

Caractérisation et modélisation de la dynamique des stocks de matière organique profonde des sols amazoniens

Cédric Doupoux

► To cite this version:

Cédric Doupoux. Caractérisation et modélisation de la dynamique des stocks de matière organique profonde des sols amazoniens. Chimie inorganique. Université de Toulon, 2017. Français. NNT: 2017TOUL0003 . tel-01653309

HAL Id: tel-01653309 https://theses.hal.science/tel-01653309

Submitted on 1 Dec 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers. L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.





École Doctorale ED 548 Laboratoire PROTÉE

Thèse présentée par : **Cédric DOUPOUX**

Soutenue le : 16 MARS 2017

Pour obtenir le grade de Docteur en Chimie Spécialité : Chimie environnement

Caractérisation et modélisation de la dynamique des stocks de matière organique profonde des sols amazoniens

<u>THÈSE dirigée par :</u> M. Yves LUCAS (Pr) Mme Patricia MERDY (MCF, HDR)

<u>JURY :</u> M. Jérôme BALESDENT (Dr) Mme Claire CHENU (Pr) Mme Isabelle BASILE-DOELSCH (Dr) Directeur de thèse, Université de Toulon Codirectrice de thèse, Université de Toulon

Rapporteur, INRA Aix-en-Provence Rapporteur, INRA AgroParisTech Examinateur, INRA Aix-en-Provence

Résumé

Des résultats récents ont montré que les podzols équatoriaux stockent d'importantes quantités de carbone dans leurs horizons Bh profonds. Cette constatation amène deux questions principales : (1) comment et à quel rythme se sont formés ces sols (2) dans quelle mesure le changement climatique pourrait induire une production par ces sols de carbone atmosphérique susceptible d'impacter le système climatique mondial.

Dans ce contexte, nous avons réalisé un modèle qui permet de contraindre les flux de carbone à la fois par les stocks observés et leur âge ¹⁴C. En situation suffisamment simplifiée, nous avons établi une relation formelle entre l'évolution des stocks et l'âge ¹⁴C de celui-ci. Appliqué aux podzols amazoniens, notre modèle a apporté des résultats nouveaux et inattendus. Il a permis de montrer que ce sont les horizons de surface des aires podzolisées les plus hydromorphes qui sont les plus gros contributeurs de MOD transférée vers le réseau hydrographique et la mer. On observe que la formation des Bh n'est possible qu'en envisageant deux compartiments, rapide et lent. Une estimation basse de leur temps de formation permet de différencier des podzols relativement jeunes (temps de formation de l'ordre de 15 $10^3 - 25 10^3$ ans), développés sur des sédiments Holocènes relativement récents, et des podzols âgés (temps de formation de l'ordre de 180 $10^3 - 290 10^3$ ans), développés sur des sédiments plus anciens. Le taux d'accumulation du carbone dans les podzols étudiés varie de 0,54 à 3,17 gC m⁻² an⁻¹, ce qui correspond à une séquestration de carbone de l'ordre de 3 10^{11} gC an⁻¹, faibles à l'échelle annuelle, mais significative aux échelles géologiques.

Les expérimentations de percolation en colonne nous ont permis de montrer la réactivité du Bh et la présence, malgré des rapports C/N très élevés (63 en moyenne), d'une activité bactérienne significative qui modifie la nature de la MOD qui le traverse. Cette dernière a la capacité de transporter Al et Fe sous forme de complexes organo-métalliques, complexes susceptibles de migrer à travers des matériaux très kaolinitiques. Ces résultats participent à la compréhension des transferts de MOD d'origine pédologique dans les nappes profondes.

Dans l'hypothèse de l'apparition d'un climat à saisons contrastées, nous avons pu montrer qu'une durée sans pluie de 90 jours après disparition de la nappe perchée ne permettrait pas d'atteindre le point d'entrée d'air par assèchement des horizons superficiels. Néanmoins, dans l'hypothèse d'une entrée d'air, l'extrapolation des taux de minéralisation mesurés expérimentalement en conditions oxiques aboutit à une production de C atmosphérique de l'ordre de 2,0 10^{14} g de CO₂ par an, ce qui peut impliquer une rétroaction positive du système climatique mondial.

Mots clés : Podzol, sols, modélisation, stockage du carbone, Amazonie, hydrodynamique, dégradation microbienne

Abstract

Recent results have shown that equatorial podzols store large amounts of carbon in their deep Bh horizons. This leads to two main questions: (1) how and at what kinetics these soils were formed, (2) how climate change could induce atmospheric carbon production that could impact the global climate system.

In this context, we have developed a model that allows to constrain carbon fluxes both by the observed C stocks and their ¹⁴C age. In a sufficiently simplified situation, we have established a formal relationship between the C stock evolution and its ¹⁴C age. Applied to Amazonian podzols, our model has brought new and unexpected results. It has been shown that the surface horizons of the most hydromorphic podzolized areas are the largest contributors of MOD transferred to the hydrographic network then to the sea. It is observed that the formation of Bh is only possible by considering two compartments, fast and slow. The estimate of their formation time (low estimate) allowed to differentiate between relatively young podzols (formation time 15 – 25 ky) developed on relatively recent Holocene sediments and old podzols (formation 180 – 290 ky) developed on older sediments. The carbon accumulation rate in the studied podzols ranges from 0.54 to 3.17 gC m⁻² y⁻¹, which corresponds to a carbon sequestration around 3 10¹¹ gC an-1, which is significant at the geological scales.

Column percolation experiments allowed us to show the reactivity of the Bh material and the presence, despite very high C/N ratios (63 on average), of a significant bacterial activity which modifies the nature of the MOD which percolates through it. This MOD has the capacity to transport Al and Fe in the form of complex organometallic complexes capable of migrating through very kaolinitic materials. These results contribute to the understanding of the transfers of pedologically formed MOD in the deep aquifers.

Under the hypothesis of the appearance of a climate with contrasting seasons, we have been able to show that a 90-day period without rain after the disappearance of the perched water-table would not allow to reach the point of entry of air by drying of superficial horizons. Nevertheless, assuming an air entry, the extrapolation of the experimentally measured mineralization rates under oxic conditions results in a production of atmospheric C around 2.0 10^{14} g of CO₂ per year, which may involve a positive feedback from the global climate system.

Keywords: Podzol, soils, modeling, carbon storage, Amazonia, hydrodynamics, microbial degradation

Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier vivement mon directeur de thèse le Pr Yves LUCAS, directeur du laboratoire au commencement, de la confiance qu'il m'a témoignée tout au long de ces 3 ans et même avant en venant me proposer la réalisation de ces travaux. Toujours heureux et confiant, à l'affut de nouveaux résultats qui sont toujours perçut positivement, même si n'était pas ceux escomptés et qu'ils posaient sans cesse de nouvelles interrogations. Il m'a beaucoup transmis, appris de nouvelles cultures et horizons lors des voyages au Brésil et en Allemagne.

Je voudrais également beaucoup remercier ma codirectrice Mme Patricia MERDY qui a apporté une approche différente et un support complémentaire, aussi bien sur l'aspect scientifique (notamment les compétences colonnes), que sur l'enseignement et l'administratif : un côté très humain et un engagement fort dans le travail.

Un grand remerciement à M. Stéphane MOUNIER, qui m'a suggéré au Pr Yves LUCAS pour la thèse, et qui avait vu juste en 3ème année de licence en me disant que je finirais par faire une thèse à une époque où je ne pensais même pas faire un master... Il fut mon directeur de stage lors des 2 stages de master, et m'a permis d'arriver jusqu'à cette fabuleuse aventure qu'est la thèse.

Merci à M. Jean Loup ROBERT, qui m'a accueilli 1 mois dans son laboratoire de Génie Civil et de Génie des Eaux à la Faculté des Sciences et de Génie de Laval à Québec au Canada, ainsi que pour la forte collaboration sur la modélisation hydrodynamique.

Merci également à Mme Célia MONTES, qui m'a accueillie dans son laboratoire du Centre pour l'Énergie Nucléaire dans l'Agriculture (CENA) dans l'Université de São Paulo, puis au cours d'un voyage extraordinaire au cœur de la forêt amazonienne.

De mêmes mercis à M. Naoise NUNAN, du CNRS, iEES Paris, pour ses contributions et donnés très utiles aux travaux.

Merci à M. Adolpho José MELFI pour sa participation déterminante à la formulation et à l'acquisition des financements de l'ensemble du projet C-Profor a pu être financé.

Je suis très honoré de remercier les membres du jury de thèse et je tiens les remercier :

Madame Isabelle BASILE-DOELSCH, directrice de recherche dans le laboratoire INRA d'Aix-en-Provence, pour l'honneur qu'elle m'a fait en acceptant d'être membre de mon jury de thèse. Je tiens à l'assurer de ma profonde reconnaissance pour l'intérêt qu'elle porte à ce travail.

Madame Claire CHENU, professeur à l'INA AgroParisThech de Thiverval-Grignon, pour l'honneur qu'elle m'a fait pour sa participation à mon jury de thèse en qualité de rapporteur de mon travail, pour le temps consacré à la lecture de cette thèse, et les remarques judicieuses qu'elle m'a indiquées.

Monsieur Jérôme BALESDENT, directeur de recherche dans le laboratoire INRA GSE-CEREGE d'Aix-en-Provence, pour sa participation à mon jury de thèse en qualité de rapporteur de mon travail et pour toutes remarques intéressantes qu'il m'a faites.

Enfin, je voudrais remercier M. Christian MARTINO le technicien du laboratoire, avec qui j'ai fait la délicate mesure WIND, et qui est toujours là pour mettre en place, améliorer ou résoudre les problèmes techniques. Une grande complicité s'est installée entre nous.

Merci également à Ismahen, l'ingénieure étude rattachée à ce projet durant 6 mois avec qui nous avons travaillé sur les colonnes.

Merci à tous les membres du laboratoire PROTEE, pour la plupart mes anciens enseignants, pour la bonne ambiance, l'accueil et l'entraide avec la palme d'Or pour Véronique qui a le grand secret pour créer de la cohésion ainsi que son grand côté humain et son écoute. Ce fut un plaisir de travailler ces années à vos côtés et même d'enseigner à mon tour à vos côtés pour perpétuer le savoir.

Je n'oublie pas bien sûr la sympathique gestionnaire Marie Christine, et j'ai une pensée aux doctorants du laboratoire toujours soudés et de bonne humeur : Amonda, Ayoub, Bruna, Bruno, Cheik, Huy, Madi, Marie, Nayrê, Rabia, Tanalou et les stagiaires Élodie, Marion, Nicolas N. Et je pense plus particulièrement à Amandine, Amanda et Cyril avec qui on a partagé le bureau et les très bons, comme les mauvais moments... Et une pensée au très poisseux Nicolas L...

À la caserne de Draguignan où je travaille les week-ends avec des gens formidables qui me permettent de m'évader et de garder les pieds sur terre en voyant autre chose...

Finalement, je remercie mes parents et mon grand frère pour leurs soutiens qui m'ont été bien utiles durant ma thèse.

Table des matières

<u>RESUME1</u>
ABSTRACT2
REMERCIEMENTS
TABLE DES MATIERES5
TABLE DES FIGURES
TABLE DES GRAPHIQUES
TABLE DES PHOTOS
TABLE DES ANNEXES
<u>1</u> INTRODUCTION
1.1 LA FORMATION DES PODZOLS
1.2 LES PODZOLS DU HAUT RIO NEGRO
1.3 VULNERABILITE DE LA MATIERE ORGANIQUE DES BH EN CAS D'ALTERNANCE HUMECTATION/DESSICCATION17
1.4 L'HYDRODYNAMIQUE DES SYSTEMES PODZOLIQUE ET SA MODELISATION
1.5 LA DYNAMIQUE DES MATIERES ORGANIQUES DU SOL ET SA MODELISATION
1.6 ASPECTS SOCIO-ECONOMIQUES DU DEVENIR DU CARBONE ORGANIQUE DES PODZOLS
1.7 OBJECTIFS DE L'ETUDE ET STRUCTURE DU MANUSCRIT
2 LES SITES D'ETUDE ET LEUR COUVERTURE PODZOLIQUE
2.1 SITUATION ET CARACTERISTIQUES DES SITES D'ETUDE
2.2 Methodes d'Analyse
2.3 DESCRIPTION DES PRINCIPAUX TYPES DE PODZOLS
2.3.1 SITUATION GEOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIE DES PROFILS
2.3.2 CARACTERISTIQUES DE LA MATIERE ORGANIQUE DES BH

<u>3</u> <u>LE MODELE HYDRODYNAMIQUE</u>	
3.1 LA PROBLEMATIQUE DU RABATTEMENT DE NAPPE	
3.2 PARAMETRES :	
3.2.1 GEOMETRIE DU SYSTEME	
3.2.2 PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES : COURBES K(H) ET H(Θ)	
3.2.2.1 Mesures de conductivité hydraulique à saturation	
3.2.2.1.1 Prélèvements in situ sur sondage à la tarière	
3.2.2.1.2 Mesure de la conductivité hydraulique à saturation	
3.2.2.1.3 Prélèvements in situ en fosse de prélèvement	
3.2.2.1.4 Résultats des mesures de K _{sat}	
3.2.2.2 Mesures sur banc Wind	
3.3 CONDITIONS DE DESATURATION DU BH	43
3.3.1 DIFFUSION DE VAPEUR D'EAU DANS LE BH	
3.3.2 SUCCION PAR RABATTEMENT DE NAPPE PROFONDE	
3.4 CONCLUSION	45
	40
4 LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE	46
 <u>4 LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE</u> 4.1 Conception du modele 	<u>46</u> 46
 <u>4 LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE</u> 4.1 CONCEPTION DU MODELE 4.1.1 STRUCTURE DU MODELE 	46 46 46
 <u>4</u> LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE	46 46 46 46
4 LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE	
4 LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE 4.1 Conception du modele 4.1.1 Structure du modele 4.1.2 Definition des variables 4.1.3 Équations descriptives 4.1.3.1 Pour la description des stocks de carbone	
4 LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE 4.1 Conception du modele 4.1.1 Structure du modele 4.1.2 Definition des variables 4.1.3 Équations descriptives 4.1.3.1 Pour la description des stocks de carbone 4.1.3.2 Pour la description des âges radiocarbone	
 4 LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE	
 4 LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE	
4 LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE 4.1 Conception du modele 4.1.1 Structure du modele 4.1.2 DEFINITION DES VARIABLES 4.1.3 ÉQUATIONS DESCRIPTIVES 4.1.3.1 Pour la description des stocks de carbone 4.1.3.2 Pour la description des âges radiocarbone 4.1.3 Determination des principaux parametres 4.3.1 Évaluation de l'entree en carbone au sommet du sol	
4 LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE	
4 LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE	
4 LE MODELE D'EVOLUTION DES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE	

4.3.3.3	Résultats et interprétations	58
4.3.3.3	.1 Transferts de carbone et d'éléments majeurs	58
4.3.3.3	.2 Propriétés de fluorescence des solutions de percolation	51
4.3.3.3	.3 Transfert de petits acides organiques	62
4.3.3.4	Conclusion	63
4.3.3.5	Références	53
4.3.4	LES EXPERIMENTATIONS DE MINERALISATION	65
4.3.4.1	Minéralisation classique en conditions oxiques	65
4.3.4.2	Minéralisation en conditions contrôlées	65
		c 7
<u>5 IVIC</u>	JDELISATION DU FUNCTIONNEMENT DES PODZOLS	<u>57</u>
5.1 G	ENESE DES PROFILS OBSERVES	67
5.1.1	INTRODUCTION	58
5.1.2	METHODS	59
5.1.2.1	Podzol profiles and carbon analysis	59
5.1.2.2	Model design	71
5.1.2.3	Model running and tuning	73
5.1.3	RESULTS AND DISCUSSION	74
5.1.3.1	Modelling the formation of a single pool Bh	74
5.1.3.1	.1 Obtaining the carbon stock	74
5.1.3.1	.2 Obtaining both carbon stock and ¹⁴ C age	75
5.1.3.2	Modelling the formation of the whole profile with a two-pools Bh	77
5.1.3.2	.1 Topsoil horizons	77
5.1.3.2	.2 Bh horizons	78
5.1.3.3	Age, carbon fluxes and carbon turnover	81
5.1.4	CONCLUSION	82
5.1.5	References	83
5.2 C	OMPLEMENTS SUR LA FORMATION DES BH	85
5.2.1	LA PROBLEMATIQUE DE LA FORMATION DE BH SEQUENTIELS	85
5.2.2	Modele A BH CHEVAUCHANTS	87

5.2.2.1	Expressions simplifiées du stock et de la fraction ¹⁴ C pour une sortie nulle
5.2.2.2	Application à un modèle à 2 Bh séquentiels
5.3 Mc	DELISATION DE L'EVOLUTION DES PROFILS EN CAS DE CHANGEMENT CLIMATIQUE : TAUX DE DEGAZAGE DE
CARBONE	
<u>CONCLU:</u>	SION GÉNÉRALE94
<u>PERSPEC</u>	TIVES
<u>BIBLIOGI</u>	RAPHIE
ANNEXE	S105

Table des Figures

Figure 1 : A : plateau podzol ; B : zone podzol en pente descendante ; C : chronoséquence due à l'incision du réseau hydrographique local
Figure 2 : Carte de situation des sites d'étude. En gris, zones dans lesquelles les podzols sont les sols dominants, extraits de la carte des sols du Brésil (IBGE, 2009), en orange sites d'études détaillés et situation des quatre profils étudiés en détail au chapitre 3.
Figure 3 : Carte de pluviosité des sites d'étude
Figure 4 : Carte des formations géologiques des sites d'étude (d'après IBGE, 2010)23
Figure 5 : Représentations schématiques de profils observés. Les couleurs utilisées s'approchent des couleurs observées. Les pointillés désignent des matériaux sableux.
Figure 6 : Situation des profils de la zone-test 9 (Rio Uaupês) et topographie de la séquence étudiée (composition Landsat ETM 5, 4, 3 - RGB)
Figure 7 : Situation des profils de la zone-test 5 (Rio Cubate) (composition Landsat ETM 5, 4, 3 - RGB)
Figure 8 : Situation des profils de la zone-test 3 (Rio Mariê) (composition Landsat ETM 5, 4, 3 - RGB)
Figure 9 : Situation des profils de la zone-test 1 (Rio Demini) (composition Landsat ETM 5, 4, 3 - RGB)
Figure 10 : Situation des profils de la zone-test 7 (São Gabriel da Cachoeira) (composition IKONOS - RGB)
Figure 11 : Morphologie des profils sélectionnés pour datation

Figure 12 : Flux hydriques dans un système podzolique type
Figure 13 : schéma de la mesure de la conductivité hydraulique à saturation
Figure 14 : Processus de désaturation du Bh compact
Figure 15 : Compartiments et flux de carbone dans un podzol amazonien
Figure 16 : Modélisation du flux de carbone sous Vensim
Figure 17 : Modélisation du flux de carbone avec contrainte de l'âge ¹⁴ C sous Vensim (voir Annexe en grand)
Figure 18 : Bh stratifié
Figure 19 : Schéma des 3 configurations de colonnes. K : kaolin
Figure 20 : Représentation Graphique des concentrations mesurées lors des expérimentations en colonne. (Les encadrés en couleurs représentent les colonnes du Tableau 6) 59
Figure 21 : Propriétés de fluorescence des solutions. Les lettres identifient la position usuelle des pics P, C et A
Figure 22 : Schéma du microcosme
Figure 23: Schematic of the main C fluxes in a podzol
Figure 24: Location of the studied profiles. Grey areas in the detailed map indicate hydromorphic podzol areas. Orange spots identify test areas
Figure 25: Sketch of the studied profiles
Figure 26: Model design
Figure 27: Evolution of the 14C pool in a topsoil that reached a steady state before 195572
Figure 28: Simplified design for one pool
Figure 29: Single-pool modelling of C _{Bh} of the P7C profile; C _{0 Bh} set to 0
Figure 30: Single-pool modelling of both CBh and Bh ${}^{14}C$ age of the P7C profile. Corresponding values of C input fluxes and β_{Bh} rates are given in Table 2
Figure 31: Relationship between the ¹⁴ C age of the Bh and the time needed to form the Bh (single pool modelling)76
Figure 32: Effect of the fast Bh pool size on the whole Bh genesis time and the ¹⁴ C age of the fast Bh. Left graph: absolute values; right graph: values expressed in %
Figure 33: Effect of constraining the ouput C flux from the Bh on the genesis time. UAU4: effect of the fast Bh output flux. MAR9 and P7C: effect of the slow Bh output flux
Figure 34: Modelled C fluxes, ¹⁴ C ages and C stock in the four studied profiles

Figure 35 : Succession dans la formation des Bh	. 87
Figure 36 : Notations utilisées pour 2 Bh séquentiels	. 88
Figure 37 : Simulation de la formation du Bh du profil UAU4 : Bh unique ou deux séquentiels	Bh . 89
Figure 38 : Model Vensim modifier en cas de changement climatique (voir Annexe en gra	nd) . 90

Table des graphiques

Graphique 1 :	Teneur en C organique de profils de Bh
Graphique 2 :	Relation entre la teneur en carbone organique et la couleur des Bh du site 129
Graphique 3 :	Relation entre la respirabilité à 660 j de la matière organique des Bh du site 1 et la valeur Munsell de leur couleur
Graphique 4 :	Profils des âges 14C des podzols. Pour chaque profil, la partie en pointillé correspond à l'épaisseur de l'horizon E. Les nombres correspondent à la teneur en C organique (%) de l'échantillon
Graphique 5 :	Topographie sur socle (site 7)
Graphique 6 :	Topographie sur sédiment sableux (site 9)
Graphique 7 :	Log(K _{sat)} du Bh du profil P7C
Graphique 8 :	Calcul du Ksat en fonction du temps, grand cylindre
Graphique 9 :	Potentiel de pression h dans les différents capteurs selon la profondeur (échantillon SGCC)
Graphique 10	: Courbe $h(\theta)$ de l'horizon E (profil SGA 180) - Ahuja (rouge pointillé) 40
Graphique 11	: Courbe K(h) de l'horizon E (profil SGA 180) - Ajustement polynomial (rouge pointillé)
Graphique 12	: Courbe $h(\theta)$ de l'horizon Bh (profil SGA 240) - Ajustement polynomial (rouge pointillé)
Graphique 13	: Courbe K(h) de l'horizon Bh (profil SGA 240) - Ajustement polynomial (rouge pointillé)
Graphique 14	: Courbe h(θ) de l'horizon Bh (profil O7, 140-145cm) – Moyenne de 3 mesures
Graphique 15	: Minéralogie d'un podzol du site 7
Graphique 16	: Relations entre COD, Al, Fe et Si dans les percolats de colonne. La croix

	représente la concentration dans la solution d'entrée
Graphique 17	: Situation des solutions étudiées dans le système Si-Al. Les points verts correspondent au calcul effectué en prenant en compte la complexation d'Al par le COD, les points rouges ignorent cette complexation
Graphique 18	: Production de CO ₂ par minéralisation d'échantillons provenant du profil DPQT. Noir : horizon A ; gris foncé : horizon A-E ; gris clair : horizon E ; brun : horizons Bh
Graphique 19	: Temps nécessaire pour obtenir un CfBh égal à 1 000 g m ⁻² en fonction du facteur multiplicatif de kBh (kfBh et ksBh issus de la modélisation)
Graphique 20	: Temps nécessaire pour obtenir un CsBh égal à 1 000 g m ⁻² en fonction du facteur multiplicatif de kBh (kfBh et ksBh issus de la modélisation)
Graphique 21	: Temps nécessaire pour obtenir un CfBh égal à 1 000 g m ⁻² en fonction du facteur multiplicatif de kBh (kfBh et ksBh issus de la modélisation)
Graphique 22	: Temps nécessaire pour obtenir un CsBh égal à 1 000 g m ⁻² en fonction du facteur multiplicatif de kBh (kfBh et ksBh issus de la modélisation)

Table des tableaux

Tableau 1 : Caractéristiques des profils sélectionnés pour modélisation
Tableau 2 : K _{sat} du Bh et des horizons E
Tableau 3 : Récapitulatif de la litière annuelle en fonction du type de forêt ou de sol selon les sources bibliographiques. 52
Tableau 4 : Récapitulatif du pourcentage de carbone dans la litière en fonction du type de forêt ou de sol selon les sources bibliographiques
Tableau 5 : Teneur en COD dans les solutions percolant en profondeur
Tableau 6 : C, Al, Fe et Si transférés en phase dissoute dans les expérimentations en colonne(na : non analysé) (écarts type d'origine analytique).58
Tableau 7 : Concentrations ± écart-type des petits acides carboxyliques dans les solutions étudiées. <dl :="" de="" détection.<="" inférieur="" la="" limite="" td="" à=""> 62</dl>
Tableau 8 : Donnés de UAU 4 en considérant un Bh unique ou 2 Bh formés séquentiellement
Tableau 9 : Temps de formation minimum des Bh du profil UAU 4 en considérant un Bh unique ou 2 Bh formés séquentiellement

Table 1: The main characteristics of the podzol profiles used in the study. C stock and ages are

Table des photos

Photo 1 : Exemple d'un podzol de 8 m de haut servant de carrière de sable à São Gabriel da Cachoeira (Brésil) ©
Photo 2 : Bh de couleur noire © présent sous le sable blanc de la Photo 1 15
Photo 3 : Eaux noires du Rio Negro ©16
Photo 4 : Échantillon de Bh prélevé à la tarière à São Gabriel 2014 $^{\odot}$
Photo 5 : Échantillon de Bh pour mesures WIND prélevé à São Gabriel da Cachoara 2014 (au niveau de la Photo 1)
Photo 6 : À gauche photo du dispositif WIND sur le banc d'essai, et à droite photo du capteu céramique dans l'échantillon en fin d'expérience pour mesurer la longueur et la profondeur du capteur ©

Table des Annexes

Annexe 1 : Topographie sur socle	105
Annexe 2 : Topographie sur sédiment sableux 1	105
Annexe 3 : Modélisation du flux de carbone avec contrainte de l'âge C14 sous Vensim 1	106
Annexe 4 : Model Vensim modifier en cas de changement climatique 1	107

1 Introduction

La rétroaction entre le cycle du carbone terrestre et les changements environnementaux est une des plus grandes incertitudes dans les projections actuelles du climat futur. À titre d'exemple, les études menées au cours de la dernière décennie sur la matière organique stockée dans les tourbières des hautes latitudes ont montré qu'un réchauffement climatique d'environ 1 °C au cours des prochaines décennies pourrait induire une augmentation globale de la respiration hétérotrophe de 38-100 10^{12} g de C par an, ce qui correspond à une rétroaction positive importante et durable au système climatique mondial (Doerr et al., 2000). Le carbone stocké dans les zones équatoriales, surtout dans les podzols, est-il susceptible de donner une rétroaction du même ordre de grandeur ? Un taux annuel de 1 ‰ de minéralisation des $13,6 10^{15}$ g de C stocké dans les seuls podzols amazoniens (Montes et al., 2011) donnerait une contribution atmosphérique annuelle de $13,6 10^{12}$ g de C. La présente étude, qui participe à un projet de recherche franco-brésilienne plus vaste (projet C-Profor), a pour objectif de contribuer à répondre à cette question.

