



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 335 (2003) 1109–1119



Géosciences de surface

Altérations dans la zone tropicale. Signification à travers les mécanismes anciens et/ou encore actuels

Daniel Nahon^{a,b}

^a *Cerege, université Aix-Marseille-3, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 4, France*

^b *Cirad, 43, rue Scheffer, 75116 Paris cedex 16, France*

Reçu le 24 septembre 2003 ; accepté le 6 octobre 2003

Rédigé à l'invitation du Comité éditorial

Résumé

L'étude microscopique de l'organisation des sols et des altérites révèle la direction de l'évolution et les relations d'ordre génétique et historique entre leurs constituants minéraux et comment en définitive les processus géochimiques pourraient être visualisés. Si certains sols et altérites peuvent être considérés comme les produits d'une altération récente, d'autres requièrent un intervalle de temps beaucoup plus long. Ces différents aspects du manteau d'altération coexistent dans les mêmes paysages et il est difficile à l'observateur de les différencier. En d'autres termes, le manteau d'altération qui recouvre la plupart des continents est un véritable *patchwork* à la recherche d'un équilibre jamais atteint. Ainsi, dans les manteaux d'altération latéritique, la plupart des modèles de genèses et d'évolution montrent la complexité des processus géochimiques et l'échelle de temps nécessaire à leur différenciation se mesure en millions d'années. Les vitesses d'altération géochimiques et les âges des manteaux sont discutés en fonction des processus qui affectent les têtes et les bases des manteaux. **Pour citer cet article : D. Nahon, C. R. Geoscience 335 (2003).**

© 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Weathering in tropical zone. Significance through ancient and still active mechanisms. The microscopic study of the organization of soils and alterites reveals the direction of evolution and the genetic and historical relationship between their constitutive minerals and how, subsequently, geochemical processes could be visualized. If certain soils and alterites may be considered to be the products of recent weathering, others span a much longer time interval. These different aspects of the weathering mantle coexist in the same landscape, and this situation makes them difficult to distinguish. In other words, the weathering mantle that extends over most continental areas is a real patchwork in search for an equilibrium never reached. So, in lateritic weathering mantles, most of genetic and evolutive modelling reveals the complexity of geochemical processes and time scale required to their differentiation ranges from one to several million years. The weathering rates and ages of weathering profiles are discussed as a function of processes that run at the top and at the bottom of weathering mantles. **To cite this article: D. Nahon, C. R. Geoscience 335 (2003).**

© 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : altération des roches ; latérites ; vitesse d'altération ; datations ; paléoclimats

Keywords: rock weathering; laterites; weathering rates; dating; palaeoclimates

Adresse e-mail : nahon@cerege.fr (D. Nahon).

1631-0713/\$ – see front matter © 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.
doi:10.1016/j.crte.2003.10.008

Abridged English version

Enormous volumes of igneous, metamorphic and sedimentary rocks are involved in the biogeochemical weathering that affects the surface of the continents. Among this, about tens of meters of thickness over about one third of all emerged lands are today undergoing lateritization (Fig. 1); however, because of this thickness, laterites consist of more than 85% of the current soil cover over the world. In the main, these laterites are made up of kaolinites, oxides, and aluminium and iron oxihydroxides [26]. All these minerals develop at the expenses of parent minerals whatever the original rock, and can be considered as secondary authigenic minerals. Kaolinites and other authigenic secondary minerals are clearly observed as soon as the first stages of weathering, in pseudomorph after pre-existing parent minerals, leading to a preservation of original shapes, textures and volumes [23, 27].

There is no doubt that chemical inputs and outputs during weathering mass transfers can be referred to preserved volumes of original parent rock rather, than to the so-called immobile elements, such as Ti or Zr, which are in fact mobile in several geochemical conditions prevailing in laterites [20]. The microscopic-scale study of the organization of lateritic soil cover reveals the direction of evolution and the genetic and historical relationship between their constitutive minerals and how, subsequently, geochemical processes could be visualized. Moreover, the coexistence of several and different populations of a same authigenic mineral (i.e. kaolinite or oxihydroxide) can yield a possible reconstruction of a record of changes in weathering climatic conditions [12] using variations in oxygen and hydrogen isotopic compositions (Figs. 3–6).

Combining Ar/Ar dating of suitable minerals such as K–Mn-bearing oxihydroxides [32,36] with results obtained through stable isotopes studies, it is obvious that laterites can be considered to be the products of several weathering periods, some of them spanning tens-of-million-year time intervals (Fig. 2), and others are still working. These different aspects of the lateritic mantle coexist in the same landscape or in the same profile, and this situation makes them difficult to distinguish. Estimated rates of weathering can vary by a factor of ten. A saprolite horizon (i.e. laterite with original preserved rock volumes) is assumed to differ-

entiate at rates ranging from 4 to 40 m Myr⁻¹ [17,34, 37]; faster rates are those taking into account the biomass factor [1,18,25,29]. Simulation of the reaction–transport dynamics of coupled dissolution and replacement of parent mineral such as plagioclase by authigenic secondary Al hydroxides yields predicted rates twice as much fast as those obtained with a biomass factor [38].

Considering all data of literature as a guide in estimating the rate of formation of lateritic weathering, it can be reasonably concluded that 20-m-thick laterite required about 500 kyr to be formed.

Most part of lateritic covers might be older, as mentioned in Ar/Ar dating studies. However, in such so-called old profiles, using U and Th short-lived isotopes distribution in tropical laterites (Fig. 8), it is shown that the isotopic ratios are in radioactive disequilibrium, showing that laterites are complex and in search for an equilibrium never reached. So, in lateritic weathering mantles, most of genetic and evolutive modelling reveals the complexity of geochemical processes and time scale required to their differentiation range from half to several million years. Even for the oldest ones, top soil front and the weathering front at the base of weathering mantle are the more active ones and are still working (Fig. 7) to such an extent that the weathering rate at the contact of the non-weathered parent rock is about twice as much faster as the top soil front (or top erosion) (Fig. 9), allowing us to assume that the lateritic tropical cover is still thickening nowadays [4,9].

