), mais leur extension latérale reste faible, inférieure à 200 m. Ils occupent environ 7% des 250 ha de l'interfluve et se forment dans la zone affectée par des battements de nappe [19] : nappe profonde pour les faciès de profondeur, nappes perchées pour les carapaces massives.

Sur les bas de versant de pente faible, on distingue, de bas en haut : un faciès *argile bariolée*, constitué d'un fond gris blanchâtre kaolinitique et quartzitique, d'un réseau de fissures à remplissage, soit rouge violacé goëthitique très faiblement induré, soit jaune kaolinitique et goëthitique et tendre ; un faciès *carapace vacuolaire bariolée*, surmontant directement l'*argile bariolée* et s'en distinguant par des domaines plus indurés, organisés en un réseau ferrugineux rouge sombre hématitique et goëthitique et par l'apparition de vacuoles à argile meuble. Ces accumulations, en moyenne moins riches en fer (~15% pon-

déral Fe_2O_3), se développent sur des épaisseurs de 1 à 4 m et s'étalent plus sur le versant (Fig. 4C), prolongées par l'*argile tachetée* vers l'amont. Leur genèse, à l'aval de ces séquences, est directement liée aux fluctuations de la nappe, qui créent un contraste d'humidité très marqué entre saison sèche et saison de pluies [19]. Pendant les périodes de dessiccation, il se forme, dans les argiles kaolinitiques, un réseau de fissures dans lesquelles précipitent du fer amorphe et de la goëthite, qui initient la trame ferrugineuse de la carapace. La diffusion centripète du fer vers les fissures maintient, entre la trame, des zones meubles à l'origine des vacuoles.

Les données pétrographiques et hydrodynamiques montrent que le stade le plus précoce du carapacement de bas de versant est représenté par les taches. Ces dernières se présentent d'abord sous forme de voiles ferrugineux au sein des microfissures de dissolution des minéraux primaires, en domaines lithomorphes à la base des argiles tachetée et bariolée [19]. Il n'y a pas de carapacement continu sur pente forte. Cependant, par diffusion du fer, s'effectue la micro-nodulation [3] à l'origine des accumulations massives sur les versants de pente moyenne, localement fortes mais d'extension limitée. Sur les versants de pente faible, enfin, les accumulations recouvrent la plus grande partie des surfaces. Là encore, les accumulations sont liées aux zones de battement de nappe. De nombreuses études montrent que, sous climats à saisons contrastées, les zones de rabattement de nappe sont généralement les lieux de précipitation du fer [10, 17], notamment lors du rabattement de la nappe à la fin de la saison de pluies. Ceci explique la plus forte concentration de fer sous forme d'hématite à la partie supérieure des accumulations ferrugineuses.

3.3.2. Bilans de masse

Le fer des accumulations de bas de versant peut provenir d'une accumulation relative locale (mobilité par rapport aux autres éléments au cours de l'enfoncement progressif du profil dans les altérations sous-jacentes) ou d'accumulation absolue allochtone (transfert, le long du versant, de fer provenant du démantèlement des cuirasses amont). Pour évaluer la part de ces processus, les bilans de masse ont été réalisés pour les différents types de volumes pédologiques par une méthode iso-élément [5, 7]. La roche mère est considérée comme homogène et l'élément invariant choisi est le titane. Plusieurs études montrent, cependant, que cet élément est susceptible de migrer [6, 20], tout comme le zirconium [11, 16]. Les calculs iso-titane et iso-zirconium donnent des résultats très voisins pour les sols jeunes de bas de versant [19]. Nous en concluons que les calculs iso-titane donnent une estimation raisonnable des transferts. Les calculs réalisés à partir de profils moyens sont reportés dans

Tableau 1. Enrichissement ou perte en Fe par rapport à la roche mère, dans des profils moyens représentatifs d'unités morphologiques. Valeurs en kg m^{-2} .

| | Profils de bas de versant à pente faible | Profils de bas de versant à pente moyenne | Profil cuirassé sommital |
|------------------------|--|---|--------------------------|
| Horizons du groupe II | | | +3812 |
| Horizons du groupe III | +250 | +2023 | |
| Horizons du groupe I | -120 | -323 | -606 |
| Total profil | +130 | +1700 | +3206 |

le Tableau 1 ; les valeurs négatives indiquent une lixiviation du fer hors du profil, les valeurs positives indiquent un enrichissement par apport de fer allochtone.

On remarque que, sur l'ensemble des profils, les horizons d'altération (groupe I) présentent une perte en fer par rapport à la roche-mère. Cette perte est la plus importante pour les horizons d'altération sous cuirasse, du fait de leur position en amont des unités de relief. Les horizons cuirassés amont (groupe II) présentent un apport allochtone apparent très important, que l'ancienneté de ces formations ne nous permet pas de rapporter à des processus particuliers : les longues durées avec variation des conditions de fonctionnement des profils sont en effet susceptibles d'avoir permis des transferts de Ti ou Zr que nous n'avons pas actuellement les moyens d'évaluer. De tels transferts sont beaucoup moins probables sur les formations jeunes de bas de versant.