1.1 La formation des podzols

Les podzols sont des sols caractérisés par la succession verticale suivante d'horizons :

- Un horizon O ou A de type mor, souvent épais, de couleur noirâtre, contenant de nombreux fragments de matière organique mal décomposée ;
- Un horizon sableux éluvial (horizon E), de couleur gris clair à blanc, sans structure apparente, présentant parfois de minces lisérés subhorizontaux plus riches en matière organique ;
- Un ou plusieurs horizons d'accumulation de matière organique (Bh) ou/et de Fe (essentiellement sous forme de goethite FeOOH) et d'aluminium (essentiellement sous forme de gibbsite Al(OH)₃.

Les podzols sont surtout connus pour être caractéristiques des régions froides et humides où ils couvrent de vastes surfaces. En région tempérée, on peut les trouver sur des matériaux originels sableux ou sous des végétations de résineux acidifiants de type épicéa ou pin sylvestre. Les podzols équatoriaux sont moins connus, ils couvrent cependant de vastes surfaces en Amazonie, en Afrique (Congo, Zambie) ou à Bornéo (Montes et al., 2011).

La genèse des podzols, tant boréaux qu'équatoriaux, est liée à une dégradation incomplète de la litière apportée en surface du sol par la végétation. Dans la plupart des sols, la litière est complètement minéralisée et l'acidité du sol résulte essentiellement de la production d'anions NO₃⁻ et SO₄²⁻ produits par oxydation de l'azote et du soufre contenus dans les matières organiques. Dans les podzols, la minéralisation des matières organiques est incomplète et l'acidité du sol résulte en grande partie d'acides organiques carboxyliques ayant une forte capacité complexante vis-à-vis d'Al³⁺ et de Fe³⁺. A partir du moment où les complexes organométalliques formés peuvent migrer en profondeur ou hors du profil, ils permettent une exportation de Al et Fe, habituellement très peu solubles. Les minéraux argileux et les oxydes s.l. de Fe et Al ne sont donc plus en conditions de stabilité, sont dissous et il ne reste dans

l'horizon E que les minéraux à cinétique de dissolution lente, dont le plus abondant est le quartz. La matière organique, dont les complexes organo-métalliques, migre facilement sous forme dissoute ou colloïdale dans l'horizon E, qui en raison de sa minéralogie et de sa granulométrie ne présente que très peu surfaces d'échange susceptibles de l'adsorber et donc de l'immobiliser. Elle peut être soit transférée en profondeur, où elle s'accumule quand elle rencontre des matériaux dont les surfaces d'échanges permettent son adsorption (argiles, oxydes s.l.), soit transférée vers le réseau hydrographique par les nappes perchées circulant latéralement dans l'horizon E. Elle donne alors la couleur noire caractéristique des cours d'eau qui drainent les zones podzolisées.

Les conditions qui favorisent la podzolisation sont donc les suivantes :

- Une minéralisation incomplète de la matière organique, celle-ci étant favorisée soit par un climat froid, soit par une hydromorphie, soit par une végétation plus difficilement dégradable ;
- Un matériau sableux, qui favorise l'exportation des complexes organo-métalliques et la déstabilisation des argiles et des oxydes s.l..

La podzolisation, une fois initiée, bénéficie ainsi d'une rétroaction positive : la dissolution favorisée des argiles et oxydes s.l. liée à l'exportation de Fe et Al a pour conséquence la formation d'un matériau plus sableux qui favorise l'exportation des complexes organométalliques de Al et Fe donc la dissolution des argiles et oxydes s.l..

Les podzols équatoriaux ont pour particularité d'être souvent de grande épaisseur, horizons E comme Bh pouvant faire plusieurs mètres d'épaisseur (Montes et al., 2011). Ils sont observés aussi bien sur formations sédimentaires que sur socle cristallin et cristallophyllien, et forment souvent des systèmes ferralsols-podzols dans lesquels des podzols remplacent progressivement des ferralsols par progression latérale, sans que la vitesse de cette transformation n'ait pu être établie (Lucas et al., 1996). Si leur développement sur des matériaux initialement sableux, tels que des formations sédimentaires sableuse, peut être aisément concevable au regard des processus expliqués ci-avant, il a fallu attendre les travaux de Grimaldi et Pedro (1996), Lucas (2001) ainsi que de Lucas et al. (1996) pour comprendre comment leur formation pouvaient être initiée sur des roches cristallines. Une voie d'évolution ultime du sol en milieu équatorial est un sol très argileux kaolinitique : la lixiviation en milieu chaud et humide et sur une très longue période de formation des éléments constitutifs de la roche-mère entraîne la disparition quasi-totale des éléments les plus solubles en conditions oxiques, en particulier les alcalins et alcalino-terreux. Le silicium, quoi que plus soluble que Al et Fe, est maintenu dans le sol par le recyclage biologique en quantité suffisant pour assurer la stabilité de la kaolinite. Il en résulte un sol dans lequel la plupart des minéraux primaires ont été dissous, y compris la plus grande partie du quartz, Si, Al et Fe s'étant recombiné en [Si₂O₅Al₂(OH)₄], gibbsite [Al(OH)₃], goethite [FeO(OH)] et hématite [Fe₂O₃]. Malgré le recyclage biologique, en l'absence d'apport allochtones suffisants tels que les apports atmosphériques, les alcalins et alcalino-terreux finissent par être trop peu abondant pour maintenir une réserve alcaline positive. Celle-ci devenant négative le pH des horizons de surface devient très acide (<5), augmentant fortement la solubilité de Al et Fe et initiant une déstabilisation des minéraux argileux qui conduit à la formation de matériaux plus sableux,

permettant ainsi d'initier la podzolisation.

Si ces mécanismes biogéochimiques commencent à être compris, il n'existe encore que très peu de données et de connaissances permettant d'évaluer la vitesse de formation des podzols amazoniens et de l'évolution des systèmes ferralsols-podzols. En région tempérée, l'estimation de l'âge de la plupart des podzols est de l'ordre de 1 10³ à 6 10³ y (Sauer et al., 2007; Scharpenseel, 1993). Des études ont montré par ailleurs que la podzolisation pouvait se développer très rapidement sur des matériaux sableux (Cornu et al., 2008; Singleton and Lavkulich, 1987). Il n'existe cependant que très peu de travaux donnant des évaluations de l'âge apparent des Bh ou des cinétiques de transfert du carbone dans les podzols amazoniens. Turenne (1977) présente des âges ¹⁴C apparents de 7 530 et 3 560 ans pour la matière organique de Bh de podzols peu épais (profondeur du Bh inférieure à 1 m) sur barres prélittorales en Guyane française, donc très différents des podzols du haut Rio Negro. Bravard et Righi en 1990 obtiennent un âge ¹⁴C apparent de 2 840 ans pour des podzols de la région de Manaus. Le Bh échantillonné, cependant, se trouve à proximité de la transition ferralsol-podzol, donc doit être considéré comme relativement jeune par rapport à la majorité des Bh des zones podzolisées.

Un des résultats attendus de ce travail sera donc également de mieux évaluer les vitesses de formation et l'évolution des podzols.

1.2 Les podzols du Haut Rio Negro

Les podzols équatoriaux peuvent stocker de grandes quantités de carbone dans leurs horizons supérieurs (Bernoux et al., 2002) ainsi que dans le Bh profond. L'extrapolation à l'échelle de l'Amazonie de données obtenues à partir de systèmes typiques de podzols hydromorphes situés dans le haut bassin du Rio Negro, sur la base de cartes numérisées du sol, a permis d'obtenir l'estimation citée ci-dessus d'une quantité de l'ordre de 13,6 PgC stockés dans ces sols (Montes et al., 2011), valeur constituant une sousestimation en cours d'affinement par les projets de recherche en cours. Les podzols hydromorphes amazoniens sont caractérisés par des horizons E gris ou blancs d'épaisseur variable, le plus souvent supérieure à 1,2 m et pouvant aller jusqu'à plus de 10 m (Photo 1), surmontant des horizons Bh de couleur noire à brune (Photo 2) et d'épaisseur



Photo 1 : Exemple d'un podzol de 8 m de haut servant de carrière de sable à São Gabriel da Cachoeira (Brésil) ©



Photo 2 : Bh de couleur noire © présent sous le sable blanc de <u>la Photo 1</u>

généralement supérieure à 1 m et pouvant atteindre plus de 4 m. Les 5-10 cm supérieurs de ce Bh sont indurés, de faible porosité et de faible conductivité hydraulique (environ 5 10^{-8} m s⁻¹). Ils constituent le plancher d'une nappe perchée généralement permanente s'écoulant latéralement dans les horizons E et qui est à l'origine des eaux dites « noires » de la majeure partie des rivières du bassin hydrographique du haut Rio Negro (Photo 3 et Figure 1).



Photo 3 : Eaux noires du Rio Negro ©

Cette nappe perchée est généralement permanente en raison de l'absence d'une saison sèche marquée dans le Haut Rio Negro, les pluies permettant une recharge de la nappe perchée avant qu'elle n'ait été entièrement vidangée par écoulement latéral. Les horizons Bh situés immédiatement au-dessous de cette partie supérieure peu perméable des Bh ne sont pas saturés en eau, une nappe phréatique profonde, supposée être une nappe générale, étant observée plus en profondeur.

L'accumulation de carbone organique dans les Bh est liée aux conditions acides et saturées en eau qui y règnent. Cette saturation en eau empêche les transferts gazeux entre les horizons E et les horizons Bh plus profonds, qui présentent donc également des conditions plus réductrices favorisant la conservation de la matière organique.



Figure 1 : A : plateau podzol ; B : zone podzol en pente descendante ; C : chronoséquence due à l'incision du réseau hydrographique local

Dans la plupart des régions amazoniennes où ils présentent une forte occurrence, les podzols hydromorphes ne sont pas situés au fond des vallées, mais en position de plateau ou de versants (Figure 1) (Lucas et al., 1987). Si le climat change avec l'apparition d'une saison sèche, la position surélevée des horizons E par rapport au réseau hydrographique local permettra la disparition des nappes perchées. Le dessèchement des horizons Bh habituellement saturés en haut pourrait alors conduire à une augmentation de la minéralisation du carbone organique par l'amélioration de l'aération et la satisfaction de la demande d'O₂ des microorganismes. Or, en ce qui concerne les zones de podzols du haut Rio Negro, 10 parmi 18 modèles climatiques donnant des projections sur les précipitations et l'humidité du sol (Meehl and Solomon, 2007) prédisent des changements de type saison sèche qui modifieront la dynamique de la nappe perché.

1.3 Vulnérabilité de la matière organique des Bh en cas d'alternance humectation/dessiccation

En complément de l'oxygénation du milieu, l'augmentation des alternances sec/humide est également susceptible d'avoir un impact sur la minéralisation du carbone organique. La réhumectation du sol après une période de séchage a longtemps été connue pour provoquer une explosion de respiration (Birch, 1958). Les cycles secs/humides peuvent accélérer la perte du carbone dans sol par rapport à ce qui serait perdu dans des conditions constantes (Miller et al., 2005). Si de plus les conditions constantes ne sont pas optimales pour l'activité microbienne, l'augmentation de la respiration peut être encore plus significative (Borken and Matzner, 2009). Il est admis que l'augmentation de la respiration est due soit au stress microbien en réponse à la sécheresse, soit à la libération de matière organique préalablement protégée qui survient lors de changements dans la structure du sol pendant la ré-humectation (Borken and Matzner, 2009). Pour survivre à la sécheresse, les microbes accumulent des solutés (osmolytes) pour retenir l'eau à l'intérieur de la cellule (Schimel et al., 2007). Lors de la ré-humectation, d'une part les osmolytes doivent être rapidement métabolisés, ce qui entraîne un pic de la respiration, d'autre part certaines cellules peuvent être lysées par entrée excessive d'eau, fournissant des nutriments. Les processus physiques associés à la ré-humectation peuvent également fournir des impulsions de substrat aux microbes (Denef et al., 2001 ; Miller et al., 2005). La réhumectation peut provoquer une rupture de l'agrégat en pressurisant l'air à l'intérieur ou par gonflement différentiel (Cosentino et al., 2006). Ces mécanismes peuvent exposer à une attaque microbienne une matière organique du sol précédemment protégée. Dans certaines études, la minéralisation de la MON est accrue, parfois non sous un régime de cycles humectationdessiccation. Le priming effect n'est donc pas systématiquement augmenté (Pierrot Yemadje, 2015).

Selon la nature des processus dominants, on peut s'attendre à différentes conséquences sur les communautés microbiennes du sol et sur la dynamique du C. Si la réponse est principalement liée au stress microbien, on peut s'attendre à une réduction de la biomasse microbienne à mesure que les microbes sensibles au stress meurent (Halverson et al., 2000). Ceci réduirait le pool microbien labile et la perte de biomasse réduirait la capacité métabolique de la communauté microbienne. Si les changements dans la structure physique sont le mécanisme dominant, alors le carbone perdu représenterait une perte nette de carbone stable du sol. Cependant, les horizons de Bh à étudier dans ce projet ne paraissent pas fortement structurés et il n'y aurait donc pas une part importante du carbone organique physiquement protégé. Cela signifierait alors que si le mécanisme dominant est un changement dans la structure physique du sol, alors les cycles humides/secs ne seront pas susceptibles d'avoir un effet significatif sur la minéralisation du carbone. En outre, le taux de minéralisation peut même être réduit en raison d'une augmentation de l'hydrophobicité des surfaces du sol après des cycles secs/humides. Cette hydrophobicité est liée à la quantité de matière organique du sol (Mataix-Solera et al., 2007) ainsi qu'à l'humidité du sol et à l'histoire du séchage et de la ré-humectation. Pendant le séchage, les constituants hydrophiles sont liés et donc inefficaces pour interagir avec des molécules d'eau tandis que les constituants hydrophobes fournissent un revêtement hydrofuge (Doerr et al., 2000).

En résumé, la réponse de ces sols à des changements de dynamique de l'eau n'est pas évidente. À notre connaissance, aucune étude n'a examiné les podzols tropicaux dans ce contexte.

1.4 L'hydrodynamique des systèmes podzolique et sa modélisation

L'hydrodynamique des sols est généralement difficile à modéliser en raison de l'hétérogénéité de la couverture du sol et des difficultés d'obtention des propriétés hydrodynamiques des matériaux constituants les horizons sol. Les sols amazoniens sont cependant particulièrement adaptés à la modélisation par discrétisation finie de l'équation de Richard (Vogel, 1987) grâce à l'homogénéité de leurs propriétés hydrodynamiques sur de grandes épaisseurs, qu'il s'agisse de ferralsols ou de podzols. Les propriétés hydrodynamiques des podzols ainsi que l'absorption par les racines ont été abordées dans des études antérieures (Du Gardin, 2006 ; Temgoua, 2010), de sorte que la modélisation mécanistique du comportement de la nappe phréatique dans un système podzolique sous différents scénarios pluviométriques semble maintenant possible. Dans le contexte de l'évolution potentielle de la matière organique des Bh, il est nécessaire de déterminer dans quelles conditions de changement de régime des pluies la partie supérieure du Bh sera suffisamment asséchée pour permettre une entrée d'air et l'oxygénation du Bh. Il conviendra donc de modéliser l'écoulement de la nappe perchée dans les horizons E, de manière à prévoir les conditions climatiques de sa disparition temporaire. Une telle modélisation nécessite de prendre en compte la géométrie au moins bidimensionnelle des versants et de connaître la courbe de porosité des horizons E ainsi que leur conductivité hydraulique à saturation, afin de déterminer les conditions d'écoulement puis de disparition de la nappe perchée. Or, à notre connaissance, s'il existe un certain nombre de travaux publiés quantifiant les transferts latéraux par une nappe perchée (par exemple McDaniel et al., 2008), il n'en existe que très peu portant sur la modélisation de l'écoulement latéral d'une nappe perchée. Cela est probablement dû, comme le soulignent Robinson et al. (2005), aux interférences entre percolation verticale et trajets latéraux préférentiels à l'échelle d'un bassin versant. Langsholt (1994) utilise des profils discrets juxtaposés pour décrire les écoulements latéraux sur un versant. Cependant, Weill et al. en 2013 ont proposé récemment un modèle mécanistique distribué susceptible d'être applicable aux systèmes étudiés. Après détermination des conditions de disparition de la nappe perchée, il conviendra de déterminer les conditions du point d'entrée d'air à travers la partie supérieure du Bh : il faudra alors pouvoir travailler en milieu insaturé.

1.5 La dynamique des matières organiques du sol et sa modélisation

Alors que la croissance et le développement des plantes peuvent être modélisés avec des règles mécanistes bien définies, la description du renouvellement du carbone dans les sols est semi-mécanistique dans les modèles les plus fréquemment utilisés, par exemple RothC, CENTURY, TEM et DNDC. Ces modèles ont tous des caractéristiques similaires, car le carbone organique du sol y est réparti en pools ayant des temps de résidence variés et pouvant être modifiés par des facteurs climatiques. Les modèles RothC et CENTURY étant les plus

utilisés. Le modèle RothC (Parton et al., 1987), très utilisé, est un modèle caractérisant le turnover du carbone organique des horizons de surface du sol qui prend en compte le type de sol, la température, l'humidité du sol et le type de couvert végétal. Le carbone organique total, la biomasse microbienne et le Δ^{14} C sont calculés sur un pas de temps mensuel. Ce modèle, qui ne nécessite que peu de variables d'entrée, a été à l'origine développé pour être appliqué à des expérimentations agronomiques de longue durée sur le site de Rothamsted (UK). Il a par la suite été étendu à des sols de prairie et de forêt sous différents climats, mais il n'est adapté ni aux sols saturés en eau ni aux transferts de carbone en profondeur, il n'est donc pas adapté à la problématique des podzols. Le modèle CENTURY (Coleman et al., 1997) est quant à lui un modèle écosystémique qui met l'accent sur la décomposition de la matière organique du sol et le flux de C et de N dans et entre les différentes composantes. Le modèle considère deux fractions de litière (métabolique et structurelle) et trois pools de matière organique du sol (actifs, lents et passifs), qui diffèrent par leurs taux de décomposition potentiels. En outre, il existe des pools de résidus représentant des fractions de tailles différentes de débris ligneux. Le pool actif représente des microbes et des produits microbiens qui tournent relativement rapidement (échelles de temps annuelles), le pool lent se compose de constituants de matière organique du sol partiellement stabilisés avec un temps de renouvellement intermédiaire (de l'ordre de plusieurs décennies), tandis que le pool passif représente des matériaux récalcitrants qui tournent sur des échelles de temps de l'ordre du siècle. Les pools lents et passifs ne sont représentés que dans le sol. Aucun de ces modèles, cependant, n'a été conçu pour expliquer le transfert de carbone dans des horizons plus profonds ni pour le comportement du carbone dans les horizons profonds. De plus, la plupart des paramètres internes de ces modèles ainsi que les équations décrivant l'effet du pédoclimat sur les taux de minéralisation ont été déterminés en ajustant les modèles à des expériences de décomposition à long terme du sol en culture ou dans les zones boisées tempérées, de sorte que la faisabilité de leur application aux podzols équatoriaux est problématique.

Une attention particulière a été portée à la question de savoir si l'impact d'un changement pédoclimatique est différent dans les matières organiques anciennes et nouvelles, mais les résultats sont controversés (Reichstein et al., 2005). La plupart des modèles actuels supposent que tous les taux de renouvellement des pools sont modifiés de façon similaire par des changements pédoclimatiques. Même si certaines données suggèrent que cela peut ne pas être vrai, il n'y a pas assez d'information pour recalibrer les modèles. On peut remarquer que cela serait possible en utilisant un traceur C3/C4 à partir d'une chronoséquence dans laquelle un couvert végétal en C3 a été remplacé par un couvert végétal en C4, ou inversement. En effet, les plantes à cycle photosynthétique en C4, essentiellement des Graminées et Cypéracées tropicales de milieux ouverts, absorbent plus de ¹³C que les plantes à cycle photosynthétique en C3, c'est-à-dire pratiquement toutes les autres plantes, dont toutes les essences forestières. À titre d'exemple, le δ^{13} C des matières organiques des sols de forêts ombrophiles équatoriales, composées exclusivement de plantes en C3, varie de -26 à -28 ‰. Celui des savanes africaines, composées essentiellement de graminées en C4, varie selon la densité d'arbustes de -12 à -18 ‰.

Cela permettrait de retracer le carbone issu des plantes C3 séparément de celui issu des plantes C4 dans la matière organique du sol. Les sites où il y a eu un changement de végétation

C3 et C4 à une heure connue sont alors particulièrement précieux : il est alors possible de séparer le vieux carbone, produit dans le sol avant le changement de végétation, du nouveau carbone arrivé dans le sol après le changement de végétation. Cette approche a été utilisée dans l'étalonnage et la validation de modèles (Cerri et al., 2007) dans des études portant sur le changement anthropique de l'utilisation des terres.

S'agissant des systèmes podzoliques, l'idée de trouver des sites de ce type a été développée dès 2002 par les équipes du projet C-Profor. Deux types de chronoséquences où la matière organique de podzol a été soumise à des pédoclimats progressivement plus sèches avaient été pressenties : (1) des systèmes dans lesquels le Bh formé sous une nappe phréatique permanente puis soumis à d'autres conditions, soit plus sèches, soit plus humides, en raison d'un changement externe des conditions de drainage, par exemple une incision par le réseau hydrographique ; (2) des systèmes développés sous conditions climatiques humides puis soumis à des climats progressivement plus secs.

Des chronoséquences du premier type ont pu être identifiées dans le haut Rio Negro, avec une substitution d'une végétation forestière sur podzols (végétation de type Campinarana) par une végétation de type savane (végétation de type Campina). Malheureusement, les mesures exploratoires ont montré que la matière organique des horizons de surface des sols sous savanes hydromorphes du haut Rio Negro présente un δ^{13} C de l'ordre de -26 ‰, soit non différentiable de celui des sols sous végétation forestière : nous ne pourrons donc pas disposer dans le présent travail de données isotopiques ¹³C pour contraindre un modèle d'évolution des podzols.

S'agissant de chronoséquences de type 2, les podzols observés en Zambie et décrits succinctement par Brammer (1973a, 1973b) semblaient prometteurs. Développés sur sédiments sableux continentaux cénozoïques, ils sont actuellement sous une pluviosité annuelle de l'ordre de 750 mm avec une saison sèche marquée, soit des conditions actuelles a priori non compatibles avec le développement de processus podzoliques, alors que les conditions climatiques étaient probablement plus humides durant les périodes glaciaires (R. Bonnefille, comm. pers.). Une mission exploratoire réalisée en 2014 a cependant montré que ces sols de Zambie ne sont pas des podzols anciens actuellement non fonctionnels, mais probablement le résultat d'un type de pédogenèse actuelle qu'il convient de caractériser. Ces sols ne permettront donc pas non plus de contraindre un modèle d'évolution de podzols de type équatorial soumis à des climats progressivement plus secs.

1.6 Aspects socio-économiques du devenir du carbone organique des podzols

Le problème de la sensibilité du carbone organique des podzols amazoniens aux changements climatiques annoncés ou à un changement de l'usage des sols n'est pas indépendant du problème complexe du contrôle du développement de l'Amazonie ou d'autres forêts équatoriales. Entre la sanctuarisation et le défrichage au bénéfice des grandes entreprises ou des grands propriétaires fonciers, quelle est la voie vers un avenir durable? Le développement rationnel et durable doit tenir compte de nombreux paramètres qui varient selon les régions considérées : la pression démographique, la productivité agricole, la fragilité

potentielle du sol, l'impact à long terme de la compensation sur les mécanismes mondiaux, notamment le climat, le sort des populations autochtones, etc... Ces alternatives ne sont pas faciles à résoudre, même s'agissant d'un état souverain. Au Brésil, le Programme de croissance accélérée (PAC) datant de 2007 a été à l'origine d'une crise en 2009 entre les ministères des transports et de l'environnement en ce qui concerne la pertinence de l'amélioration du réseau routier en Amazonie, certaines routes étant prévues au sein des zones podzoliques du haut Rio Negro. La pression internationale pour la préservation des milieux naturels est souvent négligée par les états souverains, on a pu constater par le passé au Brésil qu'une utilisation irrationnelle des terres pouvait être soutenue par le gouvernement fédéral dans le seul but de démontrer la souveraineté territoriale. Le gouvernement fédéral du Brésil a toutefois récemment fait preuve d'une volonté politique forte de préserver les environnements équatoriaux, notamment par le biais de son « Programme pilote pour la protection des forêts tropicales au Brésil », un plan de solutions coopératives aux défis mondiaux élaboré dans l'esprit de la conférence de l'ONU « environnement et développement » (PPG7).