1. Introduction

Des volumes de plusieurs milliers de kilomètres cubes de roches ignées, métamorphiques et sédimentaires sont impliqués dans l'altération bio-géochimique qui affecte la surface des continents. L'eau météorique est le facteur le plus important de ce processus. Elle dissout le CO₂ de l'atmosphère, nécessaire à l'altération des minéraux et des roches, interagit avec ceux-ci et la végétation qu'elle influence directement et, enfin, transporte les éléments dissous et les particules vers les rivières et les océans. La quantité d'eau de pluie qui tombe à la surface des continents est donc déterminante sur les vitesses d'altération et donc sur les bilans. C'est pourquoi, là où l'eau liquide est absente

(zones désertiques ou zones glacées), l'altération biogéochimique est, elle aussi, pratiquement absente ou négligeable et largement dominée par l'altération physique. Cette différence entre bio-géochimique et physique n'est plus toujours considérée, surtout si l'on s'applique à mesurer les bilans de l'altération globale à travers la composition chimique des eaux de rivière et de fleuve.

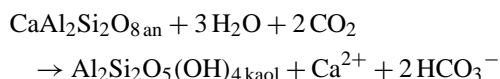
Néanmoins, Pédro [31] avait, en 1968, estimé à 14% les surfaces des continents où l'altération biogéochimique était négligeable. Pendant une décennie, l'altération biogéochimique a été définie par les types de minéraux secondaires qu'elle engendrait (cf. références in [30]). La quantité d'eau de pluie (la pluviométrie) était traduite dans les réactions de bilans qui conduisaient à tel ou tel type de minéral d'altération, représentatif de tel ou tel type de couverture d'altération.

Rapidement, une voie d'étude des vitesses d'altération des roches est apparue à travers la mesure de la silice dissoute [34] évacuée par les eaux de percolation, de sources, de rivières, car elle semblait traduire à la fois les types d'altération et semblait résulter du lessivage des seuls minéraux silicatés des roches mères.

La complexité des systèmes d'altération est vite apparue. Tout d'abord, le rôle joué par la silice biogène, livrée au cours de la décomposition de la litière végétale. Un exemple marquant a été celui de l'Amazonie, étudié par Lucas et al. [19], où les bilans de la silice dissoute montraient une contribution de la silice biogène quatre fois plus importante que celle de la silice issue des minéraux silicatés, éclairant enfin le géochimiste et le pédologue sur l'existence des horizons supérieurs kaoliniques des latosols amazoniens, alors que les modèles prédictifs thermodynamiques laissaient supposer, sur la seule hydrolyse des minéraux silicatés, la présence d'horizons gibbsitiques. Depuis, d'autres travaux [16,22] ont apporté nombre d'informations quant au rôle du cycle de la silice biogène dans les altérations supergènes. Dans ce volume, Meunier [21], en partant de quelques exemples de sols développés sur coulées basaltiques d'âges différents et sur une analyse bibliographique complète, souligne l'importance du rôle des plantes dans le cycle bio-géochimique de la silice.

Une autre voie d'estimation des vitesses d'altération des roches silicatées est de mesurer l'ion bicarbonate dissous HCO_3^- dans les eaux des rivières.

L'avantage est de disposer ainsi, directement, de la consommation de CO_2 atmosphérique et de pouvoir approcher un aspect du bilan du CO_2 [10] :



Là aussi, la complexité géologique des bassins versants étudiés, souvent de grande dimension, ne permet pas toujours de s'assurer qu'aucune roche mère carbonatée calcitique ou dolomitique n'intervient dans le calcul des bilans d'altération.

Récemment, il a été suggéré que le climat, et en particulier la température, ne jouaient qu'un rôle mineur dans l'altération de roches, par comparaison au relief et à la lithologie, qui semblaient être les facteurs de contrôle dominant. Ce débat se retrouve dans ce volume à travers les contributions de Berner [2], de Dupré et al. [7]; il a été illustré, lors du colloque, par l'intervention de Schrag [33]. Malheureusement, les vitesses d'altération discutées dans la littérature concernent des contextes historiques bien différents et donc parfois peu comparables. Bien plus, pour comprendre au niveau global et historique les bilans de CO_2 de la planète, notamment la consommation due à l'altération, il est nécessaire de considérer un pas de temps suffisamment long, de l'ordre de plusieurs centaines de milliers d'années, voire de millions d'années. R.A. Berner souligne notamment, dans ce volume, le rôle des plantes sur le bilan du CO_2 au Paléozoïque. Alors que D.P. Schrag présente une nouvelle théorie sur les évolutions à travers les temps géologiques du CO_2 atmosphérique, et donc du climat, en réexaminant les vitesses de dégazage du CO_2 en liaison avec les vitesses de subduction des fonds océaniques et des carbonates sédimentaires qu'ils portent. À d'autres échelles de temps, d'un ou deux siècles, et à la lumière des observations actuelles, l'augmentation évidente du CO_2 atmosphérique dû à l'action anthropique reste l'incertitude majeure dans la prédiction de l'évolution future du CO_2 et les rétroactions entre cycle du carbone et changement climatique. Ceci fait l'objet de la contribution de Gitz et Ciais [13], dans ce volume. À ces échelles de temps, le recul reste faible pour tirer des conclusions également sur les grands bilans des altérations.

L'exemple himalayen présenté dans ce volume par France-Lanord [8] montre, à travers l'analyse

des flux dissous d'érosion et du flux de carbone organique particulaire, toute la difficulté, et donc toutes les incertitudes, qui pèsent sur l'évaluation des flux passés et sur les mécanismes mis en jeu autour de l'érosion, pour qu'on puisse véritablement tester l'effet climatique.

Les expérimentations de laboratoire, mieux contrôlées, mais hélas très simplifiées dans la prise en compte des paramètres d'altération, notamment ceux liés à la végétation, ont permis de mieux comprendre la cinétique d'altération des minéraux silicatés et de proposer, par type de minéraux et par type de roches, des vitesses d'altération [17,37]. Des modèles numériques, tels que ceux proposés par Montgomery [24] devraient également aider à cette compréhension.

L'école française a tout particulièrement étudié, au cours des cinquante dernières années le manteau d'altération latéritique. L'intérêt de telles études est multiple.

1. Il s'agit d'altérations bio-géochimiques qui fonctionnent depuis très longtemps et dont l'échelle de temps de référence peut être mesurée en plusieurs centaines de milliers d'années, voire en plusieurs dizaines de millions d'années.
2. Les latérites couvrent environ un tiers de toutes les terres émergées (Fig. 1) mais, à cause de leurs épaisseurs mesurées en dizaines de mètres, elles correspondent à plus de 85% de la couverture des sols (couverture pédologique) existant à travers le monde.
3. En gros, ces latérites sont constituées, pour l'essentiel de kaolinites, d'oxydes et d'oxyhydroxydes de fer et d'aluminium. Tous ces minéraux se sont développés à partir de l'altération des minéraux silicatés parentaux et peuvent être considérés comme des minéraux authigéniques secondaires.
4. Plusieurs générations de ces minéraux secondaires existent et laissent supposer qu'ils marquent, par leur formation, des étapes sans cesse renouvelées des processus d'altération et donc qu'ils contiennent en eux les traces des conditions géochimiques qui ont prévalu lors de leur formation, à travers les centaines de milliers ou les millions d'années considérées.
5. Il n'y a plus de doute que, sur leur plus grande épaisseur (saprolites), les latérites ont préservé les

textures, structures et volumes des minéraux et roches mères originales.