Les horizons d'accumulations ferrugineuses de bas de versant (groupe III) présentent également un apport allochtone. Celui-ci est très important pour les séquences de pente moyenne, plus faible, mais significatif, pour les séquences de pente faible. Ces valeurs indiquent, d'une part, une contribution importante des transferts de l'amont vers l'aval dans la formation des carapaces de bas de versant et, d'autre part, une nouvelle redistribution du fer lors du remplacement des carapaces massives par les carapaces vacuolaires, par progression latérale lors du recul des versants.

4. Conclusions

Les considérations ci-dessus nous permettent d'établir un modèle d'évolution des paysages de la région étudiée (Fig. 5).

La situation de départ est un paysage cuirassé dans un milieu de savane (Fig. 5A). À Meyomessala, tout l'interfluve, d'altitude moyenne 700 m, est aujourd'hui boisé. Les reliques de la cuirasse ancienne y sont conservées sur le plateau sommital, comme dans de nombreux sites étudiés en zone tropicale humide [1, 2, 4, 15, 19]. Le démantèlement de la cuirasse et le recul des versants font apparaître de nouvelles accu-

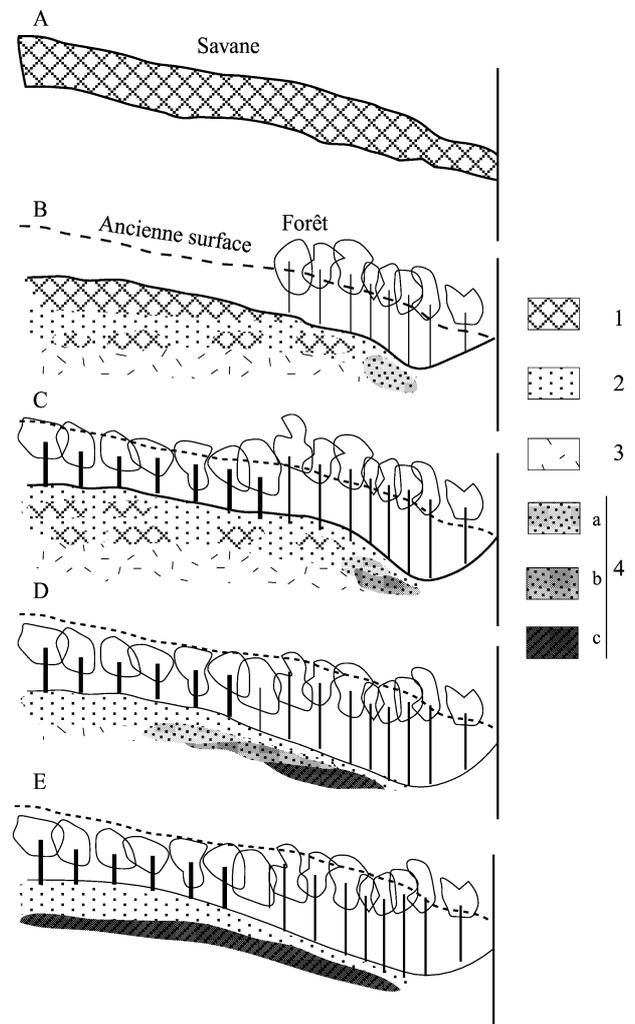


Figure 5. Modèle d'évolution des paysages de la région tropicale humide. **A** : Crétacé ; **B** : Éocène ; **C** : Actuel ; **D** : Actuel ; **E** : Évolution future possible. **1** : Cuirasse hématitique ; **2** : niveau argileux meuble ; **3** : niveau altéritique ; **4** : accumulations ferrugineuses de bas de versant (**a** : argile tachetée, **b** : carapace massive, **c** : carapace vacuolaire).

Figure 5. Model of landscape development in the humid tropical area. **A**: Cretaceous; **B**: Eocene; **C**: Present; **D**: Present; **E**: Expected outlook development. **1**: Hematite ferricrete; **2**: soft clayey level; **3**: weathering level; **4**: downslope ferruginous accumulations (**a**: mottled clay, **b**: massive carapace, **c**: vesicular carapace).

mulations ferrugineuses en bas de versant, sous forme de carapaces, qui sont à mettre en relation avec la dynamique des nappes. Le démantèlement des cuirasses amont s'accompagne d'une perte de matériaux, qui provoque un rabattement des pentes et une remontée relative des nappes [2, 12]. Le fer, mobilisé à partir des zones de démantèlement amont est transféré vers l'aval, où il s'accumule. Il y a une condition d'hydromorphie temporaire à la formation de ces accumulations.