Dans ce contexte, une meilleure connaissance de la sensibilité du carbone organique des podzols à la minéralisation peut fournir des informations permettant de déterminer s'il convient de considérer ces sols dans le cadre des systèmes de crédit carbone forestier.

1.7 Objectifs de l'étude et structure du manuscrit

Dans le contexte général présenté ci-dessus, notre étude a eu plus spécifiquement les objectifs suivants :

- Recueillir les connaissances collectées par les équipes du projet C-Profor qui seront nécessaires à la modélisation de l'évolution des stocks de matière organique. Ce sera l'objet de la <u>section 2</u>, "Les sites d'étude" ;
- Déterminer les conditions climatiques qui amèneront à un changement significatif du fonctionnement biogéochimique des podzols. Ce sera l'objet de la <u>section 3</u>, "Le modèle hydrodynamique" ;
- Concevoir un modèle permettant de décrire la formation et l'évolution des Bh des podzols, ce sera l'objet de la <u>section 4</u>, "Le modèle d'évolution des stocks de carbone organique";
- Utiliser le modèle conçu pour décrire la genèse des sols observés et prévoir leur évolution dans un contexte de climat à saisons contrastées, ce sera l'objet de la <u>section 5</u>, "Modélisation du fonctionnement des podzols".

2 Les sites d'étude et leur couverture podzolique

2.1 Situation et caractéristiques des sites d'étude

L'étude a été menée sur les sols du bassin du haut Rio Negro, dans une partie brésilienne de la forêt amazonienne. Celle-ci constitue la plus grande étendue actuelle de forêt primaire équatoriale (5,5 10^8 ha d'entre les latitudes et longitudes $8^{\circ}30$ 'N - $15^{\circ}00$ 'S et $79^{\circ}30$ 'O - $46^{\circ}0$ 'O). C'est une forêt sempervirente dont la permanence est liée à un climat humide et chaud toute l'année ; la température moyenne est 25 °C et la pluviosité varie selon les zones de 1 600 à 3 200 mm an⁻¹.



Figure 2 : Carte de situation des sites d'étude. En gris, zones dans lesquelles les podzols sont les sols dominants, extraits de la carte des sols du Brésil (IBGE, 2009), en orange sites d'études détaillés et situation des quatre profils étudiés en détail au chapitre 3.

Le bassin du haut Rio Negro a été défini d'après (Montes et al., 2011) comme la région de plus occurrence forte de podzols comportant des stocks élevés de carbone dans leurs horizons Bh (Figure 2). Dans cette région, 11 sites d'étude ont été définis par l'équipe du projet C-Profor en s'appuyant sur les données satellitaires de (Pereira et



Figure 3 : Carte de pluviosité des sites d'étude

al., 2016) comme zones-tests pour une étude détaillée de la couverture de sol, quantification du carbone organique stocké dans les podzols et caractérisation de cette matière organique. Ils sont répartis sur l'ensemble de la région de forte occurrence de podzols, et soumis à des pluviosités annuelles allant de 2 000 à plus de 3 200 mm (Figure 3).

Deux types de roche mère ont été observés sur les sites d'étude (Figure 4) : pour les sites 6 et 7, le socle cristallophyllien du complexe Cauaburi composé de monzogranite, syenogranite et quartzo-monzonite (Dall'agnol and Macambira, 1992). Pour les autres sites, les sols sont développés sur des formations sédimentaires cénozoïques. Pour les sites 2, 3, 4, 5, 8, 9 et 10, il s'agit de la section supérieure de la formation Içá, constituée de grès peu consolidés à stratification entrecroisée et lentilles d'argile, de siltites, d'argilites, de tourbes, et recouverts de grès conglomératique (période supposée de dépôt 10^6 à 10^5 ans). Pour les sites 1 et 11, il s'agit de la formation Rio Branco-Rio Negro, composée de sables non consolidés avec niveaux limono-argileux et conglomératiques, issus du méga-piémont sédimentaire du Demini (Cremon, 2012) (période supposée de dépôt 2 10^5 à 10^5 ans).



La formation végétale observée sur la majorité des sites d'étude est une forêt primaire sempervirente. Sur les sites 1 et 11 sont également observées des savanes herbacées correspondant à des zones légèrement déprimées et très hydromorphes, entourées de formations forestières légèrement mieux drainées. La forêt sur podzols présente des caractères qui dépendent du degré et d'hydromorphie local : les arbres sont d'autant plus petits et denses que les horizons de surfaces sont fréquemment ennoyés, la forêt type de zone hydromorphe étant une formation appelée « Campinarana » formée d'une forte densité d'arbre de 20-30 m de hauteur, à comparer au 30-55 m de hauteur des zones mieux drainées (Anderson, 1981).

2.2 Méthodes d'analyse

Sur chacun des sites, un repérage préalable des zones caractéristiques a été réalisé sur images satellitaires (Pereira et al., 2016) et un parcours permettant d'accéder à ces différentes zones a été défini. Les sites ont été rejoints pour la plupart par voie fluviale et les différents faciès des sols ont été étudiés à partir de sondages à la tarière manuelle et échantillonnés par les équipes du projet C-Profor.

80 podzols ont ainsi été caractérisés sur des profondeurs allant de 1,8 à 12 m, avec 4,6 m en moyenne. 757 échantillons ont été prélevés, et parmi ceux-ci 74 échantillons provenant de 16 profils ont été envoyés pour datation ¹⁴C de leur matière organique au laboratoire Poznań Radiocarbon Laboratory, Pologne. Les échantillons issus des Bh présentent des âges tous supérieurs à 1 000 ans, ils ont été calibrés par le laboratoire selon la courbe de calibration INTCAL13. Les échantillons des horizons de surfaces présentent des âges beaucoup plus jeunes, avec une valeur de pMC (percent Modern Carbon) supérieure à 100 %, ce qui indique qu'une partie importante du carbone est post-bombe. Nous avons donc effectué une calibration de l'âge selon une méthode décrite à la <u>section 5.1.2.2</u>.

La quantification de la matière organique solide a été réalisée par un appareil de type CHNS (FLASH 2000 Analyzer en configuration CN, Thermo Fisher Scientific).

La quantification de la matière organique liquide a été faite par un analyseur TOC-V (SHIMADZU) couplé à un passeur d'échantillons ASI-V pour le dissous et à un TNM-1 pour la mesure de l'azote.

La matière organique a été caractérisée, après extraction par la méthode IHSS (Swift, 1996), par fluorescence 3D grâce à un spectromètre HITACHI F-4500 (Vitesse de balayage : 2400 nm/mn ; Réponse : 100 ms ; Tension : 700 V ; λ_{ex} : 200-500 nm, pas : 5 nm, fente : 5 nm ; λ_{ex} : 200-600 nm, pas : 5 nm, fente : 5 nm). Les matrices d'excitation-émission ont été traitées par PARAFAC.

La mesure des petits acides carboxyliques (acétique, formique, succinique, oxalique, citrique, lactique) a été réalisée par chromatographie ionique haute performance Dionex ICS-3000 équipée d'une pré-colonne AG11-HC et d'une colonne IonPac ICE-AS11, d'un détecteur électrochimique pulsé CD 25 et en couplage avec un spectromètre de masse (MS-Dionex). Elution a été réalisée avec un gradient de NaOH de 1 à 5 mmol/L.

Si, Al et Fe dans les solutions de percolation ont été quantifiés au CEREGE par ICP-AES.

2.3 Description des principaux types de podzols

2.3.1 Situation géographique et morphologie des profils

Les représentations schématiques d'un certain nombre de profils observés sont données sur la <u>Figure 5</u>. Les profils observés peuvent être différenciés en fonction de la nature de la roche-mère et du degré d'hydromorphie de leurs horizons supérieurs, des exemples issus de 6 sites sont donnés sur la <u>Figure 5</u>. On remarque l'épaisseur particulièrement importante des

horizons Bh, identifiés sur le terrain par leur couleur, allant de noir à brun foncé, brun jaunâtre foncé ou brun rougeâtre foncé (dénominations Munsell).



Figure 5 : Représentations schématiques de profils observés. Les couleurs utilisées s'approchent des couleurs observées. Les pointillés désignent des matériaux sableux.

Les sondages à la tarière manuelle ont nécessité un chemisage de la partie du sondage effectuée dans l'horizon E, en raison du comportement thixotropique du sable situé dans la nappe perchée sur le Bh. La partie supérieure du Bh est toujours indurée et de très faible porosité. Il a presque toujours été observé qu'immédiatement sous la partie supérieure du Bh, plancher de la nappe perchée, existe un horizon Bh non saturé en eau. Une nappe phréatique plus profonde, supposée être la nappe générale, est rencontrée plus en profondeur, généralement 1 à 3 m sous le toit du Bh. Ceux-ci ont des épaisseurs généralement supérieures à 1 m et, pour la majorité des sondages effectués, la limite inférieure du Bh n'a pas été atteinte en raison de thixotropie des matériaux profonds : la liquéfaction des matériaux traversés aurait nécessité un double chemisage, technique difficile à mettre en œuvre dans des endroits éloignés où le transport du matériel se fait à dos d'homme.

La description détaillée des sites et des profils étudiés ne fait pas l'objet du présent travail et fera l'objet de publications futures par l'équipe C-Profor. Les figures 8 à 10 représentent cependant à titre d'exemple des vues satellitaires de certains des sites et la position de certains profils échantillonnés.

La Figure 6 représente le site 9 (Rio Uaupês) et la position des profils échantillonnés, parmi lesquels les profils UAU4 et UAU5 ont été datés. Les sols de ce site sont développés sur la formation sédimentaire Içá, ils présentent des profils entièrement sableux à sable moyen à grossier. Les profils UAU4, UAU5, UAU10 et UAU11 sont situés sur un plateau correspondant à une teinte plus grise sur la Figure 6, présentent un drainage et relativement bon : le mor de surface ne présente pas de caractères hydromorphes marqués, les horizons E font plus de 5 m d'épaisseur. Les profils UAU 6 et UAU 7 sont situés dans des zones plus basses, plus accidentées et plus hétérogènes (teinte verte plus sombre hétérogène sur la Figure 6) et montrant souvent



Figure 6 : Situation des profils de la zone-test 9 (Rio Uaupês) et topographie de la séquence étudiée (composition Landsat ETM 5, 4, 3 -RGB).

une hydromorphie de surface plus marquée et des horizons E moins épais. Les profils de ce site se sont probablement développés sur des sédiments sableux à sable grossier. On notera que les profils UAU10 et UAU11 présentent au milieu de l'horizon E un horizon jaune-rougeâtre très clair avec de rares tâches brunes, qui peut être interprété comme une relique présentant encore quelques caractères ferrallitiques d'horizons préalables à la podzolisation (Chauvel et al., 1987 ; Dubroeucq & Volkoff, 1988).

Le même type de répartition peut être observé sur le site test 5 (Rio Cubate) (Figure 7), où les sols sont également développés sur formation sédimentaire Içá : les profils CUB1, CUB2, CUB3, CUB7 et CUB8 correspondent à des zones plus basses, à hydromorphie plus marquée ; les profils CUB4 et CUB5 correspondent à des plateaux mieux drainés, le profil CUB6 étant intermédiaire.

Sur le site 3 (Figure 8), également sur formation Içá, les profils MAR1 à MAR4, entièrement sableux, correspondent à des zones à hydromorphie marquée aux caractéristiques voisines de celles des zones plus basses des sites précédents. Les profils MAR5 à MAR9, situés sur un plateau d'altitude légèrement plus élevée, présentent quant à eux des caractéristiques très différentes avec hydromorphie de une surface marquée, des horizons E peu épais et des Bh de texture argilo-sableuse. Ils sont situés dans des îlots podzolisés de taille relativement réduite, de l'ordre de 100 m, entourés par les ferralsols jaunes du plateau environnant: il s'agit donc d'un ferralsols-podzols système de développement moins avancé que sur les sites 5 et 9.

Sur le site 1 (Figure 9), les sols sont développés sur la formation Rio Branco – Rio Negro, plus jeune que la formation Içá et faisant partie du méga-piémont Demini. Les sols DPQ, DPQU et DPQV sont observés dans des zones de savane herbacée inondée la plus grande partie du



Figure 7 : Situation des profils de la zone-test 5 (Rio Cubate) (composition Landsat ETM 5, 4, 3 - RGB).



Figure 8 : Situation des profils de la zone-test 3 (Rio Mariê) (composition Landsat ETM 5, 4, 3 - RGB).



Figure 9 : Situation des profils de la zone-test 1 (Rio Demini) (composition Landsat ETM 5, 4, 3 - RGB).

temps. Ils présentent des horizons E peu épais (environ 1 m) à quartz assez fins et des Bh contenant un peu d'argile ; ils sont probablement développés sur des sédiments sablo-argileux. Les sols DPQT, DPQTP, DPQS et DPQD sont observés dans les zones forestières adjacentes aux savanes. Ils présentent des profils entièrement sableux à quartz moyen à grossier, des horizons E plus épais (de 1,5 à 2 m, à l'exception de DPQD). Ils sont probablement développés sur des sédiments sableux. Le profil DPQD, situé en bordure du Rio Demini, ne présente pas d'horizon E, il s'agit probablement d'un profil tronqué par l'érosion.

Le site 7 présente des podzols développés sur socle cristallophyllien (Figure 10). Il s'agit d'un système ferralsolspodzols déjà décrit en détail par ailleurs (Lucas et al., 2012). Les podzols présentent des horizons de surface divers degrés à horizons d'hydromorphie, Ε relativement peu épais (moins de 2 m d'épaisseur) et des Bh de texture sablo-argileuse à argilo-sableuse. Sous les Bh, on peut observer des horizons présentant des caractères



<u>Argure 10 : Situation des profils de la zone-test 7 (São Gabriel da</u> <u>Cachoeira) (composition IKONOS - RGB)</u>

altéritiques - muscovites, fantômes de feldspaths kaolinisés.

2.3.2 Caractéristiques de la matière organique des Bh

Cette section présente l'exploitation d'un ensemble de résultats acquis par des équipes diverses dans le cadre du projet C-Profor et non encore publiés. Ils permettront de mieux connaître les systèmes étudiés et d'éclairer certains choix qui ont été faits dans la section modélisation ci-après. Une étude détaillée de la matière organique a en particulier été faite sur les sols du site 1.

Les valeurs de carbone organique dans les Bh sont généralement comprises entre 0,5 et 4 % (<u>Graphique 1</u>). Ces valeurs ne sont pas très élevées, mais en raison de l'épaisseur importante des Bh les stocks de carbone sont élevés. Les Bh les plus foncés ne sont pas forcément ceux qui ont la plus grande teneur en carbone : comme le



Chapitre 2 : Les sites d'étude et leur couverture podzolique



montre le <u>Graphique 2</u> sur les Bh des sols de la zone-test 1, il n'y a pas de corrélation entre le caractère foncé de la couleur, représenté par la valeur Munsell de la couleur (plus la valeur est basse, plus la couleur est foncée, des valeurs de 2 correspondent à noir, noir brunâtre ou brun très foncé). Il n'y a pas non plus de relation entre le caractère foncé de la couleur et la respirabilité de la matière organique, déterminée de manière expérimentale en laboratoire sur 660 jours (Graphique 3) : on ne pourra donc pas se baser sur la couleur des échantillons pour le choix des taux de respiration à utiliser dans la modélisation. Ce <u>Graphique 3</u> donne également un ordre de grandeur du taux de respiration de la matière organique des Bh du site 1, compris entre 1 10⁻³ et 5 10⁻³ an⁻¹ sur la période considérée.



Parmi l'ensemble des profils de podzol étudiés et échantillonnés, 10 profils provenant de 4 sites ont été sélectionnés pour datation des Bh. Leur morphologie est présentée à la <u>Figure 11</u>. Les profils DPQD, DPQT et DPQS (site 1), UAU4 et UAU5 (site 9) et MAR3 (site 3) sont

entièrement sableux, alors que les profils MAR9 (site 3) et P7C, M6 et CA2 (zone7) présentent des Bh sablo-argileux. Les âges ¹⁴C et la teneur en C organique des échantillons sélectionnés sont reportés dans le <u>Graphique 4</u>.



On notera également les valeurs C/N extrêmement élevées de la MO des Bh. Sur 84 échantillons de Bh de l'ensemble des zones étudiées, la valeur moyenne de C/N est de 63 (écarttype 11, maximum 91 et minimum 32).

Le <u>Graphique 4</u> présente l'âge ¹⁴C de la MO des Bh ainsi que la teneur en C organique des échantillons considérés. Pour tous les horizons de surface, les âges ¹⁴C sont très jeunes, inférieurs à 150 ans. Les profils DPQS, DPQT, DPQD, MAR9 et M6 présentent des âges ¹⁴C de l'ordre de 5 10³ à 10 10³ ans, les profils MAR3, UAU4, UAU5, P7C et CA2 présentent des âges ¹⁴C de 10 10³ à 37 10³ ans. On notera qu'au sein d'un Bh, les âges ne sont pas homogènes : il peut exister des variations importantes entre sous-horizons du Bh, laissant supposer des dynamiques différentes, par exemple des taux d'accumulation différents d'un sous-horizon par rapport à l'autre, ou une variation dans le temps de la dynamique des sous-horizons. Ces questions seront considérées dans la partie modélisation ci-après (section 5.2.1).

On remarque que les Bh se subdivisent en deux groupes d'âge : les profils DPQS, DPQT, DPQD, MAR9 et M6, avec des âges 14 C inférieurs à 10 10³ ans, et les profils MAR3, UAU4, UAU5, P7C et CA2, avec des âges supérieurs à 10 10³ ans, la plupart des échantillons présentant des âges supérieurs à 2 10³ ans. L'âge le plus élevé mesuré (37,9 10³ ans) correspond à un échantillon du profil UAU4.

En conclusion, on peut rapporter la répartition des âges à la nature de la roche mère et au système de sol :

- Les profils sur sédiments Içá (MAR3, UAU4, UAU5) sont plus vieux que les profils DPQS, DPQT, DPQD sur sédiment Rio Branco-Rio Negro. Il conviendra donc de vérifier si cette différence peut être liée à la différence d'âge des sédiments.
- Sur les trois profils développés sur socle (M6, P7C, CA2, site 7), le profil M6 présente des âges plus jeunes. Ceci pourrait être lié au fait que le profil M6 se situant à proximité de la transition podzol-ferralsol, il doit être plus jeune si l'on considère la cinétique d'évolution du système, où les podzols remplacent progressivement les ferralsols.
- Sur le site 3, le profil MAR9 présente des âges plus jeunes que le profil MAR3. Alors que le profil MAR3 correspond probablement à une podzolisation ancienne sur sédiments sableux Içá, le profil MAR9 fait partie d'un système podzols-ferralsols développé sur sédiments plus argileux, il s'agit donc probablement d'une podzolisation plus récente.

Ces observations ont amené à sélectionner 4 profils qui serviront à évaluer le modèle d'évolution des stocks de carbone : MAR9, DPQT, UAU4 et P7C. Ces profils ont été choisis comme représentatifs à la fois en ce qui concerne le matériau originel, les stocks de carbone et les âges ¹⁴C (<u>Tableau 1</u>).

- Le profil MAR9 est développé sur la formation sédimentaire Icá. Il présente un horizon A très hydromorphe, un horizon éluvial E peu épais, un horizon Bh sablo-argileux avec un stock relativement réduit de matière organique d'âge moyen.
- Le profil DPQT est développé sur la formation Rio Branco-Rio Negro, sédiment plus tardif que la formation Içá, Il présente un horizon E d'épaisseur intermédiaire, un Bh sableux avec un stock relativement réduit de matière organique d'âge moyen.
- Le profil UAU4 a été développé sur la formation sédimentaire Icá. Il présente un horizon E épais, un Bh sableux avec un stock élevé de matière organique d'âge élevé.
- Le profil P7C a été développé sur socle cristallophyllien. Il présente un horizon O épais, très hydromorphe, un horizon E d'épaisseur intermédiaire, un Bh argilo-sableux avec un stock élevé de matière organique d'âge élevé.

Identification du profil		Profondeur	Horizons de surface		Bh		
Nom	Coordonnées GPS	de la transition E – Bh (m)	Stock de C (gC m-2)	Age 14C calibré (y)	Texture	Stock de C (gC m- 2)	Age 14C calibré (y)
MAR9	00° 49' 48,6'' S	0.75	17 722	62	Sandy-clay	55 644	6751
	67° 24' 25,1'' W	0,75	± 886	± 25	loam	± 2782	± 42
DPQT	00° 15' 24,0'' N	16	8 0 5 6	108	Sandy	53 180	8 442
	62° 46' 25,4'' W	1,0	± 403	± 27	Sandy	± 2659	± 37
UAU4	00° 10' 11,2'' N	6.6	7 519	65	Sandy	107 813	23 193
	67° 48' 56,3'' W	0,0	± 376	± 25	Sandy	± 5391	± 207
P7C	00° 36' 42,6'' S	1.5	74 129	109	Cilt la ant	158 465	25 096
	66° 54' 00,6'' W	1,5	± 3706	± 29	Sin-loam	± 7923	±134

Tableau 1 : Caractéristiques des profils sélectionnés pour modélisation.

Il convient de noter que dans les cas des profils DPQT et UAU4, la limite inférieure du Bh n'a pas été atteinte en raison de l'effondrement du trou de tarière, ce qui signifie que pour ces profils le stock de C du Bh est une sous-estimation.

3 Le modèle hydrodynamique

3.1 La problématique du rabattement de nappe

Une des hypothèses centrales du projet C-Profor était que la mise en place d'un climat à saisons contrastées permettrait l'assèchement temporaire des nappes perchées sur les Bh, permettant ainsi une entrée d'air périodique dans ces Bh et, conséquemment, une minéralisation microbienne en milieu oxydant de leur matière organique. Dans ce contexte, il convenait de déterminer à partir de quelle durée de période sans précipitation le point d'entrée d'air dans le Bh était atteint. Les flux hydriques à considérer sont schématisés sur la <u>Figure 12</u>.



Figure 12 : Flux hydriques dans un système podzolique type.

Les observations de terrain ont montré que sur les podzols, l'enracinement des arbres est très superficiel : il n'y a pratiquement plus de racines observables en dessous de 1 m de profondeur. On observe par ailleurs l'absence de ruissellement superficiel sous forêt, cette absence étant liée d'une part aux faibles pentes, d'autres parts aux mats racinaires très développés au-dessus de l'horizon A. L'infiltration dans l'horizon E peut ainsi être réduite à l'expression P-ETR, ou P est la précipitation et ETR l'évapotranspiration réelle.

Une pluie importante se traduit par une remontée rapide du toit de la nappe perchée. Les observations de terrain montrent un rabattement rapide de la nappe perchée après les pluies (Lucas et al., 2012), sa disparition totale n'ayant cependant jamais été observée lors des campagnes de prélèvement. Le fonctionnement actuel correspond donc à des pulsations d'arrivée d'eau par les précipitations tamponnées par le prélèvement racinaire et la variation rapide du stock de la nappe perchée.

La modélisation doit permettre de déterminer à partir de quelle durée de période sans pluie la nappe perchée disparaît et les pores les plus gros du Bh commencent à se vider, permettant l'entrée d'air. Rappelons que selon 9 des 18 modèles dont les extrapolations sont rapportées dans les rapports du GIEC (Meehl and Solomon, 2007), la zone d'occurrence maximale des podzols en Amazonie se trouvera en 2080 soumise à un climat à saisons contrastées. Le modèle HadCM3, par exemple, prédit en 2080 pour le haut Rio Negro une saison sèche entraînant plus de 3 mois consécutifs de non-croissance de la végétation. Le modèle pourra donc dans un premier temps être paramétré avec une suppression de la précipitation.

La forêt actuellement observée sur podzol hydromorphe présente des caractères sclérophytes liés en particulier aux difficultés d'approvisionnement en eau dès le rabattement de la nappe sous les horizons à haute densité de racines. Il est probable que dans de telles conditions, et compte tenu de la faible réserve hydrique des matériaux sableux drainés, la forêt actuellement observée ne pourra résister et disparaîtra. Des disparitions de la forêt au cours de l'Holocène ont d'ailleurs été mises en évidence, soit par la présence sur une grande partie du bassin amazonien de charbons de bois datés attestant de périodes au cours desquelles la forêt a brûlé (Sifeddine et al., 2001), soit par la présence de champs de dunes fossiles (Carneiro Filho et al., 2002). Le modèle hydrodynamique pourra également quantifier les remontées capillaires depuis la nappe perchée pour évaluer la possibilité d'une nutrition hydrique satisfaisante de la forêt dans différents scénarios climatiques.

3.2 Paramètres :

3.2.1 Géométrie du système

La géométrie du système pourra être considérée comme invariante, car la vitesse d'évolution du sol (approfondissement des horizons E, déplacement vers le bas du Bh) est négligeable à l'échelle de la centaine d'années. La modélisation du rabattement de la nappe perchée impose de considérer à minima une coupe bidimensionnelle, la nappe perchée s'écoulant latéralement vers le réseau hydrographique.


Deux grands types de géométrie ont été observés sur le terrain, elles correspondent d'une part aux systèmes développés sur socle cristallophyllien, d'autre part aux systèmes développés sur sédiments sableux. Deux transects, caractéristiques chacun d'un système, ont été sélectionnés et sont présentés sur les <u>Graphique 5</u> et <u>Graphique 6</u> (tableau en Annexe : <u>Annexe 1</u> et <u>Annexe 2</u>). On remarquera que sur sédiment les épaisseurs développées sont beaucoup plus importantes que sur socle, l'épaisseur de l'horizon E atteignant fréquemment plus de 10 m.