2. Les vitesses d'altération estimées

Les apports et les départs chimiques engendrés par les transferts de masse pendant l'altération latéritique peuvent donc être référés au volume préservé de la roche mère originelle tel que l'avaient proposé, il y a presque cinquante ans, Millot et Bonifas [23]. Cela reste, dans la saprolite, le terme de référence le plus fiable, puisque des éléments, comme le titane et le zirconium, que l'on considérait comme immobiles, apparaissent mobiles dans de nombreuses conditions de milieu propres aux latérites [27].

De l'étude de ces bilans, qu'il s'agisse de résultats d'expérimentations au laboratoire, d'observations des processus naturels ou de modélisations géochimiques qui s'appuient sur les mesures de terrain, les vitesses d'altération proposées peuvent varier d'un facteur de 10. Une saprolite constituée pour l'essentiel de kaolinite pourrait se différencier à des vitesses allant de 4 à 40 mm ka⁻¹. Ces valeurs tiennent compte de travaux récents, qui prennent en compte, dans les modélisations, le facteur biomasse [1,16,18,19,25,29]. Ce facteur biomasse, pris en compte, montre que les vitesses d'altération exprimées sont de 1,3 à 5 fois plus rapides que si l'on n'en tenait pas compte. Différentes tendances de ces vitesses d'altération peuvent exister, selon que l'on considère les roches silicatées acides ou les roches silicatées basiques, les roches fracturées et tectonisées par rapport à celles qui ne le sont pas [26].

Mais, puisqu'il s'agit de fronts d'altération développés aux dépens de la roche mère, c'est-à-dire de la formation de la saprolite, ces valeurs seraient plus élevées d'un tiers si l'on tenait compte aussi de la simulation des dynamiques de transport-réaction, qui agissent en couple lors de la dissolution et du remplacement des minéraux parentaux par les hydroxydes de fer ou d'aluminium [38].

En considérant les données qui tiennent compte de l'activité de la biomasse comme un guide dans l'estimation des vitesses de formation de profils kaolinitiques, on peut raisonnablement considérer qu'une couverture latéritique de 20 m d'épaisseur pourrait être différenciée en 500 ka. Ce qui voudrait dire que la totalité de la couverture latéritique à la surface des conti-

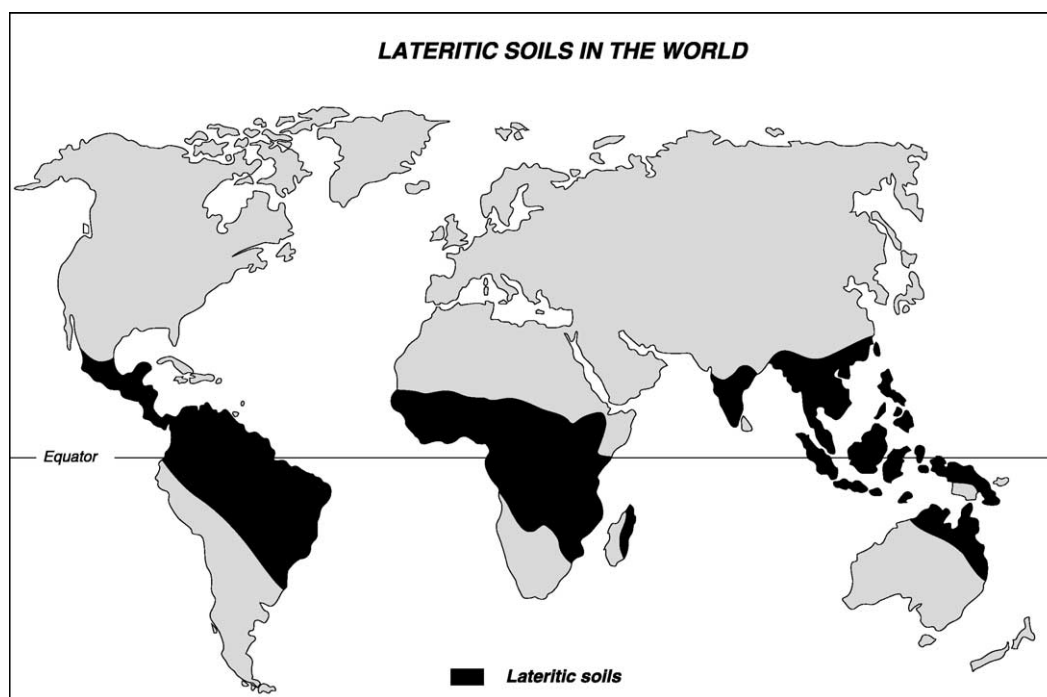


Fig. 1. Schéma de répartition des couvertures latéritiques à la surface du Globe.

Fig. 1. Schematic distribution of lateritic covers on the Earth's surface.

nents (dont la masse est estimée à environ $1,4 \times 10^{15}$ tonnes de kaolinite) aurait pu être formée au cours des 500 000 dernières années. Ces données nous fournissent une idée du temps nécessaire à la formation d'une telle masse de kaolinite, mais ne nous permettent pas de dater les profils.

La plupart des couvertures latéritiques sont plus vieilles que 500 000 ans. Mais l'intérêt des données que nous venons d'exposer laisse penser qu'une grande part de la masse des kaolinites formées au cours des temps géologiques aurait pu être renouvelée au cours du dernier demi-million d'années.

3. La datation possible et sa signification

À ce stade de raisonnement, plusieurs questions se posent à nous.

- Tout d'abord, concernant l'âge des couvertures latéritiques, existe-t-il, dans les profils, des minéraux qui auraient fonctionné comme des micro-systèmes clos après leur formation, et qui donc

seraient susceptibles d'être considérés comme des reliques des temps passés et d'être datés ?

- Ensuite, les latérites sont-elles des indicateurs de paléoclimats ? Sur un pas de temps significatif, les couvertures latéritiques ont-elles gardé les stigmates des variations climatiques qui les ont affectées ?
- Enfin, dans le Récent (derniers 500 ka), au vu des taux d'érosion qui affectent la surface des latérites, l'altération géochimique se poursuit-elle à un rythme suffisant pour que l'on puisse considérer que l'épaisseur de cette couverture se maintient ? Cette altération géochimique est-elle toujours active ?