Le carapacement se déclenche au niveau des têtes de source, où les pentes sont fortes, les accumulations étant alors restreintes à la base des versants (Fig. 5B). Ce type de séquence représenterait le début de la transformation des paysages, initié à l'Éocène. Lorsque la pente est moyenne (Fig. 5C), les accumulations ferrugineuses occupent une plus grande partie du versant ; en même temps, elles deviennent plus consistantes à leur sommet, avec la formation des carapaces massives. Lorsque, par aplanissement progressif, les pentes sont devenues faibles, les accu-

mulations du fer se sont étalées plus sur le versant et les carapaces vacuolaires ont remplacé les carapaces massives (Fig. 5D). L'aplanissement semble se poursuivre actuellement, avec un carapacement vacuolaire généralisé de l'interfluve (Fig. 5E). De telles accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versant sont ubiquistes dans la zone forestière sud-camerounaise ; elles constituent l'un des traits marquants de ce paysage à pluviosité relativement faible ; leur induration et leur extension sont variables en fonction du modelé des interfluves. Le carapacement vacuolaire apparaît donc comme le terme actuel de la séquence d'évolution. Il peut également constituer le stade initial d'un nouveau cuirassement généralisé du paysage, qui serait favorisé par un changement climatique vers des conditions plus sèches et plus contrastées. Les cuirasses vermiformes identifiées par Beauvais [1] sur des bas plateaux en Centrafrique peuvent, par exemple, constituer une évolution de carapaces vacuolaires formées dans les conditions observées sur ce site d'étude.

Références

[1] A. Beauvais, Paléoclimats et dynamique d'un paysage cuirassé de Centrafrique. Morphologie, pétrologie et géochimie, thèse, université de Poitiers, 1991.

[2] P. Bilong, S.M. Eno Belinga, B. Volkoff, Séquence d'évolution des paysages cuirassés et des sols ferrallitiques en zone forestière tropicale d'Afrique centrale. Place des sols à horizon d'argile tachetée, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA 314 (1992) 109–115.

[3] D. Bitom, B. Volkoff, Mise en évidence de deux modes de microstructuration dans une couverture de sols ferrallitiques rouges du Sud-Cameroun, Sci. Sol. 29 (4) (1991) 289–300.

[4] D. Bitom, B. Volkoff, Altération déferruginisante des cuirasses massives et formation des horizons gravillonnaires ferrugineux dans les sols de l'Afrique centrale humide, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 316 (1993) 1447–1454.

[5] G.H. Brimhall, C.N. Alpers, A.B. Cunningham, Analysis of supergene ore-forming processes and ground-water solute transport using mass balance principles, Econ. Geol. 80 (5) (1985) 1227–1256.

[6] S. Cornu, Y. Lucas, E. Lebon, J.P. Ambrosi, F. Luizão, J. Rouiller, M. Bonnay, C. Neal, Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, Central Amazonia, Geoderma 91 (1999) 281–295.

[7] N. Leneuf, L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés, thèse d'État, Paris, 1959.

[8] R. Maignien, Le cuirassement des sols en Guinée, Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, 1958.

[9] D. Martin, Étude pédologique dans le centre Cameroun, Nanga Eboko à Bertoua. Mém. Orstom, Paris, 19, 1966.

[10] D. Nahon, Introduction to the petrology of soils and chemical weathering, John Wiley and Sons, New York, 1991.

[11] P. Oliva, J. Viers, B. Dupré, J.-P. Fortune, F. Martin, J.-J. Braun, D. Nahon, H. Robain, The effect of organic matter on chemical weathering: study of a small tropical watershed: Nsimi-Zo-été site, Cameroon, Geochim. Cosmochim. Acta 63 (23–24) (1999) 4013–4035.

[12] J.-C. Olivry, Fleuves et rivières du Cameroun, Monogr. Hydrol. Orstom n° 9, France, 1986.

[13] J.J. Parrish, A.M. Ziegler, C.R. Slotese, Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites of the Mesozoic and Cenozoic, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 40 (1982) 67–101.

[14] P. Segalen, Les sols ferrallitiques, 2 tomes, Coll. Études et thèses Orstom, Paris, 1995.

[15] F. Seyler, B. Volkoff, Spatialisation de l'étude pédologique d'un bassin versant élémentaire sous forêt dense à l'aide d'une image TM, Cah. Orstom, Ser. Pédol. XXVII (1) (1993) 95–106.

[16] F. Soubiès, A.J. Melfi, J. Delvigne, I.A. Sardela, Mobilidade do zircônio na bauxitização de rochas alcalinas do maciço de Poços de Caldas, Minas Gerais, Rev. Bras. Geociências 21 (1) (1991) 17–22.

[17] Y. Tardy, Pétrologie des latérites et des sols tropicaux, Masson, Paris, 1993.

[18] Y. Tardy, C. Roquin, Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales, Éditions BRGM, Orléans, France, 1998.

[19] É. Temgoua, Les accumulations ferrugineuses actuelles de bas de versant en zone forestière humide du Sud-Cameroun. Évolutions pétrologiques des faciès et des éléments traces en relation avec le cuirassement, thèse, université de Lausanne, Suisse, 2001.

[20] L. Veillon, Sols ferrallitiques et podzols en Guyane septentrionale : relations entre systèmes de transformations pédologiques et évolution historique d'un milieu tropical humide et forestier, thèse, université Paris-6, 1990.