Graphique 6 : Topographie sur sédiment sableux (site 9)

Ces 2 types de géométrie devront donc être utilisé afin de paramétrer le modèle hydrodynamique.

3.2.2 Paramètres hydrodynamiques : courbes K(h) et $h(\theta)$

La modélisation des écoulements en milieu saturé en eau nécessite la détermination préalable des coefficients K_{sat} de conductivité hydraulique à saturation. En milieu insaturé, il est nécessaire de disposer des courbes K(h) et $h(\theta)$, où θ est la teneur en eau et h le potentiel de pression de la phase liquide.

3.2.2.1 Mesures de conductivité hydraulique à saturation

Afin de déterminer la conductivité hydraulique à saturation, deux techniques ont été utilisées.

3.2.2.1.1 Prélèvements in situ sur sondage à la tarière

En horizon meuble (E par exemple), les échantillons non perturbés sont prélevés en cylindres \emptyset 53 mm, L 45,3 mm montés sur porte-cylindre fermé.

En sol dur, des échantillons non perturbés sont prélevés à l'aide d'un échantillonneur inox à piston placé à l'extrémité du train de tarière et enfoncé de force dans le sol à l'aide d'un marteau à absorption d'impact, l'échantillon de Ø 37 mm (Photo 4) est ensuite extrait grâce au piston puis découpé à la longueur voulue.

Les cylindres de prélèvement sont placés dans des boîtes étanches pour éviter la dessiccation puis ramenés au laboratoire où la conductivité hydraulique à saturation est mesurée. La répétition des échantillons permettra d'apprécier la variabilité des horizons prélevés.



Photo 4 : Échantillon de Bh prélevé à la tarière à São Gabriel 2014 ©

3.2.2.1.2 Mesure de la conductivité hydraulique à saturation

Après avoir fixé le cylindre à l'extrémité inférieure d'une colonne qui servira à appliquer une charge hydraulique au moyen d'une colonne d'eau. Les Bh étant à des pH compris entre 3,6 et 4,5 (moyenne 4,1), l'eau utilisée est portée à pH 4 avec H₂SO₄ de manière à éviter une dispersion de la matière organique susceptible de modifier la valeur de K_{sat} . Le cylindre est amené progressivement à saturation par remontée progressive en 24 h du niveau de l'eau à partir de la base du cylindre, puis il reste 48 h pour stabilisation (dissolution d'air éventuellement piégé dans la porosité). La conductivité hydraulique à saturation est alors mesurée soit sous régime de charge permanente, soit sous régime de charge variable. Dans ce dernier cas la conductivité hydraulique s'exprime par :

$$K_{\text{sat}} = \frac{S_T \times h}{S_e(t - t_0)} ln \left(\frac{H_{t_0}}{H_t}\right)$$

Où S_e et h sont respectivement la section et la longueur de l'échantillon; H_{t_0} et H_t sont les charges hydrauliques mesurées respectivement au temps t et au temps t_0 . Et S_T est le diamètre du tuyau voir la Figure 13.



Figure 13 : schéma de la mesure de la conductivité hydraulique à saturation

3.2.2.1.3 Prélèvements in situ en fosse de prélèvement

En fosse de prélèvement, l'échantillon est prélevé dans un cylindre inox de 15 cm de diamètre pour 7 cm de hauteur (cylindre pour mesure Wind) (Photo 5). Il est conditionné pour retour en laboratoire sans dessiccation. Au laboratoire, un second cylindre est placé au-dessus, l'étanchéité entre les deux cylindres étant assurée par du silicone. Un tissu à mailles fines est positionné dessous afin de retenir le sol. L'échantillon est humidifié par capillarité dans l'eau à pH 4 durant 24 heures, par élévation progressive du niveau de l'eau par tranches de 2 cm, jusqu'à obtenir un niveau situé 1 cm audessus de l'échantillon, celui-ci reste ainsi



Photo 5 : Échantillon de Bh pour mesures WIND prélevé à São Gabriel da Cachoara 2014 © (au niveau de la Photo 1)

48 h pour stabilisation. L'ensemble est ensuite placé sous une charge constante d'eau à pH 4 de 2 cm au-dessus de la partie supérieure de l'échantillon, le débit étant mesuré par pesée de l'eau écoulée.

3.2.2.1.4 Résultats des mesures de Ksat

Les résultats des mesures sur échantillons non perturbés prélevés en trous de sondage à la tarière sont présentés sur le <u>Tableau 2</u>.

	TD (*1	Profondeurs		Moy	SD	
	Profils	(cm)	n	m. s ⁻¹	m.jour ⁻¹	
	DDOT	30	1	1,9 10-4	16,6	
	DFQ1	30	1	1,9 10-4	16,4	
		40	1	8,5 10-5	7,3	
Horizone F	P7C	30	1	9,4 10 ⁻⁵	8,2	
HOLIZOUS E		35	1	9,0 10-5	7,8	
		30	1	2,0 10-4	17,3	
	UAU	100	1	1,5 10-4	12,7	
		200	1	2,2 10-4	19,1	
				m. s ⁻¹	mm.an ⁻¹	mm.an ⁻¹
	07	140-155	3	1,4 10-9	44,2	4
		155-165	3	1,4 10-8	448,3	178
		170-180	2	5,9 10-8	1851,3	765
Horizons	P10	120-135	2	9,2 10-9	288,6	122
Bh		140-155	3	1,7 10-9	54,7	20
	D7 C	155-165	3	2,0 10-9	62,8	46
	P/C	170-180	2	6,0 10-9	190,7	232
		220-230	2	5,5 10-8	1733,7	1121

	Tableau	2 :	Ksat	du	Bh	et	des	horizons	E
--	---------	-----	------	----	----	----	-----	----------	---

Les horizons E montrent de très fortes conductivités hydrauliques, variant de 7,3 à 19,1 m jour⁻¹, la différence entre profils provenant probablement de la granulométrie du sable quartzeux. De telles conductivités garantissent une vidange rapide des horizons E après arrêt des pluies.

Les Bh présentent de très faibles conductivités hydrauliques à leur partie supérieure – les maximum et minimum mesurés sont 375 et 32 mm an⁻¹, respectivement. Ces conductivités sont en accord avec la présence des nappes perchées et la séparation systématiquement observée entre nappes perchées et nappes profondes. On observe que la conductivité hydraulique des Bh est minimale à leur partie supérieure et augmente rapidement avec la profondeur, un



exemple est donné <u>Graphique 7</u> pour le profil P7C. Cette variation, que l'on peut relier à l'observation visuelle d'une porosité devenant plus grossière avec la profondeur, devra évidemment être prise en compte dans le modèle hydrodynamique.



Le résultat de la mesure directe de K_{sat} effectuée sur l'échantillon prélevé en grand cylindre à 685 cm de profondeur en fosse de prélèvement à São Gabriel da Cachoeira donne une valeur beaucoup plus élevée, de l'ordre de 1,7 10⁻⁶ m s⁻¹, soit deux ordres de grandeur de

plus que les mesures sur petits échantillons non perturbés. Par ailleurs, la mesure montre une dérive progressive du K_{sat} instantané, qui diminue avec le temps (Graphique 8). Il est probable que des circulations préférentielles soient advenues dans des fissures créées lors du prélèvement, ou le long des parois du cylindre, avec un colmatage partiel progressif de ces passages au cours de la mesure. La valeur de K_{sat} obtenue pour cet échantillon sera donc écartée.

3.2.2.2 Mesures sur banc Wind

Les courbes K(h) et $h(\theta)$ ont été obtenues par mesure sur banc Wind pour le principe duquel on se reportera à la littérature (Tamari et al., 1993 ; Wind & Robinson, 1968). Le banc utilisé est un appareil SDEC équipé de céramiques SDEC220, d'un système d'acquisition Campbell CR10X et du logiciel ESPAS (Mohrath et al., 1997).

Une fois le sol saturé par la mesure du K_{sat} , le surplus d'eau est drainé, le cylindre qui avait était ajouté au-dessus de l'échantillon est retiré puis le cylindre de l'échantillon est fixé de manière hermétique sur un socle. Six trous de Ø 2,5 mm de de profondeur horizontale 6,5 cm sont percés à intervalles verticaux réguliers sur toute la hauteur de l'épaisseur prélevée, afin d'introduire les capteurs céramiques montés sur tube préalablement rempli de façon précautionneuse, pour éviter la rupture de la céramique, avec de l'eau dégazée par ébullition. Le passage du tube dans le cylindre est colmaté au mastic silicone éviter toute fuite. Le système de mesure ainsi que l'échantillon sont alors posés sur la balance et le tout est relié au système d'acquisition qui mesure la variation de masse du système et le potentiel de pression à chacun des capteurs <u>Photo 6</u>. On notera que la présence des circulations préférentielles ayant perturbé la mesure du K_{sat} n'ont qu'un effet négligeable sur l'expérimentation Wind.



Photo 6 : À gauche photo du dispositif WIND sur le banc d'essai, et à droite photo du capteur céramique dans l'échantillon en fin d'expérience pour mesurer la longueur et la profondeur du capteur ©

Le <u>Graphique 9</u> présente à titre d'exemple les résultats détaillés pour l'échantillon de São Gabriel da Cachoeira (SGC, zone test 11) prélevé à une profondeur de 685 cm :



Graphique 9 : Potentiel de pression h dans les différents capteurs selon la profondeur (échantillon SGCC)

La variation de *h* avec le temps devenant linéaire à partir d'un certain temps pour l'ensemble des capteurs n'est pas une observation usuelle sur les mesures de ce type. Ce comportement suggère une structure particulière de l'espace poral, avec une grande quantité de pores fins susceptibles de maintenir la conductivité hydraulique malgré la perte de masse. Cette observation montre également que la porosité ne sera pas correctement ajustable par le modèle de Van Genuchten. La courbe du <u>Graphique 10</u> est ajustée par la méthode d'analyse statistique Ahuja obtenue grâce au logiciel R. En revanche pour les courbes des <u>Graphique 11</u>, <u>Graphique 12</u>, <u>Graphique 13</u> et <u>Graphique 14</u> un ajustement polynomial suffit.



Ajustement de la courbe du <u>Graphique 10</u> par l'équation d'Ahuja :

$$K(h) = \frac{c}{1+b \times e^{a(d+h)}} \operatorname{Avec} : a = 2517 ; b = 4\,466\,10^{-5} ; c = 0,463\,4 ; d = 0 ; g = 1,748\,10^{-3}$$







Graphique 13 : Courbe K(h) de l'horizon Bh (profil SGA 240) - Ajustement polynomial (rouge pointillé)



Ces résultats montrent deux caractères très particuliers des horizons Bh :

- Ils confirment la très faible conductivité hydraulique à saturation mesurée sur petits échantillons non perturbés.
- Ils montrent que la perte de masse des échantillons (exemple <u>Graphique 14</u>) est très faible depuis la saturation jusqu'à un pF aux alentours de 3, ce qui correspond à un potentiel matriciel aux alentours de -10 m_{H2O}. Ceci signifie qu'il n'y a pratiquement pas de pores de diamètre équivalent supérieur à 1,5 μm, et qu'une succion supérieure à 10 m_{H2O} sera nécessaire pour désaturer la partie supérieure du Bh. La faible perte de masse entre pF0 et pF3, qui correspond à une perte d'humidité de 34,3 à 32,2 %, est d'ailleurs probablement liée à la désorption de pores situés à la base de l'échantillon, la partie supérieure présentant à la loupe binoculaire un ciment des quartz très homogènes et sans pores visibles.

Il se pose alors la question des conditions d'apparition d'une succion supérieure à 10 m_{H_2O} à la partie supérieure du Bh, après vidange de la nappe perchée. On sait que la forêt de type campinarana présente sur les podzols hydromorphes ne présente pas d'enracinement profond : la totalité des racines constitue un épais mat racinaire en surface, et il n'y a pas de racines à la partie supérieure des Bh situées sous un horizon E au moins épais de 1 m, et la plupart des Bh ont une épaisseur supérieure à 1,5 m. En l'absence de prélèvement racinaire, la désaturation de la partie supérieure du Bh et l'entrée d'air dans les horizons sous-jacents ne pourra donc se faire, après disparition de la nappe perchée, que par transfert advectif ou diffusif dans la phase gazeuse de l'horizon E, ou par succion à partir des horizons sous-jacents Figure 14.

3.3 Conditions de désaturation du Bh

3.3.1 Diffusion de vapeur d'eau dans le Bh

Par le calcul on peut se faire une idée de l'ordre de grandeur de la vitesse d'assèchement du Bh par diffusion en phase gazeuse de la vapeur d'eau (Figure 14). Si l'on néglige dans le milieu l'advection, poreux par exemple l'advection due aux variations de pression consécutives aux variations nyctémérales de température, l'expression du flux basée sur la loi de diffusion de Fick adaptée à un milieu poreux est la suivante :





$$F = -D_{wv} \rho_v \tau \frac{\Delta C_{wv}}{\Delta L}$$

Où *F* est le flux de vapeur d'eau [kg m⁻² s⁻¹], D_{WV} le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air à la température considérée [m² s⁻¹], ρ_V la porosité volumique [sans unité], τ la tortuosité [sans unité], ΔC_{WV} la variation de teneur volumique en vapeur d'eau [kg m⁻³] sur l'épaisseur ΔL [m] considérée.

La valeur de C_{WV} à la surface du sol peut être aisément calculée en fonction de l'humidité relative de l'air, de la température et de la pression atmosphérique. À l'interface entre le Bh et la phase gazeuse de l'horizon E, si l'on considère que la vapeur d'eau est produite par l'évaporation de l'eau contenue dans des pores de rayon *r*, il convient d'introduire un terme qui rend compte de l'équilibre des pressions de part et d'autre de l'interface courbe du ménisque (Ho and Webb, 2006) :

$$C_{vw} = C_{wv-sat} e^{-\left(\frac{2\sigma}{r\rho R_s T}\right)}$$

Où C_{vw-sat} est la teneur volumique en vapeur d'eau saturante à la température considérée, σ la tension superficielle à l'interface air-eau [J m⁻²], r le rayon du pore considéré [m], ρ la masse volumique de la phase liquide [kg m⁻³], R_s la constante spécifique de l'air considéré [J kg⁻¹ K⁻¹] et T la température [K].

Le calcul a été effectué en considérant une température homogène de 30 °C, une humidité relative de l'air en surface du sol de 30 %, des porosités volumiques de E et Bh égale à 0,42 et 0,36, respectivement, un rayon des pores évaporant du Bh égal à 1,5 μ m et une épaisseur de l'horizon E égale à 1 m. Si l'on néglige les remontées capillaires dans le Bh, on constate que l'assèchement de la partie supérieure de celui-ci progresserait de 0,047 mm j⁻¹. Une durée sans pluie de 90 jours après disparition de la nappe perchée permettrait, dans ces conditions, l'assèchement d'une épaisseur de seulement 4,2 mm à la partie supérieure du Bh, ce qui est insuffisant pour atteindre le point d'entrée d'air compte tenu de l'épaisseur de la partie supérieure très indurée du Bh, de l'ordre de 3 à 10 cm.

On notera que l'épaisseur asséchée est inversement proportionnelle à l'épaisseur de l'horizon E : pour un horizon E épais de 2 m, l'épaisseur asséchée au bout de 90 jours serait de 2,1 mm.

3.3.2 Succion par rabattement de nappe profonde

En conditions hydrostatiques, la désaturation de pores de rayon 1,5 μ m nécessite que la nappe profonde se situe à une profondeur supérieure ou égale à 10 m en dessous de la partie supérieure du Bh, de manière à ce que la colonne d'eau exerce une succion suffisante pour compenser les forces de tension superficielle. On notera que cette succion correspond à l'apparition de la cavitation dans la solution du sol.

La question qui se pose est donc celle des conditions d'un rabattement de la nappe profonde à plus de 10 m sous le toit du Bh durant des épisodes secs. Si l'on se réfère aux sites sur lesquels des toposéquences complètes ont pu être observées (site 9 – Uaupês, <u>Figure 6</u> et site 7 – São Gabriel da Cachoeira, Figure 10), à quoi correspond un tel rabattement ? Sur le site 7, il faudrait qu'au centre de l'unité de relief la nappe soit rabattue 2 m au-dessous du niveau de la rivière, alors qu'il n'y a pas de prélèvement racinaire, ce qui paraît très peu probable. Pour le site 9, une profondeur de 10 m sous le Bh au centre de l'unité de relief correspond à une altitude de 0,8 m au-dessus du niveau de la rivière, située à 700 m. L'ordre de grandeur de la vitesse de Darcy correspondant à ces valeurs, pour une conductivité hydraulique du magasin de nappe égale à celle des horizons E ($\approx 10^{-4}$ m² s⁻¹) est de 1,14 10⁻⁷ m s⁻¹, soit 0,89 m pour 90 jours. Cette évaluation montre que la réponse à la question initiale nécessite une modélisation hydrodynamique à l'échelle du versant, pour la paramétrisation de laquelle des données de terrain complémentaires difficiles à obtenir (paramètres hydrodynamiques du magasin de nappe profonde) seraient nécessaires.

3.4 Conclusion

Les équations nécessaires à la paramétrisation du modèle hydrodynamique ont donc été obtenues. Le modèle hydrodynamique, malheureusement, n'est pas encore entièrement opérationnel. Les résultats acquis montrent cependant que, si le modèle sera très utile pour la prédiction des écoulements de nappe perchée, il ne sera que partiellement adapté à la modélisation de l'apparition du point d'entrée d'air. En effet, les conditions d'apparition d'une succion supérieure à 10 m_{H2O} dans le Bh semblent difficiles à atteindre sous des épaisseurs importantes d'horizon E, même en considérant une saison sèche de 90 jours consécutifs.

4 Le modèle d'évolution des stocks de carbone organique

4.1 Conception du modèle

4.1.1 Structure du modèle

Comme annoncé dans l'introduction, l'objectif du modèle est de décrire de manière satisfaisante la formation et la dynamique actuelle des Bh des podzols, de manière à pouvoir l'utiliser de manière prédictive dans différentes hypothèses de changement climatique. Dans ce contexte, les principaux compartiments et flux de carbone qu'il convient de prendre en compte sont schématisés de manière simplifiée dans la Figure 15. Une partie du carbone organique produit par et autour de l'activité végétale en surface est stockée dans les horizons de surfaces (horizons O et A). Une partie du carbone stocké retourne à l'atmosphère par minéralisation, une autre est exportée dans les solutions qui circulent dans les horizons E, qui dans un souci de simplification seront considérés comme inertes vis-à-vis du carbone organique. Ce carbone issu des horizons de surface est pour partie transféré rapidement vers la rivière par l'écoulement latéral de la nappe perchée, pour partie transféré vers le Bh où il est susceptible d'être stocké. Le carbone stocké dans le Bh est, quant à lui, susceptible d'être remobilisé par minéralisation, par transfert vers la rivière à travers les horizons E ou vers les nappes profondes.



Figure 15 : Compartiments et flux de carbone dans un podzol amazonien.

Les études récentes sur la modélisation du cycle du carbone dans le sol considèrent, pour les horizons de surface, 2 voire 3 compartiments de matière organique correspondant à des turnovers plus ou moins rapides (Tipping et al., 2012). Deux compartiments au minimum sont en effet généralement nécessaires pour rendre compte correctement de la dynamique à court terme du carbone et de l'azote dans les horizons superficiels (Batlle-Aguilar et al., 2011). Ici nous ne considérerons les horizons de surface qu'en tant que source de carbone à long terme pour les horizons profonds, il sera donc simplement recherché les conditions d'obtention d'un état d'équilibre stationnaire rendant compte à la fois de l'âge ¹⁴C et du stock de carbone. Une étude préliminaire a montré qu'un seul compartiment est suffisant à cet effet, alors que la modélisation satisfaisante des Bh, quant à elle, ne peut être réalisée avec un seul compartiment, et deux compartiments seront donc considérés, on se reportera à la section 5 pour une argumentation détaillée.

4.1.2 Définition des variables

Dans ce contexte, les variables qui seront utilisées dans le modèle sont les suivantes.

• *C_I* : intrant de C dans la couche superficielle par unité de temps

Réservoirs de carbone [gC m⁻³]

- Ct : quantité de carbone emmagasiné dans le compartiment de l'horizon de surface
- *C*_{*fBh*} : quantité de carbone emmagasiné dans le compartiment rapide du Bh
- *C*_{*sBh*} : quantité de carbone emmagasiné dans le compartiment lent du Bh

Constantes de dégradation microbiologique [s⁻¹]

- $k_{t:}$ constante de dégradation dans le compartiment de horizon de surface
- *k*_{fBh} : constante de dégradation dans le compartiment rapide du Bh
- *k*_{sBh} : constante de dégradation dans le compartiment lent du Bh

Constantes de transfert du carbone entre compartiments [s⁻¹]

- α_{t-r}: depuis le compartiment de la couche superficielle vers la rivière par écoulement d'eau latérale
- α_{t-fBh} : depuis le compartiment de la couche superficielle vers le compartiment rapide du Bh
- $\alpha_{t\text{-sBh}}$: depuis le compartiment de la couche superficielle vers le compartiment lent du Bh
- α_{fBh-r} : depuis le compartiment rapide du Bh vers la rivière par écoulement d'eau latérale
- α_{fBh-d} : depuis le compartiment rapide du Bh vers les horizons profonds
- α_{sBh-r} : depuis le compartiment lent du Bh vers la rivière par écoulement d'eau latérale
- α_{sBh-d} : depuis le compartiment lent du Bh vers les horizons profonds

Les transferts entre compartiments rapides et lents en un lieu donné n'ont pas été explicités dans le modèle et sont considérés comme inclus dans les constantes de dégradation.

- λ : constante de désintégration radioactive
- *F_{av}* : fraction de radiocarbone dans la végétation
- F_{at} : fraction de radiocarbone dans l'horizon de surface
- F_{afBh} : fraction de radiocarbone dans le compartiment rapide du Bh
- $F_{a \, sBh}$: fraction de radiocarbone dans le compartiment lent du Bh

Les fractions de radiocarbone $F_{a\,i}$ sont exprimées en fraction absolue moderne, c'est-àdire en ratio absolu de l'échantillon à la norme corrigée pour la décroissance radioactive correspondant à l'année de mesure y et corrigé du fractionnement par la teneur en ¹³C :

$$F_{a \ sample} = \frac{\left(\frac{\left[{}^{14}C\right]}{\left[{}^{12}C\right] + \left[{}^{13}C\right]}\right)_{sample,-25}}{0,95\left(\frac{\left[{}^{14}C\right]}{\left[{}^{12}C\right] + \left[{}^{13}C\right]}\right)_{OX1,-19}}e^{\left(\frac{y-1950}{8267}\right)}$$

La correction se fait à partir du standard OX1 (acide oxalique n° 1 du NBS, National Bureau of Standards de Washington, USA) obtenu en 1950, donc avant le carbone des bombes. Pour compenser l'effet SUESS (3 %) et la décroissance radioactive de 1850 à 1950 (2 %), on prend 95 % de l'activité de l'OX1 de référence pour se ramener à une activité de matière organique préindustrielle de 1850 ; en d'autres termes l'OX1 représente 95 % du standard moderne. L'OX1 de référence a par ailleurs un δ^{13} C de -19 ‰. Depuis quelques années un nouvel acide oxalique (OX2) est utilisé par certains laboratoires, il représente 73,68 % du moderne et à un δ^{13} C de -19 ‰ ramenés à -25 ‰ par convention. Pour que les dates ne changent pas chaque année, l'année 0 des datations ¹⁴C est par convention 1950.

On notera que les âges radiocarbone conventionnel doivent être calibrés à partir de modèles empiriques adaptés à l'origine géographique des échantillons, les calibrations réalisées sur nos échantillons sont décrites <u>section 5.1.2</u>.

4.1.3 Équations descriptives

4.1.3.1 Pour la description des stocks de carbone

$$\frac{dC_t}{dt} = C_I - \left(k_t + \alpha_{t-fBh} + \alpha_{t-sBh} + \alpha_{t-r}\right)C_t$$
$$\frac{dC_{fBh}}{dt} = \alpha_{t-fBh}C_t - \left(k_{fBh} + \alpha_{fBh-r} + \alpha_{fBh-d}\right)C_{fBh}$$
$$\frac{dC_{sBh}}{dt} = \alpha_{t-sBh}C_t - \left(k_{sBh} + \alpha_{sBh-r} + \alpha_{sBh-d}\right)C_{sBh}$$

Après intégration, on obtient les relations suivantes, dans les quelles K est une constante à déterminer pour chaque équation selon les conditions particulières :

$$C_t = \frac{C_I}{k_t + \alpha_{t-fBh} + \alpha_{t-sBh} + \alpha_{t-r}} + Ke^{-(k_t + \alpha_{t-fBh} + \alpha_{t-sBh} + \alpha_{t-r})t}$$

$$C_{fBh} = \frac{\alpha_{t-fBh}C_{ft}}{k_{fBh} + \alpha_{fBh-r} + \alpha_{fBh-d}} + Ke^{-(k_{fBh} + \alpha_{fBh-r} + \alpha_{fBh-d})t}$$

Thèse DOUPOUX 2017

$$C_{sBh} = \frac{\alpha_{t-sBh}C_{ft}}{k_{sBh} + \alpha_{sBh-r} + \alpha_{sBh-d}} + Ke^{-(k_{sBh} + \alpha_{sBh-r} + \alpha_{sBh-d})t}$$

4.1.3.2 Pour la description des âges radiocarbone

$$\frac{dF_{at}C_t}{dt} = C_I F_{av} - (k_t + \alpha_{t-fBh} + \alpha_{t-sBh} + \alpha_{t-r})F_{at}C_t - \lambda F_{at}C_t$$

$$\frac{dF_{afBh}C_{fBh}}{dt} = \alpha_{t-fBh} F_{at}C_t - (k_{fBh} + \alpha_{fBh-r} + \alpha_{fBh-d})F_{afBh}C_{fBh} - \lambda F_{afBh}C_{fBh}$$

$$\frac{dF_{asBh}C_{sBh}}{dt} = \alpha_{t-sBh} F_{at}C_t - (k_{sBh} + \alpha_{sBh-r} + \alpha_{sBh-d})F_{a\,sBh}C_{sBh} - \lambda F_{a\,sBh}C_{sBh}$$

4.2 Le modèle Vensim

Ventana Systems créé en 1985, Inc. de Harvard, dans le Massachusetts aux États-Unis, est un logiciel de simulation dynamique initialement codé comme une extension Pascal. Ventana Systems a ensuite créé son propre langage appelé Vensim afin d'améliorer la vitesse de développement. En 1988 Vensim, ainsi que son programme externe écrit en Lisp qui tournait sous le système d'exploitation VMS de Digital Equipment Corporation, ont été converti au langage C sous l'environnement Graphique X-Windows. Lors de la libération de Windows 3.0 en 1990, Ventana a rendu public son logiciel et l'a libéré l'année suivante sous la version 1.50. À partir de la version 1.62, sortie en 1995, le logiciel s'exporte sur le système d'exploitation Macintosh. Puis un 1996 une version gratuite a été mise à disposition pour les étudiants et les utilisations non commerciales, sous le nom de Vensim PLE (Personal Learning Edition). Depuis la version 5, sortie en 2002, il est devenu possible grâce à la vitesse accrue des ordinateurs de visualiser instantanément les résultats du modèle. La version 6.2 sortie en 2013, a été optimisée pour améliorer les performances et la contrôlabilité tout en simplifiant l'interface.