La datation des profils d'altération n'a pu réellement avoir de signification que lorsque les techniques de séparation des phases minérales de très petites tailles (inférieures à quelques microns ou moins encore) et leur analyse in situ ont pu accompagner les progrès de la géochronologie isotopique. Un des premiers travaux fondateurs sur les altérations laté-

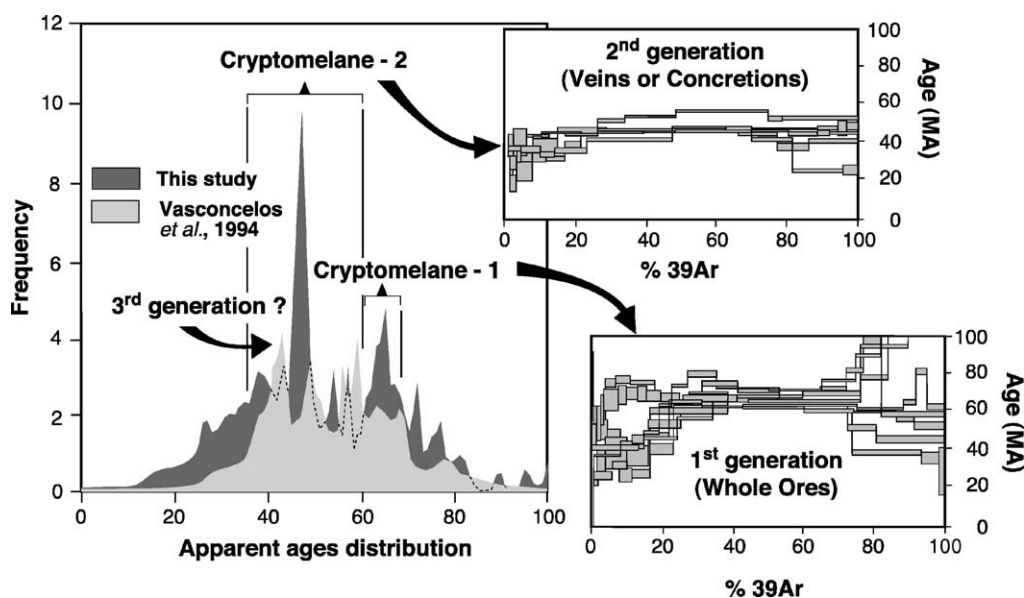


Fig. 2. Distribution des âges apparents obtenus sur les cryptomélanes d'Azul, Brésil (d'après [22, p. 2230, Fig. 14]).

Fig. 2. Distribution of apparent ages of cryptomelanes from Azul, Brazil (from [22, p. 2230, Fig. 14]).

ritiques fut celui de Vasconcelos et al. [36] sur des profils développés sur des roches mères manganésifères en Amazonie brésilienne. Dans les profils étudiés, plusieurs générations de cryptomélane (oxyhydroxyde de manganèse contenant quelques pour-cent de potassium structural) ont été décrites sous le microscope. Seules trois générations ont pu être, en gros, isolées et analysées par la méthode argon/argon. Les âges obtenus varient entre 40 et 60 Ma. D'autres analyses menées par Ruffet et al. [32] sur les mêmes profils, mais sur des séparations différentes des trois générations de cryptomélane donnent des âges qui s'échelonnent en gros sur la même fourchette, soit entre 35 et 70 Ma (Fig. 2). Mais, comparés à ceux obtenus par Vasconcelos et al. [36], les âges des cryptomélanes sont intermédiaires. Ces résultats laissent supposer des précipitations de cryptomélane complexes, et étalées dans le temps depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Éocène supérieur. Depuis, d'autres cryptomélanes d'autres profils d'altération du Brésil ont pu être étudiées par les mêmes méthodes, indiquant des âges de fermeture du système à l'échelle du minéral, beaucoup plus jeunes. Par rapport aux schémas que les géomorphologues des altérations latéritiques définissaient par grandes périodes de pénépléation correspondant à des étapes majeures de l'altération géochimique, les

données de la géochronologie, tout en allant dans le sens du témoignage de telles périodes d'altérations anciennes majeures, laissent apparaître des continuums dans l'altération. Pour mieux comprendre l'évolution des vieux paysages latéritiques, notamment lorsque ceux-ci portent des surfaces étagées d'âges différents, Vasconcelos et Stone [35] combinent, dans une étude du Queensland australien, les données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenues sur des oxydes de manganèse, des alunites et des jarosites présentes dans les profils d'altération avec les données ^{26}Al , ^{10}Be et ^{36}Cl , qui permettent de mesurer les vitesses d'érosion des parties supérieures des profils (voir l'article de Brown et al. [5], dans ce volume). Vasconcelos et Stone montrent que les taux d'érosion qui affectent les surfaces les plus vieilles (plateaux) sont nettement inférieurs (d'un facteur de 6 à 7) à ceux qui affectent les surfaces d'altération les plus récentes (plaines et vallées). Certaines latérites peuvent se retrouver dans des climats semi-arides, ainsi que le décrivent Gilkes et al. [11] dans le Sud-Ouest de l'Australie. Ces auteurs montrent le rôle joué par les alcalins dans le fonctionnement des latérites poreuses et leurs implications néfastes dans les problèmes environnementaux et agricoles. Ces résultats prennent tout leur intérêt dans le débat évoqué dans cet article sur le

contrôle de l'altération par le relief/lithologie *versus* le climat/température.

Cette question d'âges hétérogènes étalés sur plusieurs dizaines de millions d'années conduit à la deuxième question, qui est celle des latérites indicateurs de paléoclimats.

4. Les profils latéritiques, indicateurs de paléoclimats ?

Les relations entre l'altération des roches silicatées et les variations du CO₂ atmosphérique à travers les temps géologiques et les rétroactions nécessaires entre les deux ont fait l'objet de plusieurs débats scientifiques [3]. Cependant, c'est au cœur des minéraux authigènes issus de cette altération que des faits plus précis peuvent être obtenus grâce aux méthodes d'étude des isotopes stables, des isotopes radiogéniques, et même des isotopes cosmogéniques.

Les kaolinites et les oxyhydroxydes de fer étant ubiquistes dans l'altération latéritique, c'est sur eux que les analyses des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène, ou celles d'isotopes radiogéniques, ont porté.