Nous avons utilisé la version 6.3D de Vensim Professional, afin de disposer des options d'optimisation des paramètres qui ne sont pas accessibles à partir de Vensim PLE.

La <u>Figure 16</u> représente le modèle de la matière organique correspondant aux équations de la <u>section 4.1.3.1</u>. Les boîtes sont les stocks, les flèches doubles sont les flux, les autres paramètres sont indiqués sous forme de variables.

Les boites jaunes représentent les résultats du modèle Vensim, les boîtes indiquant le résultat recherché. Les paramètres d'optimisation sont : départ multiple activé à 200 fois par simulation, mode Powell, mode alea par défaut, itération maximale augmentée à 10 000.



La <u>Figure 17</u> représente le modèle avec la contrainte d'âge décrite <u>section 4.1.3.2</u> construite en symétrique sur la partie droite.



Figure 17 : Modélisation du flux de carbone avec contrainte de l'âge ¹⁴C sous Vensim (voir Annexe en grand)

4.3 Détermination des principaux paramètres

4.3.1 Évaluation de l'entrée en carbone au sommet du sol

Les données d'apport annuel de la litière en sommet du sol par des forêts tropicales ou équatoriales sempervirentes ont été recherchées dans la littérature, elles sont résumées dans le Tableau 3.

Lucas, Franken et Cornu ainsi que leurs équipes ont étudié des forêts amazoniennes. Sur sols drainés argileux à argilo-sableux, ils estiment des quantités entre 780 et 840 g m⁻¹ an⁻¹. Sur sols plus humides (ripisylve, forêt saisonnièrement inondées) les valeurs sont un peu plus faibles, de l'ordre de 640-670 g m⁻² an⁻¹. Ces valeurs sont cohérentes avec celles obtenues dans d'autres parties du monde, si l'on écarte le cas particulier du dernier exemple du tableau 3, 312 g m⁻² an⁻¹ pour une forêt tropicale sableuse sèche dont la localisation n'est pas précisée dans l'étude. Les forêts tropicales hors Amazonie ont des quantités plus variables. En Malaisie, les valeurs de litière annuelle sont légèrement supérieures, allant de 886 à 1 203 g m⁻² an⁻¹. Les valeurs les plus importantes ont été déterminées dans le Queensland, Australie avec 1 364 g m⁻² an⁻¹. En conclusion, nous retiendrons des quantités de litière annuelle variant entre 640 et 840 g m⁻² an⁻¹ pour la zone à modéliser.

Situation géographique	Type de forêt ou de sol	Litière annuelle (g.m ⁻² .an ⁻¹)	Source	
Queensland, Australie	Plaine tropicale	704 à 1 364	(Stocker et al., 1995)	
Amazonie, Brésil	Sols argileux	840	(Lucas et al., 1993)	
Amazonie, Brésil	Sols argileux	820		
Campinarana, Amazonie, Brésil	Podzols	750	(Cornu et al., 1997)	
Bogor, Indonesie, Tjibodas, Bornéo	Forêts tropicales	820	(Wanner, 1970)	
Bornéo, Malaisie	Forêt de diptérocarpacées	886 à 1 203	(Proctor, 2013)	
Amazonie, Brésil	Ferralsols	780 à 800		
Amazonie, Brésil	Ripisylve	640	(Franken et al. 1979)	
Amazonie, Brésil	Forêts saisonnièrement inondées	670		
	Forêt tropicale humide	790		
	Forêt tropicale humide	1 062		
Afrique, Asie,	Forêt tropicale sèche	690		
Amerique Centrale, Amérique du Sud, et Océanie	Forêt tropicale humide, sols sableux	783	(Brown et al. 1982)	
	Forêt tropicale sableuse humide	741		
	Forêt tropicale sableuse sèche	312		

Tableau 3 : Récapitulatif de la litière	annuelle en fonction du type de forêt ou	de sol selon les sources bibliographiques
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	

La teneur en carbone des litières forestières exprimé en % de matière sèche varie de 44 à 51 % (<u>Tableau 4</u>). Les données relatives aux forêts équatoriales sempervirentes montrent que cette teneur en carbone varie entre 47 et 51 %.

Si l'on applique ces valeurs aux quantités de litière retenues ci-dessus, on peut estimer que l'arrivée de carbone par la décomposition de la litière est comprise entre 300 et 430 g m⁻² an⁻¹. Par comparaison, Barantal et al. (2011) ont trouvé 281 gC m⁻² an⁻¹ pour une forêt guyanaise.

Situation géographique	Type de forêt ou de sol	% de carbone dans la litière	Auteur	
Afrique, Asie, Amérique Centrale, Amérique du Sud, et Océanie	Biomasse sèche d'arbre de forêt tropical	50,0	(Brown et al., 1982)	
Amérique, Afrique et Océanie	Biomasse sèche d'arbre de forêt tropical 50,0		(Chave et al., 2005)	
Amazonie	Biomasse sèche d'arbre de forêt tropical	50,0	(Malhi et al., 2004)	
	Litière de hêtre	49,9		
Bazouges-la-Pérouse, Bretagne, France	Litières tempérés hêtres et pins	45,0 à 49,0	(Gloaguen et al., 1982)	
Forêt de Haye, Lorraine, France et Le bois de la Costelle, les Vosges, France	Feuilles de hêtre	44,2 à 48,4	(Le Tacon and Toutain, 1973)	
	Bois et écorce	47,1		
Forêt secondaire Côte d'Ivoire 40 ans	Feuilles	46,2	(Jaffre et al., 1983)	
	Lianes	47,2		
Guyane, France		51,0		
Tapajos, Brésil	Feuille de litière	50,0	(De Weirdt et al., 2012)	
BCI Panama		50,0		

 Tableau 4 : Récapitulatif du pourcentage de carbone dans la litière en fonction du type de forêt ou de sol selon les sources

 bibliographiques.

4.3.2 Évaluation de l'entrée de carbone dans le Bh

L'entrée de carbone dans le Bh à partir des solutions de la nappe perchée est une valeur difficile à estimer. Dans une première estimation, Montes et al. (2011) ont évalué, à partir de considération très générale sur la chimie des grands fleuves drainants des zones podzoliques (Rio Negro) et non podzoliques (Rio Jutaí) (Tardy et al., 2009) que la lame entrant dans le Bh était de l'ordre de 455 mm an⁻¹ et ont calculé le flux entrant dans les Bh des podzols de la

zone 7, obtenant une valeur de l'ordre de 17 gC m⁻² an⁻¹. Sierra et al. (2013), utilisant un modèle en boîtes contraint par des datations ¹⁴C ont estimé pour des podzols colombiens peu profonds une valeur de flux bien inférieure, de l'ordre de 2,1 gC m⁻² an⁻¹.

Les valeurs de conductivité hydraulique obtenues dans le présent travail (voir section 3.2.2.1) permettent d'évaluer de manière plus précise la lame d'eau entrant dans le Bh des podzols de la zone 7. Considérant une infiltration verticale des solutions dans le Bh, le flux de Darcy Q d'une succession de n horizons de conductivité hydraulique K_{sat} *i* et d'épaisseur E_i (Figure 18) est donnée par :

$$Q = \frac{L + \sum_{n} E_{i}}{\sum_{n} \frac{E_{i}}{K_{sat i}}}$$



À partir des données du <u>Tableau 2 (voir section 3.2.2.1.4)</u>, qui donne la variation de K_{sat} sur les 40 cm supérieurs du profil O7 et sur les 90 cm supérieurs du profil P7, il est donc possible de calculer la lame d'eau qui percole annuellement à travers le Bh. Celle-ci est égale à 0,27 *L* et 0,18 *L* pour les profils O7 et P7, respectivement, où *L* est l'épaisseur moyenne annuelle de la nappe perchée. Les observations de terrain suggèrent que l'épaisseur moyenne annuelle de la nappe perchée sur les sols est de l'ordre de 30-50 cm, ce qui correspond à une lame d'eau infiltrée annuellement de l'ordre de 8 à 13 cm pour le profil O7 et de 5 à 9 cm pour le profil P7. La concentration moyenne annuelle en COD de la nappe perchée sur ces sols étant de 35 mg L⁻¹, ceci correspond à une entrée de carbone dans le Bh de l'ordre de 2,8 à 4,7 gC an⁻¹ pour le profil O7 et de 1,9 à 3,2 gC an⁻¹ pour le profil P7. Ces résultats doivent être considérés comme un ordre de grandeur qui permettra de contraindre les flux dans le modèle développé ci-après.

4.3.3 Les expérimentations en colonne

Cette section devant faire l'objet d'une publication indépendante, elle est structurée en conséquence.

4.3.3.1 Introduction

La modélisation des stocks de carbone dans les sols en général, et dans les podzols amazoniens en particulier, nécessite de connaître les flux de carbone dans l'ensemble du système. Parmi ceux-ci les flux de carbone exportés sous forme carbone organique dissous (COD) par les solutions percolant en profondeur et rejoignant la nappe phréatique générale sont généralement approchés par l'analyse soit d'eaux de nappe prélevées dans des forages, soit d'eaux de source à l'exutoire d'un petit bassin versant de caractéristiques connues. De telles données ne sont pas très nombreuses, le <u>Tableau 5</u> en récapitule un certain nombre, relatives à des couvertures de sol de milieux tropicaux ou équatoriaux. S'agissant de podzols, il n'existe que très peu de données sur les solutions d'horizons situés sous les Bh, les données relatives aux sources donnant plutôt des renseignements sur les solutions percolant latéralement dans les horizons E. Il en ressort que les teneurs en COD des solutions qui percolent en profondeur dans

les sols de milieux tropicaux ou équatoriaux ont des teneurs significatives en COD, variant de 0,5 à 7 mg L^{-1} .

	Soil type	Sampling depth (cm)	DOC (mgC L ⁻¹)	Source
	Ferralsol	450	1.4 ± 1.1	
Amazonian rainforest	Hydromorphic ferralsol	200	2.3 ± 0.9	(McClain et al., 1997)
Amazonian transitional rainforest	Ferralsol	169–965	1.5 ± 2.7	(Neu et al., 2016)
Taiwan subtropical forest		Watershed weir	2.7 ± 1.9	(Liu and Sheu, 2003)
Amazonian transitional rainforest		Springs	0,75 to 1.9	(Johnson et al., 2006)
Amazonian rainforest	Podzol	500	2.3 ± 0.7	(Lucas et al., 2012)
Amazonian rainforest Acrisol		230 and 300	3.0 ± 1.2	(Do Nascimento et
Amazonian shrub savannah	Podzol	165	4;7	al., 2008)

Tableau 5 : Teneur en COD dans les solutions percolant en profondeur.

Les caractéristiques des espèces organiques qui composent le COD percolant en profondeur sont par ailleurs importantes à connaître pour raisonner sur sa mobilité et sa dégradabilité. Nous n'avons pas trouvé de données publiées sur ce sujet autres que l'étude de Lucas et al. (2012) citée au <u>Tableau 5</u>. Cette étude a été menée sur le système latossols – podzols sur socle cristallophyllien du site 7. Les valeurs de COD mesurées dans des solutions ayant percolé à travers un Bh peu épais (moins de 1 m d'épaisseur) puis à travers 2 m de matériau kaolinitique très argileux sont de l'ordre de 2 mg L⁻¹, ce qui montre qu'il existe des espèces de carbone organique susceptibles de traverser des matériaux argileux. Celles-ci sont essentiellement constituées de petits acides carboxyliques (acides formique, oxalique, acétique, citrique, succinique et lactique), ce qui est en cohérence avec les faibles valeurs observées de l'indice SUVA254 indiquant une faible proportion de substances humiques. Il n'a pas été possible d'accéder sur les autres sites aux solutions percolant sous les Bh, en raison des difficultés techniques d'installation de préleveurs sous des Bh sableux épais ainsi que des difficultés d'accès aux sites tests.

Pour cette raison, nous avons réalisé des expérimentations en colonne pour évaluer la mobilité potentielle des matières organiques des Bh ainsi que leur capacité à traverser des milieux argileux. Cette approche participe d'une thématique plus large abordée par de nombreux auteurs qui se sont intéressés aux interactions minéraux – matière organique naturelle. Les minéraux argileux, par leurs propriétés de sorption, provoquent des interactions qui conditionnent le transport de la matière organique dissoute dans les sols et les sédiments (Jardine et al., 1989 ; McCarthy et al., 1993 ; McDowell and Wood, 1984). Les oxydes, oxyhydroxydes et hydroxydes du sol, de part leurs petites tailles et leurs surfaces à charge variable, présentent également de fortes capacités de sorption des matières organiques dissoutes. Meier et al., 1999 ont montré que la goethite (FeOOH) présente une capacité de sorption supérieure à la kaolinite et que, pour des concentrations en COD suffisamment faibles (< 20 mgC L⁻¹), l'adsorption des molécules de grande taille et des groupements aromatiques est favorisée.

Kaiser and Zech en 2000 ont montré que 85 à 95 % du pouvoir de sorption de COD par les sols qu'ils ont étudiés (alfisol et inceptisol) est due à la fraction fine (< 2 μ m), et que les oxydes/hydroxydes de Fe et Al sont les principaux responsables de cette capacité de sorption. Ils montrent aussi que les oxydes/hydroxydes de Fe et Al favorisent la sorption de la fraction plus hydrophobe, dérivée de la lignine, et que les minéraux argileux, essentiellement kaolinite et illite, favorisent la sorption de la fraction plus hydrophile. Torn et al. (1997) ont également montré, par l'étude de chronoséquences hawaïennes allant des andosols aux oxisols, que la capacité de rétention de matière organique des matériaux pédogénétiques dépendait de leur minéralogie.

En relation avec ce qui vient d'être exposé, les podzols du haut Rio Negro présentent deux habitus distincts (voir section 2.3): des profils entièrement sableux, dans lesquels l'accumulation de matière organique ne paraît pas liée à une adsorption sur un matériau argileux, et des podzols dont le Bh présente une teneur significative en fraction argileuse. Un exemple de ce dernier type est donné Graphique 15 (adapté de Ishida et al. (2014)) : on y observe que l'accumulation de matière organique est associée à une forte augmentation de la teneur en kaolinite $[Si_2O_5Al_2(OH)_4]$ et en gibbsite $[Al(OH)_3]$, et légère augmentation à une oxydeshydroxydes de Fer. On remarquera ici qu'il s'agit d'un podzol proche de la transition





latossol-podzol, donc d'un podzol relativement jeune, au Bh encore peu développé.

Pour approcher les processus de transfert et, éventuellement, déterminer un ordre de grandeur des flux de carbone organique depuis les Bh vers les horizons inférieurs et caractériser la nature des matières organiques mobiles, nous avons réalisé des expérimentations en colonnes.

4.3.3.2 Matériel et méthodes

Les colonnes utilisées mesurent 60 cm de long et avec un diamètre interne de 3 cm. Une eau de surface de pH 4,1 prélevée dans une source située vers le centre de l'aire podzolique de la zone 7 et correspondant aux eaux circulant dans les horizons E. Elle est injectée après filtration à 0,45 μ m, par une pompe péristaltique en flux descendant de 0,05 ml mn⁻¹ durant 3 semaines, pour faire passer un volume fixe de 1,5 litre dans chacune des colonnes. En parallèle, la pompe péristaltique est utilisée en sortie en succion pour homogénéiser la vitesse dans toutes les colonnes et avoir le même temps de résidence.

Les matériaux utilisés dans les colonnes sont du sable de Fontainebleau pur (Q) (commercial, granulométrie < 350 μ m) pour représenter les horizons E, du Bh sableux provenant du site 3 pour représenter le Bh, du kaolin (K) provenant du site 7 pour représenter

les horizons sous-jacents au Bh. Deux Bh du site 3 ont été utilisés (Bh1, C 4,5 % et Bh2, C 1,7 %). Le kaolin correspond au matériau de profondeur du podzol du site 7 (Graphique 15) ; il s'agit d'un matériau blanc comportant moins de 1,5 % de sable quartzeux, plus de 90 % de kaolinite et environ 1 % de gibbsite, 0,5 % de TiO₂, 0,5 % de muscovite et 0,2 % de goethite + hématite (Ishida, 2010).

Ces matériaux ont été introduits dans les colonnes en couches de 5 cm pour le kaolin et le Bh et de 10 cm pour le sable, pour un total de 6 colonnes selon les dispositions représentées <u>Figure 19</u> :

- Une disposition Q/Bh/K, pour observer la réadsorption de COD par un matériau argileux kaolinitique (trois colonnes : Q/Bh1/K (a), Q/Bh1/K (b) et Q/Bh2/K) ;
- Une disposition Q/Bh, pour observer le transfert du COD de l'eau de surface et la libération de COD par le Bh (deux colonnes : Q/Bh1 et Q/Bh2) ;
- Une disposition Q/K, pour observer l'adsorption du COD de l'eau de surface par les matériaux argileux (une colonne : Q/K).



Figure 19 : Schéma des 3 configurations de colonnes. K : kaolin

Pour éviter le mélange des phases, un filtre de maille 1 mm est intercalé entre les différentes couches, ainsi qu'aux extrémités : à l'extrémité supérieure pour amortir la chute des gouttes, un autre à l'extrémité inférieure pour maintenir l'ensemble des matériaux dans la colonne. La solution d'entrée ainsi que les solutions à l'exutoire des colonnes ont été filtrées avant analyse sur filtre nitrate de cellulose à $0,45 \,\mu$ m préalablement lavé à l'eau milliQ et sur lesquels des blancs ont permis de contrôler l'absence de contamination en ce qui concerne les éléments analysés.

Les solutions, d'eau de surface et de percolats, ont été caractérisées selon les techniques suivantes : Le carbone organique dissous a été dosé par COT-mètre (TOC-V, SHIMADZU) couplé à un passeur d'échantillons ASI-V. La matière organique dissoute a été cractérisée par fluorescence 3D (Excitation Emission Matrix Fluorimetry, EEMF) (spectromètre HITACHI F-4500), cette méthode permettant une caractérisation rapide de massifs de fluorophores associés aux matières humiques et aux protéines (Chen et al., 2003 ; Nebbioso and Piccolo, 2013). Anions et cations majeurs ont été dosés par chromatographie ionique. Les éléments majeurs déterminants quant aux équilibres minéraux solution (Si, Al, Fe) ont été quantifiés par ICP-AES. Les petits acides organiques (formique, oxalique, malique...) ont été déterminés et quantifiés par chromatographie ionique haute performance (Dionex ICS-3000) en utilisant une colonne de garde AG11-HC, une colonne IonPac ICEAS11, une élution au NaOH avec un gradient de 1 à 5 mmol L⁻¹ et un détecteur conductimétrique CD25, l'ensemble étant couplé en sortie à un spectromètre de masse.

4.3.3.3 Résultats et interprétations

4.3.3.3.1 Transferts de carbone et d'éléments majeurs

Le <u>Tableau 6</u> présente les concentrations et quantités de C, Al, Fe et Si transférés en phase dissoute pour les six colonnes.

	Q Bh1 K (a)	Q Bh1 K (b)	Q Bh2 K	Q Bh1	Q Bh2	QK
C concentration in input (mg L ⁻¹)	31.4 ± 0.3	31.4 ± 0.3	31.4 ± 0.3	31.4 ± 0.3	31.4 ± 0.3	31.4 ± 0.3
Average C concentration in output (mg L ⁻¹)	8.4 ± 0.1	3.9 ± 0.1	3.9 ± 0.2	17.1 ± 0.2	11.5 ± 0.1	1.9 ± 0.1
Total C input (mgC)	33.1 ± 0.3	43 ± 0.4	12.2 ± 0.1	40.1 ± 0.4	33.1 ± 0.3	41 ± 0.4
Total C output (mgC)	6.4 ± 0.1	5.2 ± 0.1	1.4 ± 0.1	23.1 ± 0.3	11.8 ± 0.2	2.5 ± 0.1
Al concentration in input $(\mu g L^{-1})$	21.8	21.8	21.8	21.8	21.8	21.8
Average Al concentration in output $(\mu g L^{-1})$	285.6	90.8	na	657.8	490.1	17.2
Total Al input (µg)	23	30	8.5	27.9	23	28.6
Total Al output (μg)	220.2	122.7	na	889.5	504	22.3
Fe concentration in input (µg L ⁻¹)	61.3	61.3	61.3	61.3	61.3	61.3
Average Fe concentration in output $(\mu g L^{-1})$	94.7	61.7	3	153	31.8	5.6
Total Fe input (µg)	64.7	84.1	23.8	78.3	64.7	80.2
Total Fe output (µg)	73	83.3	1.1	206.9	32.7	7.3
Si concentration in input $(\mu g L^{-1})$	287	287	287	287	287	287
Average Si concentration in output $(\mu g L^{-1})$	890.9	952.9	1182	582.6	393.1	585.4
Total Si input (µg)	302.8	393.7	111.3	366.8	302.8	375.4
Total Si output (µg)	686.9	1287.2	412.2	787.9	404.3	758.9

 Tableau 6 : C, Al, Fe et Si transférés en phase dissoute dans les expérimentations en colonne. (na : non analysé) (écarts type

 <u>d'origine analytique</u>).

S'agissant du carbone, les concentrations en sortie de colonne les plus faibles (1,9 mg L⁻) sont observées pour la colonne Q/K. Sur la durée de l'expérience, 94 % du carbone introduit en sommet de colonne a été retenu dans la colonne ; on observe d'ailleurs que la partie

supérieure de la partie kaolinitique a acquis une couleur brun clair. Les concentrations en sortie de colonne les plus élevées (23,1 et 11,8 mg L⁻¹) sont observées pour les colonnes de type Q/Bh. Sur la durée de l'expérience, les Bh ont cependant retenu 42 et 64 % du carbone introduit. Les concentrations en sortie de colonne de type Q/Bh/K sont intermédiaires (8,4 ; 3,9 et 3,9 mg L⁻¹). Le carbone retenu dans ces colonnes représente 81, 88 et 89 % du carbone introduit.

S'il existe une variation relativement importante entre colonnes de même type, les différences entre colonnes restent cohérentes (Figure 20). Si l'on considère que la sortie des colonnes de type Q/Bh correspond à l'entrée dans la partie kaolinitique des colonnes de type Q/Bh/K, la partie supérieure de la Figure 20 représente la variation des concentrations dans ce dernier type de colonne. On constate que le Bh retient une partie du carbone de type MOD de nappe perchée introduit, que le kaolin retient la plus grande partie du carbone de l'eau qui le traverse, mais que la présence du Bh augmente la proportion de carbone qui traverse le kaolin par rapport à ce qui est observé pour la colonne de type Q/K (partie inférieure de la Figure 20). La nature de la MOD libérée par le Bh est donc probablement différente de celle de la MOD de la nappe perchée.



S'agissant de Si, les concentrations en sortie de colonne sont toujours plus élevées (de 0,39 à 1,19 mg L⁻¹) que la concentration en entrée (0,29 mg L⁻¹). La traversée du Bh par la MOD de type nappe perchée libère du Si dans des proportions voisines (0,59 mg L⁻¹) de celle observée dans la traversée du kaolin (0,39 et 0,58 mg L⁻¹), mais les libérations les plus importantes (0,89 ; 0,95 et 1,18 mg L⁻¹) sont observées après les traversées successives de Bh et du kaolin dans les colonnes de type Q/Bh/K.

L'aluminium présente un comportement très différent de celui de Si, montrant que les variations de Si ne peuvent correspondre à une dissolution congruente de kaolinite. Si la traversée du Bh par la MOD de type nappe perchée (0,022 mg L⁻¹) s'accompagne d'une libération d'Al à des concentrations relativement élevées (0,49 et 0,56 mg L⁻¹), la traversé du kaolin s'accompagne d'une rétention d'Al aussi bien pour la colonne Q/K que pour les colonnes Q/Bh/K. Le fer présente un comportement similaire à celui d'Al, avec cependant des concentrations plus faibles.

Thèse DOUPOUX 2017



Graphique 16 : Relations entre COD, Al, Fe et Si dans les percolats de colonne. La croix représente la concentration dans la solution d'entrée.