De plus, les apports de la pétrologie et de la cristallographie ont permis de montrer que plusieurs générations de kaolinite et d'oxyhydroxydes de fer constituaient les couvertures d'altération et que des relations d'ordres historique et génétique existaient entre ces minéraux. Les études isotopiques ont porté sur quelques générations séparées de ces minéraux, méthode qui seule permet de se fier aux résultats obtenus, ainsi que sur des échantillons d'eaux météoriques, de rivière, de percolations et de nappes, récoltés à l'endroit des profils.

Quelques exemples sont significatifs et portent également sur des latérites d'Amazonie. Ainsi, Girard et al. [12] ont obtenu des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ cohérentes pour des goethites de pseudomorphes de pyrites, se situant en moyenne autour de 1,3‰ dans le latosol et dans la saprolite jusqu'à 18 m de profondeur (Fig. 3). En se rapprochant du front d'altération, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sont toujours cohérentes, mais plus élevées, autour de 2,9‰.

Pour des valeurs de δD , on retrouve les mêmes tendances cohérentes dans la partie haute de la saprolite et du latosol, et différentes vers la base.

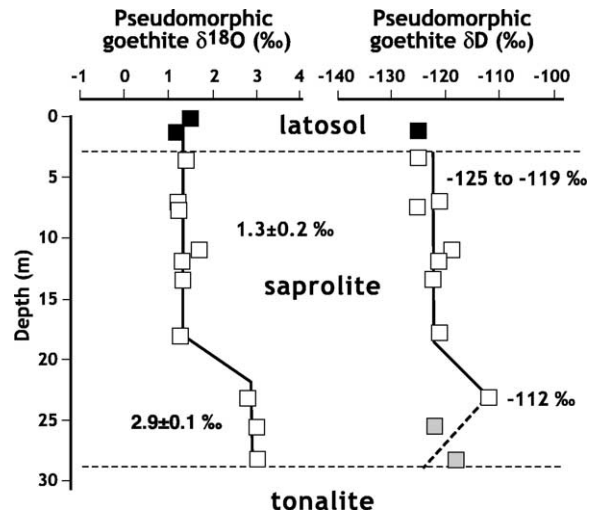


Fig. 3. Valeurs des $\delta^{18}\text{O}$ et δD des goethites de Yaou (Guyane française) en fonction de la profondeur du profil (d'après [22, p. 413, Fig. 5]).

Fig. 3. $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of goethites from Yaou (French Guiana) versus profile depth (from [22, p. 413, Fig. 5]).

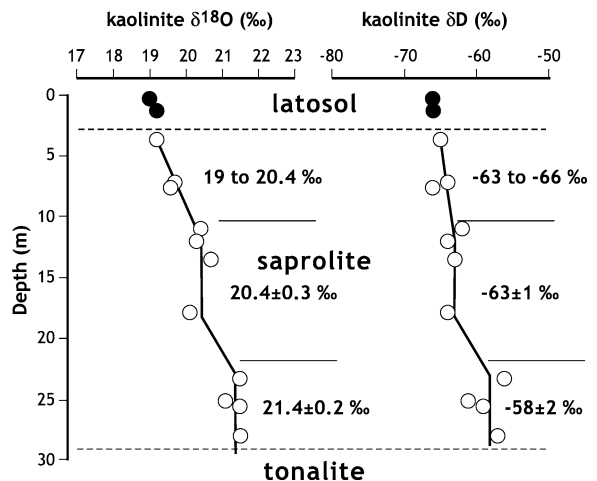


Fig. 4. Valeurs des $\delta^{18}\text{O}$ et δD des kaolinites de Yaou (Guyane), en fonction de la profondeur du profil (d'après [12, p. 413, Fig. 6]).

Fig. 4. $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of kaolinites from Yaou (French Guiana) versus profile depth (from [12, p. 413, Fig. 6]).

Pour les kaolinites (Fig. 4), la tendance générale est une augmentation des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD avec la profondeur, avec néanmoins trois zones à distinguer : de 0 à 11 m, de 11 à 18 m et de 23 à 28 m. Pour les eaux récoltées, elles montrent une consistance dans la

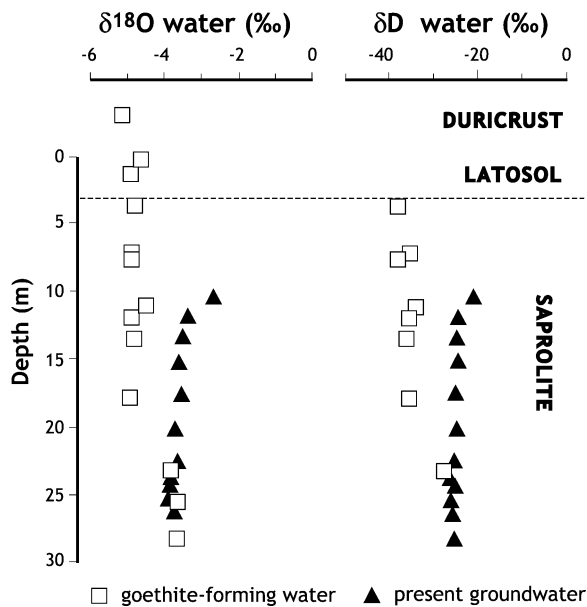


Fig. 5. Comparaison des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD dans l'eau constituant la goéthite et dans l'eau de nappe calculée à Yaou (Guyane française) (d'après [12, p. 417, Fig. 9]).

Fig. 5. Comparison between $\delta^{18}\text{O}$ and δD of constitutive water in goethites and groundwater calculated at Yaou (French Guiana) (from [12, p. 417, Fig. 9]).

saprolite. Si on les porte sur un diagramme avec les valeurs d'eau calculées pour la formation de la goéthite (Fig. 5), on remarque qu'en profondeur, ces valeurs calculées pour ce minéral sont en équilibre isotopique pour l'oxygène et l'hydrogène avec les eaux de nappes actuelles et, ainsi, doivent avoir été formées sous des conditions identiques à celles d'aujourd'hui. Cette conclusion s'applique aussi aux kaolinites de la partie inférieure de la saprolite pour l'oxygène, mais pas pour l'hydrogène (Fig. 6). Ce dernier point mis à part, Girard et al. [12] suggèrent que kaolinites et goéthites de la base des saprolites ont dû être formées sous des conditions proches de celles qui prévalent de nos jours (conditions équatoriales), cependant que kaolinites et goéthites de la saprolite supérieure seraient plus vieilles et reflèteraient des conditions plus anciennes (conditions tropicales à saisons contrastées).

Les données d'isotopes stables obtenues par Girard et al. [12] sont en bonne adéquation avec les observations de terrain faites en Amazonie brésilienne [28], où les traces de cuirassement ferrugineux et de saprolites sous-jacentes, témoins de climats tropicaux à sai-

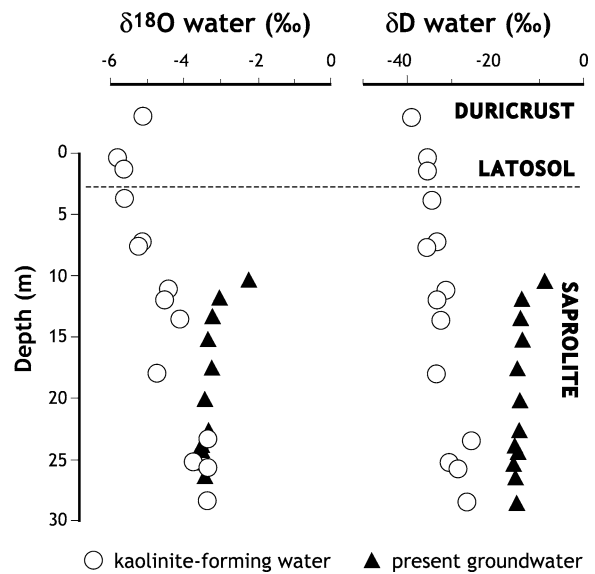


Fig. 6. Comparaison des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD dans l'eau de formation des kaolinites et dans l'eau de nappe calculée à Yaou (Guyane française) (d'après [12, p. 417, Fig. 10]).

Fig. 6. Comparison between $\delta^{18}\text{O}$ and δD of constitutive water in kaolinites and groundwater calculated at Yaou (French Guiana) (from [12, p. 417, Fig. 10]).

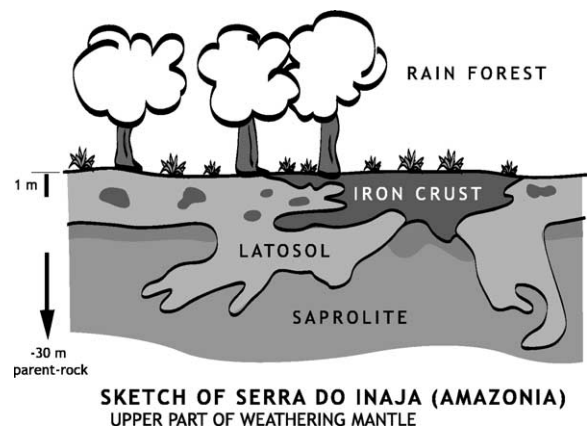


Fig. 7. Schéma du remplacement de la cuirasse ferrugineuse (*iron crust*) et de sa saprolite sous-jacente par un latosol, Serra do Inaja, Amazonie (d'après [28]).

Fig. 7. Sketch displaying the replacement of the iron crust and of its underlying saprolite by a latosol, Serra do Inaja, Amazon Basin (from [28]).

sions contrastées, sont en haut de profils progressivement remplacées par des latosols développés sous climat équatorial actuel (Fig. 7).

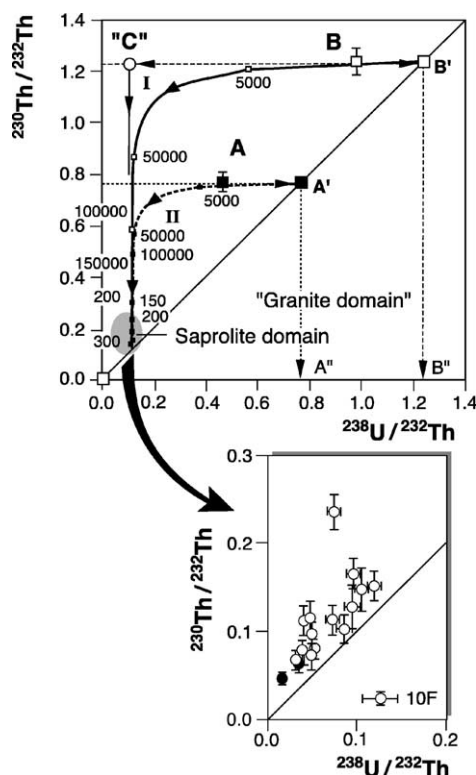


Fig. 8. Valeurs des rapports d'activité $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ versus $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ des échantillons de sapolite de Pitinga, Amazonie (d'après [20, p. 710]).

Fig. 8. $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ versus $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ activity ratios of sapolite samples from Pitinga, Amazon Basin (from [20, p. 710]).

5. Les déséquilibres constants

Dans des profils latéritiques deux fois moins épais et développés sur granite en Amazonie brésilienne, Mathieu et al. [20] ont étudié le comportement des isotopes à vie courte de l'uranium et du thorium. Sur la Fig. 8, où sont reportés les rapports $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ versus $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, les points d'analyse de la sapolite sont situés au-dessus de l'équilibre. Il y a donc un excès de thorium 230 par rapport à l'uranium 238. Les échantillons A et B qui sont au contact roche-mère/sapolite ont déjà perdu en uranium par rapport à la roche mère saine. L'essentiel de la crise (perte d'uranium, gain relatif de thorium, suivis par des temps de croissance radioactive) se produit au front d'altération, donc très rapidement : les points des horizons d'altération sont groupés et éloignés de A et de B. L'éloignement du groupe d'échantillons altérés

par rapport à A et B, s'il est dû au temps, montre (1) que la formation de ce groupe se place dans un laps de temps court, (2) à une époque dont l'âge est inférieur à 300 000 ans, temps nécessaire pour atteindre l'équilibre. En d'autres termes, l'ensemble du profil n'est pas à l'équilibre, et les agressions chimiques sont plus jeunes que la durée du chronomètre. Ou bien ce profil d'altération de 15 m d'épaisseur a moins de 300 000 ans, ou bien on a une preuve de l'incessant rééquilibrage du profil au fur et à mesure de son évolution.

Dans ce volume, Chabaux [6] met en évidence, sur un vieux profil latéritique cuirassé d'Afrique occidentale, les déséquilibres radioactifs ^{238}U – ^{234}U – ^{230}Th présents à tous les niveaux, montrant ici aussi un déséquilibre géochimique, constant ou récent, dans une latérite vieille de plusieurs millions d'années.