Le comportement de Fe et d'Al pourrait s'expliquer par la libération soit de complexes organo-métalliques, soit de minéraux sous forme colloïdale (kaolinite, gibbsite, goethite) au cours de la traversé du Bh, complexes ou colloïdes par la suite partiellement retenus dans la traversé du kaolin. À la sortie du Bh, Si et Al sont libérés dans une stœchiométrie équivalente à celle de la kaolinite, ce qui serait compatible avec une libération de kaolinite colloïdale. Le comportement de ces deux éléments à la traversée ultérieure du kaolin diverge cependant

complètement : le kaolin retient Al alors qu'il libère du Si. L'hypothèse d'une complexation de Al et Fe par la MOD est soutenue par les corrélations observées entre le COD et les concentrations en Al et Fe <u>(Graphique 16)</u>. S'agissant de Al, la corrélation est particulièrement élevée.

On notera par ailleurs que dans l'ensemble des solutions étudiées, les teneurs en Al et Si sont inférieures aux teneurs correspondant à la saturation avec la kaolinite, la gibbsite ou le quartz. Le <u>Graphique 17</u> présente les solutions d'entrée et de percolation dans un diagramme Si-Al, les



calculs ayant été faits d'une part sans considérer la complexation par la matière organique dissoute, d'autre part en considérant cette complexation. Les paramètres de la matière organique dissoute nécessaires à la quantification de la complexation sont ceux définis par Lucas et al. en 2012 : densité de site égale à 27 μ mol mg⁻¹, constante de complexation MOD-Al égale à 10⁵. La droite « kaolinite 1 » correspond à la stabilité de la kaolinite calculée avec la base de données WATEQ4F, qui utilise un produit de solubilité (Log (K_{sp}) = 3.705) identique à celui proposé par Tardy et Nahon, (1985) après une analyse critique de la littérature. La droite « kaolinite 2 » utilise le produit de solubilité (Log(K_{sp}) = 2 853) proposé par Grimaldi et al. (2004) pour rendre compte de kaolinites supergènes équatoriales substituées en fer et de cristallinité variable.

4.3.3.3.2 Propriétés de fluorescence des solutions de percolation

Les analyses de fluorimétrie effectuées sur les solutions entrantes et sortantes sont présentées <u>Figure 21</u> sous forme de matrices d'excitation-émission de fluorescence. Trois massifs caractéristiques peuvent y être identifiés : les pics A et C (Coble, 1996), caractéristiques de matières organiques humifiées à caractéristiques dominantes plutôt fulvique (pic A) et plutôt humique (pic C) et le pic P, caractéristique des protéines et marqueur d'une activité bactérienne.



Figure 21 : Propriétés de fluorescence des solutions. Les lettres identifient la position usuelle des pics P, C et A.

La solution d'entrée présente des caractéristiques typiques d'une matière organique dissoute humifiée avec un pic C dominant, un pic A marqué et un pic P réduit. Après traversée du kaolin par la solution d'entrée (sortie de colonne QK), il n'y a pratiquement plus de matière organique fluorescente, que ce soit de la MO humifiée ou à caractère protéique. Après traversée du Bh pa la solution d'entrée (sortie de colonne Q Bh1), il y a inversion du rapport C/A, le pic

A devenant dominant, et une augmentation de la matière organique à caractère protéique, ce qui indique une rétention partielle par le Bh des matières les plus condensées, représentées par le pic C, et une activité bactérienne au sein du Bh. La solution correspondant à la traversée du kaolin par la matière organique sortant du Bh (sortie de colonne Q Bh1 K(a)) présente des caractéristiques différentes de celles observée en sortie de colonne QK : on y observe la présence de matière organique humifiée, à dominance fulvique, et de matière organique de type protéique.

Ces résultats confirment l'hypothèse faite ci-dessus, selon laquelle la MOD libérée par le Bh est différente de la MOD de la nappe perchée : elle témoigne d'une rétention par le Bh des MO les plus humifiées, d'une activité bactérienne dans le Bh avec libération par celui-ci d'une matière organique moins humifiée et susceptible d'être transférée à travers des matériaux argileux.

4.3.3.3.3 Transfert de petits acides organiques

Les petits acides carboxyliques, qui avaient été mis en évidence comme étant les espèces de COD dominantes des eaux de nappe profonde sous le kaolin de la zone 7 (Lucas et al., 2012), ont été recherchés, les résultats sont donnés <u>Tableau 7</u>.

 Tableau 7 : Concentrations ± écart-type des petits acides carboxyliques dans les solutions étudiées. <dl : inférieur à la limite</th>

 de détection.

Values in mg L ⁻¹	Black water input	QBhK (8 samples)	QBh (3 samples)	QK (2 samples)
Formic acid	<dl< th=""><th><dl< th=""><th><dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<></th></dl<></th></dl<>	<dl< th=""><th><dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<></th></dl<>	<dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<>	<dl< th=""></dl<>
Acetic acid	<dl< th=""><th><dl< th=""><th><dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<></th></dl<></th></dl<>	<dl< th=""><th><dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<></th></dl<>	<dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<>	<dl< th=""></dl<>
Propionic acid	<dl< th=""><th><dl< th=""><th><dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<></th></dl<></th></dl<>	<dl< th=""><th><dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<></th></dl<>	<dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<>	<dl< th=""></dl<>
Lactic acid	0.49	0.28 ± 0.12	0.64 ± 0.40	0.18 ± 0.11
Oxalic acid	<dl< th=""><th>0.50 ± 0.25</th><th>0.71 ± 0.66</th><th><dl< th=""></dl<></th></dl<>	0.50 ± 0.25	0.71 ± 0.66	<dl< th=""></dl<>
Valeric acid	<dl< th=""><th><dl< th=""><th><dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<></th></dl<></th></dl<>	<dl< th=""><th><dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<></th></dl<>	<dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<>	<dl< th=""></dl<>
Malic acid	0.06	0.06 ± 0.02	0.08 ± 0.01	<dl< th=""></dl<>
Citric acid	<dl< th=""><th>0.63 ± 0.50</th><th><dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<></th></dl<>	0.63 ± 0.50	<dl< th=""><th><dl< th=""></dl<></th></dl<>	<dl< th=""></dl<>
Succinic acid	<dl< th=""><th>0.20 ± 0.09</th><th>0.09 ± 0.01</th><th><dl< th=""></dl<></th></dl<>	0.20 ± 0.09	0.09 ± 0.01	<dl< th=""></dl<>
SUM	0.55	1.66 ± 0.20	1.52 ± 0.32	0.18 ± 0.11

Dans la solution d'entrée, on observe de l'acide lactique et une très faible concentration d'acide malique. Après traversée du kaolin par la solution d'entrée, on n'observe plus que de l'acide lactique en faible concentration, le kaolin retenant 63 % des acides introduits. La traversée du Bh par la solution d'entrée montre quant à elle une libération d'acides carboxyliques, les acides observés en sortie étant pour certains différents des acides observés en entrée, ce qui est cohérent avec une activité bactérienne dans le Bh. Les acides libérés par le Bh se retrouvent tous en sortie de kaolin. Cette capacité des petits acides carboxyliques à traverser les matériaux kaolinitiques est en accord avec les observations de Lucas et al. (2012).

Ces résultats confirment ainsi que la MOD libérée par le Bh est différente de la MOD de la solution d'entrée et qu'elle a une meilleure capacité que cette dernière pour traverser les matériaux kaolinitiques.

4.3.3.4 Conclusion

Ces expérimentations en colonne ont montré que le Bh oxygéné est réactif vis-à-vis de la MOD d'une solution de type eau de nappe perchée qui le traverse. S'il adsorbe plus de MOD qu'il n'en libère, la MOD libérée présente des caractéristiques qui montrent qu'elle est différente de la MOD d'entrée : elle est moins humifiée et montre des traces d'activité bactérienne. Cette différence entre MOD d'entrée est retenue dans le Bh de manière plus efficace que la MOD libérée par le Bh, en cohérence avec sa nature moins humifiée et la présence plus abondante de petits acides carboxyliques. La percolation du Bh libère Si, Al et Fe. Fe est surtout Al se trouvant très probablement sous la forme de complexes organo-métalliques. Ceux-ci permettent la migration ultérieure d'une partie significative de ces deux éléments à travers le matériau kaolinitique. S'agissant de déterminer les paramètres d'entrée du modèle d'évolution des podzols, ces expérimentations ont montré que le Bh est sensible à une activité bactérienne susceptible de modifier sa teneur en carbone. Les expérimentations en colonne, cependant, ne sont pas adaptées à la détermination de taux de minéralisation du Bh.

4.3.3.5 Références

- Chen, W., Westerhoff, P., Leenheer, J. A. and Booksh, K.: Fluorescence Excitation–Emission Matrix Regional Integration to Quantify Spectra for Dissolved Organic Matter, Environ. Sci. Technol., 37(24), 5701–5710, doi:10.1021/es034354c, 2003.
- Coble, P. G.: Coble 1996 Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy(5)-annotated.pdf, 1996.
- Grimaldi, C., Grimaldi, M., Millet, A., Bariac, T. and Boulègue, J.: Behaviour of chemical solutes during a storm in a rainforested headwater catchment, Hydrol. Process., 18(1), 93–106, doi:10.1002/hyp.1314, 2004.
- Ishida, D. A.: Caracterização e gênese de solos e de depósito de caulim associado, São Gabriel da Cachoeira AM, Universidade de São Paulo, São Paulo, 5 August., 2010.
- Ishida, D. A., Montes, C. R., Lucas, Y., Pereira, O. J. R., Merdy, P. and Melfi, A. J.: Genetic relationships between ferralsols, podzols and white kaolin in Amazonia, Eur. J. Soil Sci., 65(5), 706–717, doi:10.1111/ejss.12167, 2014.
- Jardine, P. M., McCarthy, J. F. and Weber, N. L.: Mechanisms of Dissolved Organic Carbon Adsorption on Soil, Soil Sci. Soc. Am. J., 53(5), 1378, doi:10.2136/sssaj1989.03615995005300050013x, 1989.
- Johnson, M. S., Lehmann, J., Selva, E. C., Abdo, M., Riha, S. and Couto, E. G.: Organic carbon fluxes within and streamwater exports from headwater catchments in the southern Amazon, Hydrol. Process., 20(12), 2599–2614, doi:10.1002/hyp.6218, 2006.
- Kaiser, K. and Zech, W.: Dissolved Organic Matter sorption by mineral constituents of subsoil clay fractions, J. Plant Nutr. Soil Sci., 163(5), 531–535, doi:10.1002/1522-2624(200010)163:5<531::AID-JPLN531>3.3.CO;2-E, 2000.

- Liu, C. P. and Sheu, B. H.: Dissolved organic carbon in precipitation, throughfall, stemflow, soil solution, and stream water at the Guandaushi subtropical forest in Taiwan, For. Ecol. Manage., 172(2–3), 315–325, doi:10.1016/S0378-1127(01)00793-9, 2003.
- Lucas, Y., Montes, C. R., Mounier, S., Loustau Cazalet, M., Ishida, D., Achard, R., Garnier, C., Coulomb, B. and Melfi, a. J.: Biogeochemistry of an Amazonian podzol-ferralsol soil system with white kaolin, Biogeosciences, 9(9), 3705–3720, doi:10.5194/bg-9-3705-2012, 2012.
- McCarthy, J. F., Williams, T. M., Liang, L., Jardine, P. M., Jolley, L. W., Taylor, D. L., Palumbo, A. V. and Cooper, L. W.: Mobility of natural organic matter in a study aquifer, ... Sci. Technol., 27(4), 667–676, doi:10.1021/es00041a010, 1993.
- McClain, M. E., Richey, J. E., Brandes, J. a. and Pimentel, T. P.: Dissolved organic matter and terrestrial-lotic linkages in the Central Amazon Basin of Brazil, Global Biogeochem. Cycles, 11(3), 295–311, doi:10.1029/97GB01056, 1997.
- McDowell, W. H. M. and Wood, T.: Podzolization: Soil Processes Control Dissolved Organic Carbon Concentration in Stream Water, Soil Sci., 137(1), 23–32, 1984.
- Meier, M., Namjesnik-Dejanovic, K., Maurice, P. A., Chin, Y. P. and Aiken, G.
 R.: Fractionation of aquatic natural organic matter upon sorption to goethite and kaolinite, Chem. Geol., 157(3–4), 275–284, doi:10.1016/S0009-2541(99)00006-6, 1999.
- Do Nascimento, N. R., Fritsch, E., Bueno, G. T., Bardy, M., Grimaldi, C. and Melfi, A. J.: Podzolization as a deferralitization process: Dynamics and chemistry of ground and surface waters in an Acrisol Podzol sequence of the upper Amazon Basin, Eur. J. Soil Sci., 59(5), 911–924, doi:10.1111/j.1365-2389.2008.01049.x, 2008.
- Nebbioso, A. and Piccolo, A.: Molecular characterization of dissolved organic matter (DOM): a critical review, Anal. Bioanal. Chem., 405(1), 109–124, doi:10.1007/s00216-012-6363-2, 2013.
- Neu, V., Ward, N. D., Krusche, A. V. and Neill, C.: Dissolved Organic and Inorganic Carbon Flow Paths in an Amazonian Transitional Forest, Front. Mar. Sci., 3, doi:10.3389/fmars.2016.00114, 2016.
- Tardy, Y. and Nahon, D.: Geochemistry of laterites, stability of Al-goethite, Al-hematite, and Fe3+-kaolinite in bauxites and ferricretes: an approach to the mechanism of concretion formation., Am. J. Sci., 285(10), 865–903, doi:10.2475/ajs.285.10.865, 1985.
- Torn, M. S., Trumbore, S. E., Chadwick, O. A., Vitousek, P. M. and Hendricks, D. M.: Mineral control of soil organic carbon storage and turnover, Nature, 389(6647), 170–173, doi:10.1038/38260, 1997.

4.3.4 Les expérimentations de minéralisation

Les résultats résumés ici ont été obtenus par d'autres équipes dans le cadre du projet C-Profor.

4.3.4.1 Minéralisation classique en conditions oxiques

Des expérimentations de minéralisation ont été menées à partir d'échantillons prélevés à la tarière sur 4 profils de sols de la zone 1. Les échantillons ont été amenés à un potentiel matriciel de l'ordre de pF 1,8, placés dans des flacons de 600 mL et maintenus à température contrôlée de 22 °C \pm 3 °C (Baldovini et al., 2012). La production de CO₂ a été mesurée sur une période de 600 jours à partir de prélèvements quotidiens la première semaine, tous les 4 jours jusqu'à la fin du 1er mois, hebdomadaires jusqu'à la fin du 4ème mois puis mensuels. La teneur en carbone a été mesurée avec un chromatographe en phase gazeuse muni d'un détecteur de type FID.

Un exemple de courbe de minéralisation obtenue est présenté sur la <u>Graphique 18</u>. Les taux moyens de minéralisation à long terme des Bh calculés à partir de ces résultats sont de l'ordre de 2,3 à 2,7 10^{-3} an⁻¹.



<u>Graphique 18 : Production de CO₂ par minéralisation d'échantillons provenant du profil DPQT. Noir : horizon A ; gris</u> <u>foncé : horizon A-E ; gris clair : horizon E ; brun : horizons Bh.</u>

4.3.4.2 Minéralisation en conditions contrôlées

Cette expérimentation a été menée en réacteurs spéciaux (microcosmes Figure 22) qui permettent de contrôler le potentiel matriciel de l'échantillon considéré, afin d'évaluer l'impact du type de régime hydrique sur la minéralisation. Par ailleurs, les rapports C/N des Bh étant élevés (63 en moyenne, <u>voir section 2.3.2</u>), des apports variables d'azote minéral ont été appliqués (Soro, 2015).

Les échantillons d'un Bh de rapport C/N égal à 64 ont donc été incubés sous quatre conditions : (1) après apport de substrats carbonés, (2) après apport d'N minéral, (3) en conditions anoxiques (remplacement de O₂ par N₂) et (4) en présence d'oxygène sans apports. Pour chacun des traitements, le CO₂ et le ¹³C ont été mesurés pendant 49 jours afin de suivre la minéralisation. Les résultats suggèrent que l'apport d'N stimule significativement la l'anaérobie minéralisation du С tandis que diminue significativement la minéralisation du C organique. En revanche, l'apport de substrat C ne modifie pas significativement la minéralisation du C du sol. Ces résultats peuvent s'expliquer par le fait que les micro-organismes ont besoin d'N pour la fabrication de protéines et la production d'enzymes extracellulaires nécessaires pour la décomposition de la MOS. L'absence d'effet significatif de l'apport de substrat C labile est peut-être dû au fait que les micro-



organismes ne peuvent pas produire d'enzymes extracellulaires en l'absence d'azote malgré l'apport d'énergie que constituent ces substrats labiles. Enfin, l'anaérobie diminue quant à elle la minéralisation car les micro-organismes les plus efficaces ont besoin d'oxygène pour la respiration. Il est connu, pour des horizons de surface, que l'apport d'azote stimule initialement la décomposition des fractions organiques labiles mais inhibe la décomposition de MOS plus résistant du sol (Janssens et al., 2010 ; Knorr et al., 2005 ; Magill and Aber, 1998) mais ces mécanismes ne s'appliquent probablement pas à la matière organique des Bh caractérisés par des ratio C/N particulièrement élevés et dépourvus de lignine.

D'un point de vue quantitatif, les résultats ont montré un taux de minéralisation de l'ordre de 1,9 10^{-3} an⁻¹ en conditions anaérobies. Par rapport à ce taux de référence, le taux de minéralisation a été multipliée par un facteur 2 en conditions aérobies, un facteur 2,4 en conditions aérobies avec apport de substrat carboné et un facteur 3,7 en conditions aérobies avec apport d'azote.

5 Modélisation du fonctionnement des podzols

5.1 Genèse des profils observés

Cette partie du travail donne une idée de la pertinence des valeurs des paramètres qui seront utilisés pour la modélisation et de la sensibilité du modèle aux variations de ces paramètres. Elle a été soumise pour publication le 14/12/16 et acceptée pour publication comme document de discussion participatif le 18/01/17, jusqu'au 17/03/17. La forme de cette partie est donc sous la forme de la publication soumise.

Modelling the genesis of equatorial podzols: age and implications for carbon fluxes

Cédric Doupoux¹, Patricia Merdy¹, Célia Régina Montes², Naoise Nunan³, Adolpho José Melfi⁴, Osvaldo José Ribeiro Pereira², Yves Lucas¹

¹ Université de Toulon, PROTEE Laboratory, EA 3819, CS 60584, 83041 Toulon Cedex 9, France

² University of São Paulo, NUPEGEL, CENA, Av. Centenário, 303, CEP 13416-903 Piracicaba, SP, Brazil

³ CNRS, iEES Paris, 78850 Thiverval-Grignon, France

⁴ University of São Paulo, IEE, ESALQ, São Paulo, SP, Brazil

Correspondence to: Cédric Doupoux (cedric.doupoux@gmail.com)

Keywords: Podzol, modelling, carbon storage, Amazonia

Abstract. Amazonian podzols store huge amounts of carbon and play a key role in transferring organic matter to the Amazon river. In order to better understand their C dynamics, we modelled the formation of representative Amazonian podzol profiles by constraining both total carbon and radiocarbon. We determined the relationships between total carbon and radiocarbon in organic C pools numerically by setting constant C and ¹⁴C inputs over time. The model was an effective tool for determining the order of magnitude of the carbon fluxes and the time of genesis of the main carbon-containing horizons, i.e. the topsoil and deep Bh. We performed retro calculations to take in account the bomb carbon in the young topsoil horizons (calculated apparent ¹⁴C age from 62 to 109 y). We modelled four profiles representative of Amazonian podzols, two profiles with an old Bh (calculated apparent ¹⁴C age 6.8 10³ and 8.4 10^3 y) and two profiles with a very old Bh (calculated apparent ¹⁴C age 23.2 10^3 and 25.1 10^3 y). The calculated fluxes from the topsoil to the perched water-table indicates that the most waterlogged zones of the podzolized areas are the main source of dissolved organic matter found in the river network. It was necessary to consider two Bh carbon pools to accurately represent the carbon fluxes leaving the Bh as observed in previous studies. We found that the genesis time of the studied soils was necessarily longer than 15 10³ and 130 10³ y for the two younger and the two older Bhs, respectively, and that the genesis time calculated considering the more likely settings runs to around $15 \, 10^3 - 25 \, 10^3$ and $150 \, 10^3 - 250 \, 10^3$ y, respectively.

5.1.1 Introduction

Podzols are soils characterized by the formation of a sandy, bleached horizon (E horizon) overlying a dark horizon with illuviated organic matter as well as Fe- and Al-compounds (spodic or Bh horizon). In wet tropical areas podzols can be very deep, with E horizons thicker than 10 m and Bh horizons thicker than 4 m (Chauvel et al., 1987; Dubroeucq and Volkoff, 1998; Montes et al., 2011). This means that they can store huge quantities of organic matter: Montes et al. (2011) estimated the C stocks in Amazonian podzols to be around 13.6 Pg C.

This C constitutes a non-negligible portion of the C stored in the Amazonian basin. Indeed, the carbon stored in the aboveground live biomass of intact Amazonian rainforests is estimated to be 93 ± 23 Pg C (Malhi et al., 2006). Such large amounts of carbon may play a central role in the global carbon balance (Raymond, 2005), which raises the question of the magnitude of the carbon fluxes during podzol genesis and in response to drier periods that might occur in the future due to climate change. A schematic of the main carbon fluxes in Amazonian podzols (Leenheer, 1980; Lucas et al., 2012; Montes et al., 2011) is presented in Figure 23. It should be noted that the organic matter (OM) released by the topsoil horizons can be transferred downwards to the Bh horizons, but may also be rapidly



transferred laterally to the river network via a perched water-table on top of the Bh that circulates in the E horizon. The OM stored in the upper part of the Bh can also be remobilized and be transferred to the river network by the perched water-table. Some of these fluxes have been estimated in a small number of case studies or extrapolated from studies of the chemistry of large rivers (Tardy et al., 2009), but most of them remain unknown. Studies measuring carbon budgets at the profile scale or during soil profile genesis in temperate, boreal or tropical podzols are rare (Schaetzl and Rothstein, 2016; Van Hees et al., 2008). Schwartz (1988) studied giant podzol profiles in the Congo that began to form 40 10^3 y ago but where carbon accumulation in Bh was discontinuous because of a drier climate between 30 and 12 ky BP. The ¹⁴C age of organic C from the Bh horizon of podzol profiles situated in the Manaus region (Brazil) was found to range from 1960 to 2810 y and it was concluded that the podzols developed in less than 3 10³ y (Horbe et al., 2004). As pointed out by Sierra et al. (2013), in order to corroborate this conclusion it is necessary to produce a model that accounts for C additions and losses over time. Montes et al. (2011) roughly estimated the C flux to the Bh horizon to be 16.8 gC m⁻² y⁻¹. Sierra et al. (2013) used a compartment model that was constrained by ¹⁴C dating to estimate the carbon fluxes in a Colombian shallow podzol (Bh upper limit at 0.9 m). They showed that the C fluxes from topsoil horizons to the Bh horizon were smaller (2.1 gC m⁻² y⁻¹) than the fluxes estimated in Montes et al. (2011). However, they did not account for the age and genesis time of the Bh horizon.

In order to better understand the fluxes of C in Amazonian podzols and in particular to determine the rate of carbon accumulation in Bh horizons during podzol genesis, the size of the C fluxes to rivers via both the perched and the deep water-tables and the vulnerability of the podzol C stocks to potential changes in the moisture regime due to global climate change, data collected from 11 test areas in the high Rio Negro Basin were used to constrain a model of C fluxes (Figure 23). The high Rio Negro basin was chosen because it is a region that has the highest occurrence of podzol in the Amazon (Montes et al., 2011) (Figure 24). Four representative profiles were selected from a database of 80 podzol profiles which have been studied in detail and of which 11 have been dated, this database will be the subject of a further publication. The four profiles were used to constrain the simulations of C fluxes. We used a system dynamics modelling software package (Vensim) to simulate the formation of representative Amazonian podzol profiles by constraining both total carbon and radiocarbon with the data collected.



Figure 24: Location of the studied profiles. Grey areas in the detailed map indicate hydromorphic podzol areas. Orange spots identify test areas.

5.1.2 Methods

5.1.2.1 Podzol profiles and carbon analysis

Four podzol profiles were selected from our database as representative both from the point of view of the profile characteristics and the ¹⁴C age of the Bh organic matter (Table 1 and Figure 25). The MAR9 profile was developed on the Icá sedimentary formation, has a water-logged A horizon, a thin eluvial (E) horizon, a sandy-clay loam Bh with young organic matter (OM) and a low C content; the DPQT profile was developed on a late quaternary continental sediment younger than the Içá formation, has an E horizon of intermediate thickness, a sandy Bh with young OM and a low C content; the UAU4 profile was developed on the Icá sedimentary formation, has an thick E horizon, a sandy Bh with old OM and the C content is high; the P7C profile was developed on crystalline basement rock, has a thick, water-logged O horizon, a E horizon of intermediate thickness, a silt-loam Bh with old OM and a high C content. It should be noted that in the cases of the DPQT and the UAU4 profiles, the lower limit of the Bh was not reached because of the auger hole collapsed, meaning that for these profiles the Bh C stock is an under-estimate.

Table 1: The main characteristics of the podzol profiles used in the study. C stock and ages are given \pm error. Fat and Fa
Bh: measured Fraction Modern of topsoil and Bh organic matter, respectively. Apparent 14C age of OM were calculated
assuming Libby's half life (after correction for bomb carbon for the topsoil horizons as explained hereafter).

Profile identification	MAR9	DPQT	UAU4	P7C			
	00° 49' 48.6'' S	00° 15' 24.0'' N	00° 10' 11.2'' N	00° 36' 42.6'' S			
GPS coordinates	67° 24' 25.1'' W	62° 46' 25.4'' W	67° 48' 56.3'' W	66° 54' 00.6'' W			
Depth of the E - Bh transition (m)	0,75	1,6	6,6	1,5			
Topsoil horizons							
C stock (gC m ⁻²)	$17\ 722 \pm 886$	$8\ 056\pm403$	$7\ 519\pm376$	$74\ 129\pm 3706$			
Fat	1.1124 ± 0.0036	1.0797 ± 0.0034	1.1094 ± 0.0036	1.0921 ± 0.0035			
Apparent ¹⁴ C age of OM (y)	62 ± 25	108 ± 27	65 ± 25	109 ± 29			
	Bh ha	orizons					
Texture	Sandy-clay loam	Sandy	Sandy	Silt-loam			
C stock (gC m ⁻²)	$55\ 644 \pm 2782$	$53\ 180\pm 2659$	$107\ 813\pm 5391$	$158\ 465\pm 7923$			
F _{a Bh}	0.4315 ± 0.0021	0.3496 ± 0.0016	0.0557 ± 0.0013	$0,0440 \pm 0.0007$			
Apparent ¹⁴ C age of OM (y)	$6~751\pm42$	$8\;442\pm37$	$23\ 193\pm207$	$25\ 096\pm134$			

Soil samples were analysed for C content with a TOC-LCPN SSM-5000A, Total Organic Carbon Analyzer (Shimadzu). Radiocarbon measurements were carried out at the Poznań Radiocarbon Laboratory, Poland. We assumed that the proportion of bomb carbon in the Bh organic matter was negligible and calculated conventional, а uncalibrated age from the radiocarbon pMC (percent Modern Carbon) value. As the Bh organic matter is an open system mixing organic carbon of different ages, this age is an apparent age. Samples from the topsoil had a pMC higher than 100%, which indicates that a significant part of the carbon in the topsoil is post-bomb and therefore should not be neglected. Assuming that the topsoil horizons reached a steady state before 1950, we retrocalculated the pre-1950 pMC value of these samples using a dedicated model described in section 5.1.2.2.



Figure 25: Sketch of the studied profiles.

The data given in <u>Table 1</u> were calculated by linear extrapolation of values measured on samples

taken at different depths: between 11 and 28 samples per profile were used for the C stocks calculation and between 6 and 8 samples per profiles were used for radiocarbon measurements.
5.1.2.2 Model design

We used an approach comparable to previous studies which dealt with carbon budgets and radiocarbon data (e.g. Baisden et al., 2002; Menichetti et al., 2016; Sierra et al., 2013, 2014; Tipping et al., 2012). The model structure, based on the schematic shown in Figure 23, and the names of compartments and rate constants are given in Figure 26. As the turn-over time of the OM in the topsoil horizons is short relative to the average OM turn-over time in the Bh, only one topsoil carbon pool was used, whereas two pools (fast and slow) were used to describe organic carbon dynamics in the Bh horizon. The C can leave the topsoil pool by mineralization, transfer to the Bh pools or to the river by the perched water-table; it can leave the Bh pools by mineralization, transfer to the river by the perched water-table or via the deep water-table. We chose to neglect the flux of C from the fast Bh pool to the slow Bh pool in order to facilitate the numerical resolution of the system comprising equations describing both the carbon and radiocarbon contents.



The equations describing changes in the carbon content of the different pools are presented below (see Figure 26 to see the fluxes with which each rate constant is associated):

$$\frac{dC_t}{dt} = C_I - \left(k_t + \alpha_{t-fBh} + \alpha_{t-sBh} + \alpha_{t-r}\right)C_t \tag{1}$$

$$\frac{dC_{fBh}}{dt} = \alpha_{t-fBh}C_t - (k_{fBh} + \alpha_{fBh-r} + \alpha_{fBh-d})C_{fBh}$$
(2)

$$\frac{dC_{sBh}}{dt} = \alpha_{t-sBh}C_t - (k_{sBh} + \alpha_{sBh-r} + \alpha_{sBh-d})C_{sBh}$$
(3)

Thèse DOUPOUX 2017

where C_l is the C input from litter and roots into the topsoil C pool; C_t the amount of C stored in the topsoil C pool; C_{fBh} and C_{sBh} the amount of C stored in the fast and the slow Bh C pools, respectively; k_t , k_{fBh} and k_{sBh} the C mineralization rate constants in the topsoil, the fast Bh and the slow Bh C pools, respectively; α_{t-fBh} and α_{t-sBh} the transfer rates from the topsoil pool to the fast and the slow Bh C pools, respectively; α_{t-r} , α_{fBh-r} and α_{sBh-r} the transfert rates from respectively the topsoil, the fast Bh and the slow Bh pools to the river by the perched water-table; α_{fBh-d} and α_{sBh-d} the transfer rates from the fast Bh and the slow Bh pools to the deep water-table, respectively.

The equations describing changes in the radiocarbon content of the different pools are the following:

$$\frac{dF_{at}C_t}{dt} = C_I F_{av} - \left(k_t + \alpha_{t-fBh} + \alpha_{t-sBh} + \alpha_{t-r}\right) F_{at}C_t - \lambda F_{at}C_t \qquad (4)$$

$$\frac{dF_{afBh}C_{fBh}}{dt} = \alpha_{t-fBh}F_{at}C_t - (k_{fBh} + \alpha_{fBh-r} + \alpha_{fBh-d})F_{afBh}C_{fBh} - \lambda F_{afBh}C_{fBh}$$
(5)

$$\frac{dF_{a\,sBh}C_{sBh}}{dt} = \alpha_{t-sBh}F_{a\,t}C_t - (k_{sBh} + \alpha_{sBh-r} + \alpha_{sBh-d})F_{a\,sBh}C_{sBh} - \lambda F_{a\,sBh}C_{sBh} \tag{6}$$

where λ is the ¹⁴C radioactive decay constant, F_{av} the radiocarbon fraction in the organic matter entering the topsoil C pool and F_{ai} the radiocarbon fraction in each pool *i*, the radiocarbon fractions being expressed as absolute fraction modern, i.e. the ¹⁴C/¹²C ratio of the sample normalized for ¹³C fractionation to the oxalic acid standard ¹⁴C/¹²C normalized for ¹³C fractionation and for radio decay at the year of measurement (Stuiver and Polach, 1977).



Figure 27: Evolution of the 14C pool in a topsoil that reached a steady state before 1955.

With regard to the apparent age of the topsoil organic matter enriched in post-bomb carbon, we considered a single pool that reached a steady state before 1955 (Figure 27), which allowed the retrocalculation of the radiocarbon fraction $F_{a t}$ in 1955 based on the following equation:

$$C_{t} F_{a t_{i+1}} = C_{t} F_{a t_{i}} - \lambda C_{t} F_{a t_{i}} + (F_{a v_{i}} - F_{a t_{i}}) C_{I} \quad \Leftrightarrow \quad F_{a t_{i}} = \frac{C_{t} F_{a t_{i+1}} - C_{I} F_{a v_{i}}}{C_{t} - \lambda C_{t} + C_{I}} \quad (7)$$

where $F_{a t_i}$ and $F_{a t_{i+1}}$ are the radiocarbon fraction of the topsoil C pool in year *i* and *i*+1, respectively, and $F_{a v_i}$ the radiocarbon fraction in the organic matter entering the topsoil C pool in year *i*. Starting from the $F_{a t_{2015}}$ value (value at the year of measurement), the $F_{a t_{1955}}$ value (pre-bomb value) is calculated by successive iterations, giving an expression as a function of C_i , which is then computed by approximation to satisfy the steady state condition. We used the tropospheric D¹⁴CO₂ record from 1955 to 2011 at Wellington (NIWA, 2016) to estimate the annual value of $F_{a v_i}$.

An underlying assumption of this work is that soil formation processes remained constant over time. An alternative assumption might be, for example, that all the Bh organic matter had accumulated in very short time, after which the Bh was no longer subjected to external exchanges. This scenario could also produce a profile ages close to the observed ¹⁴C profile ages. Such a case, however, is unlikely. The climate of the high Rio Negro region is likely to have remained humid and forested since the Pliocene, although less humid episodes may have occurred during the Holocene glacial episodes (Colinvaux and De Oliveira, 2001; Van der Hammen and Hooghiemstra, 2000). It is also possible that the rate at which soil formation proceeded decelerated over time. This will be commented on below.

5.1.2.3 Model running and tuning

We used the Vensim [®] Pro (Ventana Systems inc.) dynamic modelling software to simulate the C dynamics. After setting the initial values for C pools, the model was run in the optimize mode, leaving the model to adjust the rate constants in order to minimise the difference between simulated and measured C pool values and ages. However, frequently the model did not converge when run in this way. We found that it was because of the great difference between the convergence times between the topsoil C pool and the slow Bh C pool. The long times required to model the genesis of the Bh horizons resulted in numerical errors when modelling the topsoil behavior, because of the values of exponential exponents exceeded the maximum values that the computer could handle (see for example eq. 12 below). To circumvent this technical problem, we optimized the model separately for the topsoil C pool and the Bh horizons and we found that at the time scale of the formation of Bh, the topsoil C pool and the topsoil C fluxes to river and Bh horizons could be considered constant.

Although the model structure in Figure 26 contains two C pools in the Bh horizon, we calculated the numerical solutions of equations considering both carbon budget and radiocarbon age for a single pool Bh in order to determine whether the model could be simplified. Furthermore, this approach allowed us to better assess the weight of the different rate constants in the long-term behaviour of a given pool. The calculation in the simplified configuration is shown in Figure 28.



In this configuration, the carbon content of the pool is given by:

$$\frac{dC_{Bh}}{dt} = \alpha_{t-Bh}C_t - \beta_{Bh}C_{Bh} \tag{8}$$

where C_t is the amount of C stored in the topsoil pool, α_{t-Bh} the transfer rates from the topsoil pool to the Bh pool, C_{Bh} the amount of C stored in the Bh pool and β_{Bh} the transfer rate of C leaving the Bh pool. The solution of this equation with the initial condition $C_{Bh} = C_{0 Bh}$ when t = 0 is:

$$C_{Bh} = \frac{\alpha_{t-Bh}C_t}{\beta_{Bh}} + \left(C_{0\ Bh} - \frac{\alpha_{t-Bh}C_t}{\beta_{Bh}}\right)e^{-\beta_{Bh}t}$$
(9)

The equation related to radiocarbon content is the following:

$$\frac{dF_{aBh}C_{Bh}}{dt} = \alpha_{t-Bh}C_t F_{at} - (\beta_{Bh} + \lambda)F_{aBh}C_{Bh}$$
(10)

where $F_{a Bh}$ is the radiocarbon fraction in the Bh.

Considering that the C input from the topsoil to the Bh and its radiocarbon fraction are constant with time, it comes from the two previous equations:

$$\frac{dF_{aBh}}{dt} = \frac{\beta_{Bh} \alpha_{t-Bh}C_t F_{at} - F_{aBh} \left(\beta_{Bh} \alpha_{t-Bh}C_t + \lambda \left(\alpha_{t-Bh}C_t - \left(\alpha_{t-Bh}C_t - \beta_{Bh}C_{0Bh}\right) e^{-\beta_{Bh}t}\right)\right)}{\alpha_{t-Bh}C_t - \left(\alpha_{t-Bh}C_t - \beta_{Bh}C_{0Bh}\right) e^{-\beta_{Bh}t}}$$
(11)

The analytical solution of this equation with the initial condition $F_{a Bh} = F_{at}$ when t = 0 is:

$$F_{a Bh} = \frac{\beta_{Bh} F_{a t} e^{-\lambda t} \left(\beta_{Bh} C_{0 Bh} + \alpha_{t-Bh} C_t \left(e^{(\beta_{Bh} + \lambda)t} - 1\right) + \lambda C_{0 Bh}\right)}{(\beta_{Bh} + \lambda) \left(\beta_{Bh} C_{0 Bh} + \alpha_{t-Bh} C_t \left(e^{\beta_{Bh} t} - 1\right)\right)}$$
(12)

5.1.3 Results and discussion

5.1.3.1 Modelling the formation of a single pool Bh

This section presents conceptual results on the basis of the simplified diagram given on Figure 28 and in which the flux leaving the Bh is described by a single rate β_{Bh} . This single rate represents loss from the pool both through the mineralization of organic carbon, through lateral flow in the perched water-table to the river and through percolation of dissolved organic carbon (DOC) to the deep water-table.

5.1.3.1.1 Obtaining the carbon stock

Unsurprisingly, the greater the difference between input and output C fluxes, the faster a given C_{Bh} stock is reached. With a constant input flux and a constant output rate, the output flux progressively increases with time because C_{Bh} increases, until the input and output fluxes become equal, after which the C_{Bh} reaches a steady state.

When the model is constrained only by the measured values of C stocks, a number of solutions are possible (Figure 29). The example given in Figure 29 is based on data from the P7C profile (Table 1). Curves 1 and 2 describe the evolution of C_{Bh} with time when the β_{Bh} rate is constrained to reach a steady state for the currently observed C stock (158 465 gC m⁻²). The input flux was set at 2.1 g m⁻² y⁻¹ and 16.8 g m⁻² y⁻¹ for curves 1 and 2, respectively, values

proposed by Montes et al. (2011) and Sierra et al. (2013), respectively. The resulting constrained values of α_{t-Bh} and β_{Bh} rates are given in the Figure 29. The times required to reach 99% of the steady state values are 43 10³ and 345 10³ y for curve 1 and 2, respectively. We used here and thereafter an arbitrary 99% threshold because, as shown on Figure 30, this value gives a result sufficiently close to the horizontal asymptote to give a reasonable evaluation of the time necessary to reach a steady state.



The currently observed C stock can be reached in a shorter time, however, if for a given input flux the value of β_{Bh} is reduced below the value needed to obtain the currently observed C stock at a steady state. An example is given by the curve 3: the input flux is set at 2.1 g m⁻² y⁻¹, as for curve 1, but the β_{Bh} rate is reduced by one order of magnitude. In such a case, it would require 78 10³ y to obtain the currently observed C stock. A value of β_{Bh} set to 0 gives the minimum time required to obtain the carbon stock (50 10³ y if the input flux is set to 2.1 g m⁻² y⁻¹).

5.1.3.1.2 Obtaining both carbon stock and ¹⁴C age

When the model was constrained by both carbon stock and ¹⁴C age, then a unique solution for reaching the steady state was obtained. This is shown for the P7C profile in Figure 30 (solid lines), where 99% of the measured values of C_{Bh} and apparent ¹⁴C age (158465 gC m⁻² and 25096 y, respectively), were obtained in approximately 590 10³ y; carbon input flux to the Bh and β_{Bh} rate were constrained to very low values, 0.95 g m² y¹ and 5.9 10⁻⁶ y⁻¹, respectively. Note that for higher values of the β_{Bh} rate, there was no solution because the ¹⁴C age could never be reached.

The simulation of the minimum time required for the observed carbon stock and ¹⁴C age to be reached is also shown in <u>Figure 30</u> (dashed lines). This simulation was obtained by adjusting the input rate with an output flux close to 0, but different from zero for numerical reasons. We used $\beta_{Bh} = 10^{-10}$ after checking that the difference between the minimum time obtained using $\beta_{Bh} = 10^{-10}$ and $\beta_{Bh} = 10^{-20}$ was negligible (lower than 0.0005%).

Thèse DOUPOUX 2017



 Figure 30: Single-pool modelling of both CBh and Bh ${}^{14}C$ age of the P7C profile. Corresponding values of C input fluxes and

 $\underline{\beta}_{Bh}$ rates are given in Table 2.

The minimum time required for the C stock and ¹⁴C age to be reached and the time required to reach 99% of the C stock and ¹⁴C age at a steady state are given, along with the associated C input fluxes and β_{Bh} rates, in <u>Table 2</u> for each of the studied profiles. Under each of the conditions, the time required is an exponential function of the apparent ¹⁴C age of the Bh (Figure 31).



Figure 31: Relationship between the ¹⁴C age of the Bh and the time needed to form the Bh (single pool modelling).

Taking into account the maximum absolute error does not significantly change the simulation results: the maximum absolute error on the genesis times is lower than 1.0%, 0.9%, 3.5% and 2.9% for MAR9, DPQT, UAU4 and P7C, respectively. Since such percentages do not alter the orders of magnitude and trends discussed below, the error will not be considered in the following.

	MAR9	DPQT	UAU4	P7C
Bh apparent ¹⁴ C age (y)	6 751	8 442	23 193	25 096
Corresponding <i>F</i> _{a Bh} value	0.4315	0.3496	0.0557	0.0440
$C_t (\mathrm{gC} \mathrm{m}^{-2})$	17 722	8 056	7 519	74 129
Fat value of the C input	0.9923	0.9866	0.9919	0.9865
Minimum time required for ob	taining C stock	and ¹⁴ C age (β	$B_{Bh} = 10^{-10}$	
Time required (y)	15 929	21 011	143 000	180 100
α_{t_Bh} rate (y ⁻¹)	1.97 10-4	3.14 10-4	1.00 10-4	1.19 10-5
Input C flux (gC m ⁻² y ⁻¹)	3.49	2.53	0.75	0.88
Time required to read	- ch 99% of the st	teady state valu	e	
Time (y)	48 000	66 700	489 000	650 000
α_{t_Bh} rate (y ⁻¹)	9.63 10 ⁻⁵	4.51 10-4	1.06 10-4	1,24 10-5
Input C flux (gC m ⁻² y ⁻¹)	5.36	3.63	0.80	0.89
$\boldsymbol{\beta}_{Bh}$ rate (y ⁻¹)	9.56 10 ⁻⁵	6.83 10 ⁻⁵	7.41 10-6	5.9 10-6
Mean residence time at steady state (y)	10 381	14 451	128 349	166 805

Table 2: Results of simulation for a single pool Bh.

The time taken for the Bh horizon of a given profile to form is likely between the two values shown in Table 2 and Figure 31. The minimum time required for obtaining C stock and ¹⁴C age is an absolute minimum which assumes that the C output from the Bh was zero, which is not likely. On the other hand, there is no evidence that a steady state has been reached, especially in the case of the two youngest profiles (MAR9 and DPQT). Consequently, the time taken for the formation of the Bh horizons is very likely comprised between 15 10^3 and 65 10^3 y for the two youngest profiles and between $140 \ 10^3$ and $600 \ 10^3$ y for the two oldest, durations compatible with rough estimates given in Du Gardin (2015). These results also show that the input C fluxes to the Bh and correspondingly the output C fluxes are 3 to 5 times higher for younger than for older profiles and that the older profiles would have an output rate of one order of magnitude lower than the younger profiles. It is not immediately clear why such large differences would exist. Previous studies have shown (1) that a part of the accumulated Bh OM is remobilized and exported towards the river network (Bardy et al., 2011); (2) that the water percolating from the Bh to deeper horizons OM contains significant amounts of DOC, even in older profiles (around 2 mg L^{-1} , Lucas et al., 2012). These observations are not consistent with very low β_{Bh} rates, suggesting that a single Bh C pool is incorrect and that two pools of Bh C are required to adequately represent Bh C dynamics.

5.1.3.2 Modelling the formation of the whole profile with a two-pools Bh

5.1.3.2.1 Topsoil horizons

As explained in <u>section 5.1.2.3</u>, the topsoil horizons were simulated separately because the time needed to reach a steady state is very much shorter for the topsoil horizons than for the Bh horizons. The model outputs for the topsoil horizons of the studied profiles are given in Table 3.

Table 3: Modelling the topsoil horizons. Ct: topsoil C stock; CI: C input flux from roots and litter;

Time to steady state: time required to reach 99% of the steady state values for Ct							
and 14C age; β_t : sum of the output rates ($\beta_t = k_t + \alpha_{t-r} + \alpha_t - f_{Bh} + \alpha_t$).							
MAR 9 DPOT UAU4 P7C							
$C_t (\mathbf{g} \mathbf{m}^{-2})$	17 722	8 056	7 519	74 129			

	MAK 9	DPQT	UAU4	P/C
$C_t (\mathbf{g} \mathbf{m}^{-2})$	17 722	8 056	7 519	74 129
Apparent ¹⁴ C age (y)	62	108	65	109
F _{at} value	0.9923	0.9866	0.9919	0.9865
$C_I ({ m g m^{-2} y^{-2}})$	286	74	116	676
Time to steady state (y)	399	696	420	705
β_t rate (y ⁻¹)	1.61 10-2	9.23 10-3	1.54 10-2	9.12 10 ⁻³

The results suggest that the topsoil OM in the four profiles needed only between 400 and 700 y to reach a steady state, if the present day topsoils are indeed in a steady-state. The total C flux through the topsoil (C_1) is high for the MAR9 profile (286 g m⁻² y⁻¹) and very high for the P7C profile (676 g m⁻² y⁻¹), in accordance with their high topsoil C stock (17722 and 74129 g m⁻², respectively) and the very young age of their organic matter. Note that the topsoil OM ages are younger than ages reported by Trumbore (2000) for boreal, temperate or tropical forests. Differences between modelled fluxes through the topsoil are consistent with the field observations: the lowest fluxes (UAU4 and DPQT) correspond to well-drained topsoil horizons, with a relatively thin type Mor A horizons, when the highest fluxes (P7C) corresponds to a podzol having a thick O horizon in a very hydromorphic area. The MAR9 profile is intermediate. It should be noted that the flux through the P7C topsoil would correspond to more than ³/₄ of the commonly accepted value for the C annually recycled by litter in equatorial forests (around 850 g m⁻² y⁻¹ – (Wanner, 1970; Cornu et al., 1997; Proctor, 2013)).

5.1.3.2.2 Bh horizons

The partitioning of the C flux leaving the topsoil between the river (rate α_{t-r}), the fast pool of the Bh (rate α_{t-fBh}) and the slow pool of the Bh (rate α_{t-sBh}) is unknown. This is also the case for the partitioning of the C flux from the Bh pools between the river (rates α_{fBh-r} and α_{sBh-r}) and the deep horizons (rates α_{fBh-d} and α_{sBh-d}). Consequently, the system is not sufficiently constrained with the ¹⁴C age of the bulk Bh and there is an infinity of solutions for modelling the Bh formation.

We therefore carried out a sensitivity analysis to determine how the main parameters (size of the fast pool of the Bh, C flux input and output C rates for the Bh pools) affected the profile genesis time and to understand the relationships between these parameters.

Sensitivity to the size of the fast Bh pool: Figure 32 shows simulation results with an output C flux from Bh set to be 2 g m⁻² y⁻¹ at end of the genesis time and with values for C_{fBh} ranging from 2.5 10³ to 40 10³ g m⁻², through 5 10³, 10 10³ and 20 10³. In most configurations, the presence of a fast pool in the Bh extends the time taken for the whole Bh genesis relative to a single-pool Bh. This lengthening of the genesis time increases as a function of the ¹⁴C age of the whole Bh and as a function of the size of the fast Bh pool (C_{fBh}).



Figure 32: Effect of the fast Bh pool size on the whole Bh genesis time and the ¹⁴C age of the fast Bh. Left graph: absolute values; right graph: values expressed in %.

Sensitivity to the C fluxes leaving the Bh pools: the genesis time of the profile lengthens with increasing C flux from the bulk Bh. The lengthening of the genesis depends, however, on how the C fluxes leaving the Bh C pools vary and on the source of the variation (Figure 33). In the situation where there is a progressive increase of the Bh output beginning from 0, and this increase is due to the fast Bh pool, the lengthening of the genesis time is fast at first and then slows. An example is given in Figure 33 for the UAU4 profile for two values of C_{fBh} . When the increase is due to the slow Bh pool, the lengthening of the genesis time is slow at first and then becomes very high. An example is given in Figure 33 for the MAR9 and P7C profiles, respectively.



Figure 33: Effect of constraining the ouput C flux from the Bh on the genesis time. UAU4: effect of the fast Bh output flux. MAR9 and P7C: effect of the slow Bh output flux.

The conclusion of this sensitivity study is that, when the size of the fast Bh pool or the C output fluxes from the Bh pools begin to grow from zero, the genesis time of the profiles increases rapidly by a factor of 5 to 20% for the two youngest profiles and 15 to more than 60% for the two oldest profiles.

Modelling the formation of the whole profiles: we modelled the formation of the four profiles using the most likely settings issued from these preliminary results and from the literature. The *C* flux from topsoil to the fast Bh pool was set to be 1 g m⁻² y⁻¹, to get a total C flux from the topsoil to Bh horizons close to the value obtained by Sierra et al. (2013) (2.1 g m⁻² y⁻¹) [and to the values estimated on section 4.3.2]. The k_t mineralization rate was set to 2,57 10⁻³ y⁻¹, following preliminary mineralization experiments (unpublished data). The size of the present-day observed fast Bh was set to 5% of the total Bh. As the k_{fBh} mineralization rate had to be set to a value below 1.5 10⁻⁴ y⁻¹ for solutions to be possible, a value of 5 10⁻⁵ y⁻¹ was chosen. The *C* flux from slow Bh to the river was constrained to a value between 0.1 and 0.2 g m⁻² y⁻¹, to account for the export to river of very humified OM, as observed by Bardy et al. (2011). The output flux from the whole Bh to deeper horizons was constrained to be between 0.5 and 1 g m⁻² y⁻¹, to account for observations from Montes et al. (2011). Results are shown in Figure 34 and corresponding parameters in Table 4.