Les mesures réalisées sur les isotopes de strontium par Innocent et al. [15] sur des profils latéritiques développés au Parana (Brésil) sur roche mère basaltique montrent que, là encore, le basalte perd la plus grande partie de son strontium initial dès le premier stade d'altération. La tendance observée est à l'augmentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au fur et à mesure que l'altération s'intensifie (sur échantillons de sapolites et de leurs eaux relatives).

Les bilans calculés aussi bien que les expériences de laboratoire menées sur le lessivage d'échantillons de kaolinite de la sapolite suggèrent que des taux significatifs de Sr radiogénique peuvent être lessivés de la sapolite pendant l'altération. Ainsi, la kaolinite de la sapolite peut successivement recueillir lors de sa formation du strontium des eaux d'altération, puis, en s'altérant, fournir à nouveau du strontium radiogénique aux eaux de percolation, qui vont, plus en profondeur, altérer la roche fraîche.

6. L'épaississement actuel des latérites

Les latérites reflètent donc à la fois des conditions de formation passées et des conditions actuelles de leur évolution. Si le front d'altération au contact de la roche mère semble relever d'un processus actuel, tout comme le front d'avancée du sol aux dépens de la sapolite, celle-ci montre une évolution plus lente, permettant d'y trouver encore les traces d'une histoire bio-géochimique plus ancienne. Mais cela

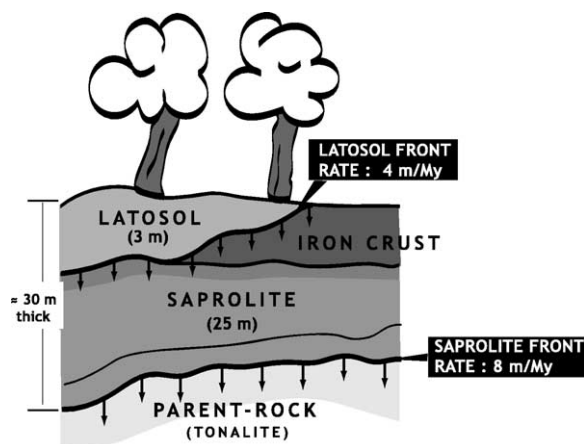


Fig. 9. Schéma synthétique des différents fronts d'altération actuels. L'approfondissement du front du bas de profil aux dépens de la roche mère conduit à un épaississement du manteau latéritique.

Fig. 9. Synthetic sketch of present-day weathering fronts. The deepening of the front of the profile bottom at the expense of parent rock results in a thickening of the lateritic cover.

ne veut pas dire que la saprolite soit, tout entière, le reflet du passé. L'approche pétrographique montre nettement que de nombreuses générations de kaolinite et d'oxydes se succèdent, tout comme les données des isotopes radioactifs montrent que les échanges sont continus.

La saprolite est prise en sandwich entre une évolution du sol par le haut et même une érosion et un front d'altération qui s'enfonce vers le bas. Les études récentes menées en Amazonie (Guyane française) par Freyssinet et Farah [9] et en Afrique dans le bassin du Niger par Boeglin et Probst [4] convergent sur l'estimation d'un approfondissement des couvertures latéritiques aux dépens des roches mères, plus rapide que l'érosion mécanique ou chimique en tête de profil. La différence entre les deux permet de militer pour un épaississement des latérites de l'ordre de 3 m pour le dernier million d'années (Fig. 9).

Une autre approche est l'estimation des taux d'érosion à travers les suspensions de kaolinite transportées par les rivières. Grout [14] a calculé ce flux à travers les données recueillies sur huit grands fleuves tropicaux (Amazone, Congo, Perle, Mékong, Rouge, Solo, Serayu). Elle obtient un flux d'environ $250 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ de particules de kaolinite en suspension. Si l'on admet que la kaolinite est issue des sols latéritiques et que les variations climatiques dans la zone tropicale

n'ont pas réellement et globalement affecté ces flux de kaolinite durant les dernières 500 000 années, on peut estimer que, durant un tel espace de temps, ce sont $1,25 \times 10^{14} \text{ t}$ qui ont été transportées des continents tropicaux vers les océans. Comparés à la masse de kaolinite estimée avoir été néoformée par l'altération latéritique au cours des derniers 500 000 ans, on note une variation d'un ordre de grandeur en faveur de l'altération géochimique.

7. Conclusion

Le manteau d'altération latéritique s'est approfondi, épaissi et transformé au cours du dernier demi-million d'années. La partie supérieure et la partie inférieure de ce manteau sont les plus réactives et traduisent surtout l'évolution actuelle sous des conditions climatiques prévalentes (tropical à saisons alternées *versus* équatorial humide). La partie intermédiaire de la saprolite, bien que réactive, montre une évolution plus lente, permettant d'y observer les traces de conditions climatiques plus anciennes. Lorsque les micro-systèmes géochimiques que représentent les minéraux sont fermés, comme certains cryptomélanes, ils peuvent même donner des indications d'âges, permettant d'affirmer que le manteau d'altération latéritique est la somme d'une évolution complexe fonctionnant depuis plusieurs dizaines de millions d'années, mais étant encore de nos jours en déséquilibre permanent.

Références

- [1] M. Benedetti, O. Ménard, Y. Noack, A. Carvalho, D. Nahon, Water-rock interactions in tropical catchments: field rates of weathering and biomass impact, *Chem. Geol.* 118 (1994) 203–220.
- [2] R.A. Berner, The rise of trees and their effects on Paleozoic atmospheric CO_2 and O_2 , *C. R. Geoscience* 335 (2003) 1173–1177.
- [3] R.A. Berner, E.K. Berner, Silicate weathering and climate, in: W.F. Ruddiman (Ed.), *Tectonic Uplift and Climate Change*, Plenum Press, New York, 1997, pp. 353–365.
- [4] J.-L. Boeglin, J.-L. Probst, Physical and chemical weathering rates and CO_2 consumption in a tropical lateritic environment: the upper Niger Basin, *Chem. Geol.* 148 (1998) 137–156.
- [5] E.T. Brown, F. Colin, D.L. Bourlès, Quantitative evaluation of soil processes using in situ-produced cosmogenic nuclides, *C. R. Geoscience* 335 (2003) 1161–1171.
- [6] F. Chabaux, O. Dequincey, J.-J. Lévêque, J.-C. Leprun, N. Clauer, J. Riotte, H. Paquet, Tracing and dating recent che-

- mical transfers in weathering profiles by trace-element geochemistry and ^{238}U – ^{234}U – ^{230}Th disequilibria: the example of Kaya lateritic profile (Burkina-Faso), C. R. Geoscience 335 (2003) 1219–1231.
- [7] B. Dupré, C. Dessert, P. Oliva, Y. Goddérés, J. Viers, L. François, R. Millot, J. Gaillardet, Rivers, chemical weathering and Earth's climate, C. R. Geoscience 335 (2003) 1141–1160.
- [8] C. France-Lanord, M. Evans, J.-E. Hurtrez, J. Riotte, Annual dissolved fluxes from central Nepal rivers: budget of chemical erosion in Himalayas, C. R. Geoscience 335 (2003) 1131–1140.
- [9] P. Freyssinet, A.S. Farah, Geochemical mass balance and weathering rates of ultramafic schists in Amazonia, Chem. Geol. 170 (2000) 133–151.
- [10] R.M. Garrels, F.T. Mackenzie, Evolution of Sedimentary Rocks, Norton Publishers, New York, 1971, 385 p.
- [11] B. Gilkes, S. Lee, B. Singh, The imprinting of aridity upon a lateritic landscape: an illustration from southwestern Australia, C. R. Geoscience 335 (2003) 1207–1218.
- [12] J.-P. Girard, P. Freyssinet, G. Chazot, Unravelling climatic changes from intraprofile variation in oxygen and hydrogen isotopic composition of goethite and kaolinite in laterites: an integrated study from Yaou, French Guiana, Geochim. Cosmochim. Acta 64 (3) (2000) 409–426.
- [13] V. Gitz, P. Ciais, Effets d'amplification des changements d'usage des sols sur le taux de CO_2 atmosphérique, C. R. Geoscience 335 (2003) 1179–1198.
- [14] H. Grout, Caractérisation physique, minéralogique, chimique et signification de la charge particulaire et colloïdale de rivières de la zone subtropicale, thèse, université Aix-Marseille-3, 1995, 296 p. (non publiée/unpublished).
- [15] C. Innocent, A. Michard, N. Malengreau, M. Loubet, Y. Noack, M. Benedetti, B. Hamelin, Sr isotopic evidence for ion-exchange buffering in tropical laterites from the Parana, Brazil, Chem. Geol. 136 (1997) 219–232.
- [16] E. Kelly, O. Chadwick, T.E. Hilinski, The effect of plants on mineral weathering, Biogeochemistry 12 (1998) 21–53.
- [17] A.C. Lasaga, Chemical kinetics of water-rock interaction, J. Geophys. Res. 89 (1984) 4009–4025.
- [18] Y. Lucas, The role of the plants in controlling rates and products of weathering: importance of the biological pumping, Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 29 (2001) 135–163.
- [19] Y. Lucas, F.J. Luizão, A. Chauvel, J. Rouiller, D. Nahon, The relation between biological activity of the rain forest and mineral composition of soils, Science 260 (1993) 521–523.
- [20] D. Mathieu, M. Bernat, D. Nahon, Short-lived U and Th isotope distribution in a tropical laterite derived from granite (Pitinga river basin, Amazonia, Brazil). Application to assessment of weathering rate, Earth Planet Sci. Lett. 136 (1995) 703–714.
- [21] J.-D. Meunier, Le rôle des plantes dans le transfert du silicium à la surface des continents, C. R. Geoscience 335 (2003) 1199–1206.
- [22] J.-D. Meunier, F. Colin, C. Alarcon, Biogenic silica storage in soils, Geology 27 (9) (1999) 835–838.
- [23] G. Millot, M. Bonifas, Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latérisation et de bauxitisation, Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine 8 (1955) 3–10.
- [24] D.R. Montgomery, Predicting landscape-scale erosion rates using digital elevation models, C. R. Geoscience 335 (2003) 1121–1130.
- [25] K.L. Moulton, J. West, R.A. Berner, Solute flux and mineral mass balance approaches to the quantification of plant effects on silicate weathering, Am. J. Sci. 300 (2000) 539–570.
- [26] D. Nahon, Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering, John Wiley & Sons, Inc., New York, 1991, 313 p.
- [27] D. Nahon, E. Merino, Pseudomorphic replacement in tropical weathering: evidence, geochemical consequences, and kinetic-rheological origin, Am. J. Sci. 297 (1997) 393–417.
- [28] D. Nahon, A.J. Melfi, C.N. Conte, Présence d'un vieux système de cuirasses ferrugineuses latéritiques en Amazonie du Sud. Sa transformation in situ en latosols sous la forêt équatoriale actuelle, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 308 (1989) 755–760.
- [29] P. Oliva, J. Viers, B. Dupré, J.-P. Fortuné, F. Martin, J.-J. Braun, D. Nahon, H. Robain, The effects of organic matter on chemical weathering: study of a small tropical watershed, Nsimi-Zoété site, Cameroun, Geochim. Cosmochim. Acta 63 (23/24) (1999) 4013–4035.
- [30] H. Paquet, N. Clauer (Eds.), Soils and Sediments, Mineralogy and Geochemistry, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1997, 369 p.
- [31] G. Pédro, Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du Globe, Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. 10 (5) (1968) 457–470.
- [32] G. Ruffet, C. Innocent, A. Michard, G. Féraud, A. Beauvais, D. Nahon, B. Hamelin, A geochronological $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}/$ and $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{87}$ study of K–Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil, Geochim. Cosmochim. Acta 60 (12) (1996) 2219–2232.
- [33] D.P. Schrag, Control of atmospheric CO_2 and climate through Earth history, in: Material Transfers at the Earth's Surface, Coll. Acad. Sci. Paris, 12/2002, Abstracts 10.
- [34] Y. Tardy, Géochimie des altérations. Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique, in: Mém. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, Strasbourg, France, Vol. 31, 1969, 199 p.
- [35] P. Vasconcelos, J. Stone, Increasing relief through weathering and erosion, Material transfers at the Earth's surface, Coll. Acad. Sci. Paris (12/2002), Abstracts 4.
- [36] P.M. Vasconcelos, P.R. Renne, G.H. Brimhall, T.A. Becker, Direct dating of weathering phenomena by Ar^{39} – Ar^{40} and K–Ar analysis of supergene K–Mn oxides, Geochim. Cosmochim. Acta 58 (1994) 1635–1665.
- [37] M.A. Velbel, The mathematical basis for determining rates of geochemical and geomorphic processes in small forested watersheds by mass-balance: examples and implications, in: S.M. Coleman, D.P. Dethier (Eds.), Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals, Vol. 18, Academic Press, Inc., San Diego, 1986, pp. 439–451.
- [38] Yu. Wang, Yi. Wang, E. Merino, Dynamic weathering model: constraints required by couple dissolution and pseudomorphic replacement, Geochim. Cosmochim. Acta 59 (8) (1995) 1559–1570.