			~~ . ~ ~ .	
Rates (y ⁻¹)	MAR9	DPQT	UAU4	P7C
β _t	1.614 10-2	9.186 10 ⁻³	1.543 10-2	9.119 10 ⁻³
k _t	2.570 10-3	2.570 10-3	2.570 10-3	2.570 10-3
A t-fBh	5.643 10-5	1.241 10-4	1.330 10-4	1.349 10-5
A t-sBh	1.851 10-4	2.899 10-4	8.605 10-5	1.009 10-5
0. t-r	1.333 10-2	6.202 10-3	1.264 10-2	6.526 10 ⁻³
β_{fBh}	3.594 10-4	3.761 10-4	1.855 10-4	1.262 10-4
k _{fBh}	5.000 10-5	5.000 10-5	5.000 10-5	5.000 10-5
𝔅 fBh-r	9.981 10 ⁻⁵	1.052 10-4	9.034 10-6	1.016 10-5
A fBh-d	2.096 10-4	2.209 10-4	1.265 10-4	6.605 10-5
β_{sBh}	2.000 10-6	2.000 10-6	1.200 10-6	1.570 10-6
k sBh	1.000 10-6	1.000 10-6	5.000 10-7	5.000 10-7
α_{sBh-r}	5.000 10-7	5.000 10-7	2.333 10-7	3.147 10-7
α_{sBh-d}	5.000 10-7	5.000 10-7	4.667 10-7	7.553 10-7

Table 4: Parameters used for the modelling shown in Figure 34



Figure 34: Modelled C fluxes, ¹⁴C ages and C stock in the four studied profiles.

5.1.3.3 Age, carbon fluxes and carbon turnover

Considering that the forest litter production is around 850 g m⁻² y⁻¹, the proportion of the litter OM produced by the forest transferred to the river network is 28, 6, 11 and 57% for profiles MAR9, DPQT, UAU4 and P7C, respectively. This large range of values indicates how waterlogging of the podzol surface horizons affects the transfer of carbon from atmosphere to dissolved organic carbon.

With regard to the Bh horizons, it should be noted that the total C flux leaving these horizons can be distributed in any manner between mineralization, transfer to depth and transfer to the river. However, at least two pools are required for the total C flux leaving the Bh to be sufficiently large to match the measured values. Obtaining the measured old ages requires a long genesis time (around 195 10³ y for UAU4 and 274 10³ y for P7C) and very small input and output carbon fluxes. Because younger profiles, such as MAR9 and DPQT, can form with higher fluxes, it is likely that the flux rates changed during the earlier periods of profile development, however, would lengthen the profile genesis time (Figure 33), so that the genesis time estimated here for the slow Bh (around 17 10³, 22 10³, 195 10³ and 274 10³ for MAR9, DPQT, UAU4 and P7C, respectively) can be considered as a good estimate of the minimum

time required to form the presently observed soils. This is especially true for the DPQT and UAU4 profile as their Bh C stock value is a low estimate (section 5.1.2.1). Such ages are very old when compared to temperate mature podzol that developed in 1 10^3 -6 10^3 y (Sauer et al., 2007; Scharpenseel, 1993).

5.1.4 Conclusion

Modelling the carbon fluxes by constraining both total carbon and radiocarbon was an effective tool for determining the order of magnitude of the carbon fluxes and the time of genesis of the different carbon-containing horizons. Here modelling the upper horizons separately was necessary because of numerical constrains due to the great differences in carbon turnover time between topsoil horizons and Bh. Steady-state values obtained for the topsoil horizon could subsequently be introduced in Bh modelling. The approach we used can be applied to a wide range of situations, if necessary with simplifying assumptions to sufficiently reduce the degree of freedom of the system.

The results obtained showed that the organic matter of the podzol topsoil is very young (14 C age from 62 to 109 y), with an annual C turnover, i.e. the carbon flux passing annually through the horizon, that increases if the topsoil is hydromorphic. This indicates that the most waterlogged zones of the podzolized areas are the main source of dissolved organic matter to the Amazonian hydrographic network.

The model suggests that the Amazonian podzols are accumulating organic C in the Bh horizons at rates ranging from 0.54 and 3.17 gC m⁻² y⁻¹, equivalent to 0.005 to 0.032 tC ha⁻¹ y⁻¹ of very stable C. Climate models predict changes in precipitation patterns, with greater frequency of dry periods, in the Amazon basin (Meehl and Solomon, 2007), possibly resulting in less frequent waterlogging. The change in precipitation patterns could have a dramatic effect on the C dynamics of these systems with an increase in the mineralisation of topsoil OM and an associated reduction in DOC transfer to both the deep Bh and the river network. It may be noted that a ¹⁴C dating of the river DOC would help to determine the proportion of DOC topsoil origin and of Bh horizon origin. The topsoil horizons reached a steady-state in less than 750 y. The organic matter in the Bh horizons was older (¹⁴C age around 7 ky for the younger profile and 24 10^3 y for the older). The study showed that it was necessary to represent the Bh C with two C pools in order to replicate a number of carbon fluxes leaving the Bh horizon that have been observed in previous studies. This suggests that the response of the Bh organic C to changes in water regime may be quite complex. The formation of the slow Bh pool required small input and output C fluxes (lower than 3.5 and 0.8 g cm⁻² y⁻¹ for the two younger and the two older Bhs, respectively). Their genesis time was necessarily longer than $15 \, 10^3$ and $130 \, 10^3$ y for the two younger and the two older Bhs, respectively. The time needed to reach a steady state is very long (more than 48 10^3 and 450 10^3 y, respectively) so that a steady state was probably not reached. The genesis time calculated by considering the more likely settings runs around 15 10^3 - 25 10^3 and 180 10^3 - 290 10^3 y, respectively; the determination of these ages can help to constrain the dating of the sedimentary formations on which podzols have developed. Finally, a greater frequency of dry periods during the year might also possibly result in an increase in Bh mineralization rates and therefore of CO₂ degassing from the Bh, this question will be the object of a further publication.

Acknowledgments: This work was funded by grants from (1) Brazilian FAPESP (São Paulo Research Foundation. Process number: 2011/03250-2; 2012/51469-6) and CNPq, (303478/2011-0; 306674/2014-9), (2) French ARCUS (joint programme of Région PACA and French Ministry of Foreign Affairs) and (3) French ANR (Agence Nationale de la Recherche, process number: ANR-12-IS06-0002 'C-PROFOR')

5.1.5 Références

- Baisden, W. T., Amundson, R., Brenner, D. L., Cook, A. C., Kendall, C. and Harden, J. W.: A multiisotope C and N modeling analysis of soil organic matter turnover and transport as a function of soil depth in a California annual grassland soil chronosequence, Global Biogeochem. Cycles, 16(4), 82-1-82–26, doi:10.1029/2001GB001823, 2002.
- Bardy, M., Derenne, S., Allard, T., Benedetti, M. F. and Fritsch, E.: Podzolisation and exportation of organic matter in black waters of the Rio Negro (upper Amazon basin, Brazil), Biogeochemistry, 106(1), 71–88, doi:10.1007/s10533-010-9564-9, 2011.
- Chauvel, A., Lucas, Y. and Boulet, R.: On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, Central Amazonia, Brazil, Experientia, 43(3), 234–241, doi:10.1007/BF01945546, 1987.
- Colinvaux, P. A. and De Oliveira, P. E.: Amazon plant diversity and climate through the Cenozoic, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 166(1–2), 51–63, doi:10.1016/S0031-0182(00)00201-7, 2001.
- Cornu, C., Luizão, F. J., Rouiller, J. and Lucas, Y.: Comparative study of litter decomposition and mineral element release in two Amazonian forest ecosystems : litter bag experiments., Pedobiologia (Jena)., 41(5), 456–471, 1997.
- Dubroeucq, D. and Volkoff, B.: From oxisols to spodosols and histosols: Evolution of the soil mantles in the Rio Negro basin (Amazonia), Catena, 32(3–4), 245–280, doi:10.1016/S0341-8162(98)00045-9, 1998.
- Du Gardin, B.: Dynamique hydrique et biogéochimique d'un sol à porosité bimodale : Cas des systèmes ferralsols-podzols d'Amazonie, Presses Académiques Francophones., 2015.
- Van der Hammen, T. and Hooghiemstra, H.: Neogene and Quaternary History of Vegetation, Climate, and Plant Diversity in Amazonia, Quat. Sci. Rev., 19(8), 725–742, doi:10.1016/S0277-3791(99)00024-4, 2000.
- Van Hees, P. A. W., Johansson, E. and Jones, D. L.: Dynamics of simple carbon compounds in two forest soils as revealed by soil solution concentrations and biodegradation kinetics, Plant Soil, 310(1–2), 11–23, doi:10.1007/s11104-008-9623-3, 2008.
- Horbe, A. M. C., Horbe, M. A. and Suguio, K.: Tropical Spodosols in northeastern Amazonas State, Brazil, Geoderma, 119(1–2), 55–68, doi:10.1016/S0016-7061(03)00233-7, 2004.

Leenheer, J. A.: Origin and nature of humic substances in the waters in the Amazon river basin.,

Acta Amaz., 10(10), 513–526, 1980.

- Lucas, Y., Montes, C. R., Mounier, S., Loustau Cazalet, M., Ishida, D., Achard, R., Garnier, C., Coulomb, B. and Melfi, a. J.: Biogeochemistry of an Amazonian podzol-ferralsol soil system with white kaolin, Biogeosciences, 9(9), 3705–3720, doi:10.5194/bg-9-3705-2012, 2012.
- Malhi, Y., Wood, D., Baker, T. R., Wright, J., Phillips, O. L., Cochrane, T., Meir, P., Chave, J., Almeida, S., Arroyo, L., Higuchi, N., Killeen, T. J., Laurance, S. G., Laurance, W. F., Lewis, S. L., Monteagudo, A., Neill, D. A., Vargas, P. N., Pitman, N. C. A., Quesada, C. A., Salomão, R., Silva, J. N. M., Lezama, A. T., Terborgh, J., Martínez, R. V. and Vinceti, B.: The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests, Glob. Chang. Biol., 12(7), 1107–1138, doi:10.1111/j.1365-2486.2006.01120.x, 2006.
- Meehl, G. and Solomon, S.: Climate Change 2007: The Physical Science Basis, in Cambridge University Press., 2007.
- Menichetti, L., Katterer, T. and Leifeld, J.: Parametrization consequences of constraining soil organic matter models by total carbon and radiocarbon using long-term field data, Biogeosciences, 13(10), 3003–3019, doi:10.5194/bg-13-3003-2016, 2016.
- Montes, C. R., Lucas, Y., Pereira, O. J. R., Achard, R., Grimaldi, M. and Melfi, a. J.: Deep plant-derived carbon storage in Amazonian podzols, Biogeosciences, 8(1), 113–120, doi:10.5194/bg-8-113-2011, 2011.
- NIWA: Data set. Available on-line, Natl. Inst. Water Atmos. Res. New Zeal. [online] Available from: http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg/pub/data/current/14co2/event/bhd541s00.niw a.as.ot.14co2.nl.ev.dat, 2016.
- Proctor, J.: NPP Tropical Forest: Gunung Mulu, Malaysia, 1977-1978, R1. Data set., Oak Ridge Natl. Lab. Distrib. Act. Arch. Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A, doi:10.3334/ORNLDAAC/474, 2013.
- Raymond, P. a.: Carbon cycle: the age of the Amazon's breath., Nature, 436(7050), 469–470, doi:10.1038/436469a, 2005.
- Sauer, D., Sponagel, H., Sommer, M., Giani, L., Jahn, R. and Stahr, K.: Podzol: Soil of the year 2007. A review on its genesis, occurrence, and functions, J. Plant Nutr. Soil Sci., 170(5), 581–597, doi:10.1002/jpln.200700135, 2007.
- Schaetzl, R. J. and Rothstein, D. E.: Temporal variation in the strength of podzolization as indicated by lysimeter data, Geoderma, 282, 26–36, doi:10.1016/j.geoderma.2016.07.005, 2016.
- Scharpenseel, H. W.: Major carbon reservoirs of the pedosphere; source sink relations; potential of D14C and ??13C as supporting methodologies, Water, Air, Soil Pollut., 70(1–4), 431–442, doi:10.1007/BF01105014, 1993.
- Schwartz, D.: Some podzols on Bateke sands and their origins, People's Republic of Congo, Geoderma, 43(2–3), 229–247, doi:10.1016/0016-7061(88)90045-6, 1988.

- Sierra, C. a., Jiménez, E. M., Reu, B., Peñuela, M. C., Thuille, A. and Quesada, C. A.: Low vertical transfer rates of carbon inferred from radiocarbon analysis in an Amazon Podzol, Biogeosciences, 10(6), 3455–3464, doi:10.5194/bg-10-3455-2013, 2013.
- Sierra, C. A., Müller, M. and Trumbore, S. E.: Modeling radiocarbon dynamics in soils: SoilR version 1.1, Geosci. Model Dev., 7(5), 1919–1931, doi:10.5194/gmd-7-1919-2014, 2014.
- Stuiver, M. and Polach, H. A.: Radiocarbon discussion reporting of 14C data, Forensic Sci. Int., 19(3), 355–363 [online] Available from: https://journals.uair.arizona.edu/index.php/radiocarbon/article/viewFile/493/498 (Accessed 26 March 2014), 1977.
- Tardy, Y., Roquin, C., Bustillo, V., Moreira, M., Martinelli, L. A. and Victoria, R.: Carbon and Water Cycles Amazon River Basin Applied Biogeochemistry, Environment, 2009.
- Tipping, E., Chamberlain, P. M., Fröberg, M., Hanson, P. J. and Jardine, P. M.: Simulation of carbon cycling, including dissolved organic carbon transport, in forest soil locally enriched with 14C, Biogeochemistry, 108(1–3), 91–107, doi:10.1007/s10533-011-9575-1, 2012.
- Trumbore, S.: Age of Soil Organic Matter and Soil Respiration: Radiocarbon Constraints on Belowground C Dynamics, Ecol. Appl., 10(2), 399–411, doi:10.1890/1051-0761(2000)010[0399:AOSOMA]2.0.CO; 2, 2000.
- Wanner, H.: Soil Respiration, Litter Fall and Productivity of Tropical Rain Forest, J. Ecol., 58(2), 543, doi:10.2307/2258289, 1970.

5.2 Compléments sur la formation des Bh

Dans ce qui précède, nous avons considéré que les Bh étaient homogènes, et utilisé les teneurs en carbone et les âges ¹⁴C moyens pour modéliser leur formation. En observant la variation des âges ¹⁴C mesurés sur l'épaisseur d'un profil (<u>Graphique 4</u> dans la <u>section 2.3.2</u>), on remarque cependant que certains Bh pourraient être scindés en deux ou plusieurs horizons. Le Bh du profil UAU4, par exemple, présente des âges inférieurs à 17 10³ ans sur son mètre supérieur (660 à 760 cm), puis des âges supérieurs à 23 10³ ans sur les deux mètres sous-jacents (760 à 960 cm). On peut donc se demander s'il ne s'agit pas d'un Bh polyphasé, avec une formation séquentielle du Bh actuellement observé de 760 à 960 cm. Une telle formation séquentielle ne permettrait-elle pas de former plus rapidement le Bh observé, les autres paramètres étant identiques par ailleurs ? En extrapolant ce raisonnement, on peut se demander quel serait le temps de formation si l'on découpe le Bh en autant d'horizons pour lesquels nous disposons de datations, et en formant séquentiellement ces horizons.

5.2.1 La problématique de la formation de Bh séquentiels

On considère 2 Bh superposés, Bh1 et Bh2, formés séquentiellement, le Bh le plus profond (Bh2) étant formé avant le Bh le moins profond (Bh1). Les stocks de carbone mesurés

des horizons Bh1 et Bh2 seront notés C1 et C2, respectivement.

Des calculs simples montrent qu'avec une entrée de carbone constante, il est impossible de considérer que le Bh1 ne commence à se former que lorsque le Bh2 est entièrement formé. Dans l'exemple du profil UAU4, le Bh peut être différencié en 2 Bh dont les caractéristiques sont données <u>Tableau 8</u>.

Tableau 8 : Donnés de	e UAU 4 en considéra	ant un Bh unique ou	2 Bh formés ség	uentiellement
		*	*	

	Stock de carbone (g)	Âge ¹⁴ C du Bh (ans)
UAU 4 Bh indifférencié	107 813	23 096
UAU 4 Bh supérieur (Bh1)	40 162	17 267
UAU 4 Bh inférieur (Bh2)	67 651	31 146

Si l'on cherche le temps minimum de formation en considérant une sortie de carbone nulle $(10^{-10} \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1})$ et une entrée de carbone constante de 1,6 g m⁻² an⁻¹, le temps d'accumulation du carbone pour former le stock observé dans le Bh2 sera :

$$\frac{67\,651}{1,6} = 42\,282\,\text{ans}$$

Le modèle développé à la <u>section 5.2.1</u> montre que, dans de telles conditions et avec un âge ¹⁴C du carbone entrant égal à 65 ans, l'âge ¹⁴C du Bh2 au bout des 42 282 ans d'accumulation sera de 13 847 ans. L'âge ¹⁴C mesuré étant de 31 146 ans, le temps de vieillissement, c'est-à-dire le temps écoulé depuis la fin de l'accumulation de C, est égal à : 31 146 – 13 847 = 17 299 ans, le temps total écoulé depuis le début de la formation du Bh2 étant alors égal à : 42 282 + 17 299 = 59 581 ans.

Les résultats des mêmes calculs appliqués à Bh1 et au Bh considéré comme indifférencié sont donnés au <u>Tableau 9</u> :

Tableau 9 : Temps de formation minimum des Bh du profil UAU 4 en considérant un Bh unique ou 2 Bh formés
séquentiellement

	Temps d'accumulation du carbone (ans)	Âge du Bh à la fin de l'accumulation (ans)	Temps de vieillissement : temps restant pour obtention de l'âge ¹⁴ C mesuré (ans)	Temps total écoulé (ans)
UAU 4	67 383	17 434	5 662	73 046
UAU 4 haut	25 101	10 126	7 411	32 242
UAU 4 bas	42 282	13 847	17 299	59 581

On observe que le temps total écoulé pour la formation du Bh1 est supérieur au temps de vieillissement du Bh2 : les temps de formation des deux Bh doivent donc se chevaucher (Figure 35).



Figure 35 : Succession dans la formation des Bh.

Pour décrire la succession de Bh, il est donc nécessaire soit de moduler la valeur du flux entrant avec le temps, soit de permettre le chevauchement de la formation des Bh.

5.2.2 Modèle à Bh chevauchants

5.2.2.1 Expressions simplifiées du stock et de la fraction ¹⁴C pour une sortie nulle

La résolution d'un tel système étant complexe, on se mettra dans une situation simplifiée où la sortie de carbone est nulle ($\beta_{Bh} = 0$) et le flux entrant de carbone constant ($\alpha_{t-Bh} C_t =$ constante). Pour une simplification des écritures, on notera C_0 le stock initial de carbone du Bh au temps t = 0, C le stock de carbone du Bh au temps t, E le flux entrant de carbone, F_E la fraction ¹⁴C du flux de carbone entrant, qui sera aussi considéré comme constante. Etablissons dans un premier temps les équations simplifiées pour $\beta_{Bh} = 0$.

On a :

$$C = C_0 + Et$$
; $\frac{dC}{dt} = E$ et $\frac{dCF_{Bh}}{dt} = EF_E - \lambda F_{Bh}C$

Or :

$$\frac{dCF_{Bh}}{dt} = C\frac{dF_{Bh}}{dt} + F_{Bh}\frac{dC}{dt}$$

En combinant ces expressions, on obtient :

$$\frac{dF_{Bh}}{dt} = \frac{EF_E - F_{Bh}(E + \lambda(C_0 + Et))}{C_0 + Et}$$

La résolution de cette équation pour $F_{Bh} = F_{0Bh}$ quand t = 0 est :

$$F_{Bh} = \frac{EF_E + e^{-\lambda t} (\lambda C_0 F_{0Bh} - EF_E)}{\lambda (C_0 + E t)}$$

Pour $C_0 = 0$, l'équation se réduit à :

$$F_{Bh} = \frac{F_E (1 - e^{-\lambda t})}{\lambda t}$$

5.2.2.2 Application à un modèle à 2 Bh séquentiels

Les temps de formation t et les fractions de ¹⁴C F seront notés selon la Figure 36. Le Bh inférieur Bh2 et le Bh supérieur Bh1 commencent à être formés aux temps t_{02} et t_{01} , respectivement. L'accumulation de carbone dans Bh2 et Bh1 se termine au temps t_{12} et t_{11} et,

respectivement. Le temps t_f correspond au temps d'évolution des Bh jusqu'à la mesure des âges ¹⁴C. La notation des fractions *F* du Bh2 et du Bh1 aux différents temps caractéristiques est indiquée sur le schéma. On considérera que $t_{02} = 0$.



Figure 36 : Notations utilisées pour 2 Bh séquentiels.

Acquisition du stock de carbone :

$$C_{2} = E(t_{01}) + \frac{E}{2}(t_{12} - t_{01}) = \frac{E}{2}(t_{01} + t_{12})$$
$$C_{1} = \frac{E}{2}(t_{12} - t_{01}) + E(t_{11} - t_{12}) = E(t_{11}) - \frac{E}{2}(t_{01} + t_{12})$$

De ces deux expressions on obtient :

$$t_{11} = \frac{C_1 + C_2}{E}$$
$$t_{12} = \frac{2C_2}{E} - t_{01}$$

Calcul des fractions *F* du Bh2 :

$$F_{2-t01} = \frac{F_E \left(1 - e^{-\lambda t_{01}}\right)}{\lambda t_{01}}$$

$$F_{2-t12} = \frac{F_E + e^{-\lambda (t_{12} - t_{01})} (2\lambda t_{01} F_{2-t01} - F_E)}{\lambda (t_{01} + t_{12})}$$

$$F_{2-tf} = F_{2-t12} e^{-\lambda (t_f - t_{12})}$$

À partir de cette dernière expression on obtient :

$$t_f = \frac{ln\left(\frac{F_{2-t12}}{F_{2-tf}}\right) + \lambda t_{12}}{\lambda}$$

Thèse DOUPOUX 2017

Calcul des fractions F du Bh1 :

$$F_{1-t12} = \frac{F_E \left(1 - e^{-\lambda(t_{12} - t_{01})}\right)}{\lambda \left(t_{12} - t_{01}\right)}$$

$$F_{1-t11} = \frac{2 F_E + e^{-\lambda(t_{12} - t_{11})} (\lambda(t_{12} - t_{01})F_{1-t12} - 2 F_E)}{\lambda(2t_{11} - t_{01} - t_{12})}$$

$$F_{1-tf} = F_{1-t11} e^{-\lambda(t_f - t_{11})}$$

À partir de cette dernière expression on obtient :

$$t_f = \frac{ln\left(\frac{F_{1-t11}}{F_{1-tf}}\right) + \lambda t_{11}}{\lambda}$$

Ces équations permettent, après un choix arbitraire de la valeur de t_{01} , le calcul séquentiel dans un tableur des valeurs de t_{11} , t_{12} , $F_{2-t \ 01}$, $F_{2-t \ 12}$ et une première valeur de t_f notée t_{f-Bh2} . Un second calcul séquentiel permet d'obtenir les valeurs de $F_{1-t \ 12}$, $F_{1-t \ 11}$ et une seconde valeur de t_f notée t_{f-Bh1} . Il suffit alors d'ajuster la valeur de t_{01} pour obtenir l'égalité $t_{f-Bh2} = t_{f-Bh1}$.

Ce calcul appliqué aux données du profil UAU4 (<u>Tableau 9</u>) aboutit aux résultats présentés <u>Figure 37</u>.



Figure 37 : Simulation de la formation du Bh du profil UAU4 : Bh unique ou deux Bh séquentiels.

On observe que la formation d'un Bh unique nécessite un temps identique à la formation de deux Bh séquentiels, ce à quoi on aurait pu s'attendre compte-tenu du fait que, dans les hypothèses du modèle, l'apport E de carbone n'a pas varié sur la somme des deux Bh. Le modèle réalisé pourra cependant servir à calculer les temps de formation dans des hypothèses de variation de l'apport de carbone.

5.3 Modélisation de l'évolution des profils en cas de changement climatique : taux de dégazage de carbone

Dans cette section, le modèle Vensim sera utilisé pour observer l'impact que peut engendrer le changement de paramètres affectant l'évolution du profil, en particulier en ce qui concerne la minéralisation de la matière organique du Bh.

Rappelons que l'hypothèse initiale était qu'en cas de sécheresse prolongée, l'assèchement de la nappe perchée serait susceptible de permettre l'entrée d'une atmosphère oxygénée dans le Bh, favorisant la dégradation microbienne d'une matière organique jusque-là protégée. On a vu cependant dans la <u>section 3</u> qu'en raison de la porosité particulièrement fine de la partie supérieure du Bh, l'entrée d'air dans le Bh nécessiterait l'apparition d'une succion supérieure à 10 m_{H_2O} dans le Bh, ce qui semblent difficiles à atteindre sous des épaisseurs importantes d'horizon E, même en considérant une saison sèche de 90 jours consécutifs.

Dans une telle configuration, le taux de minéralisation de la matière organique du Bh ne serait pas modifié. Cependant, on peut s'attendre à ce que l'apparition d'une saison sèche prolongée modifie la couverture végétale avec suppression des processus podzoliques dans les horizons de surface et arrêt du transfert de matière organique vers le Bh depuis les horizons de surface.

Il convient donc de tester l'impact des modifications suivantes par rapport à notre modèle Vensim de référence (Figure 17) :

- Des taux de transfert α_{t-fBh} et α_{t-sBh} nuls, pour rendre compte de l'arrêt de la migration de la matière organique entre le compartiment supérieur et le Bh est nulle.
- Des taux de taux de dégradations microbiennes k_{fBh} et le k_{sBh} multiplié par différents facteurs, pour rendre compte de l'entrée d'oxygène et d'un rapport éventuel d'azote (section 4.3.4).

Le modèle modifié pour rendre compte de l'annulation des taux de transfert α_{t-fBh} et α_{t-sBh} est schématisé <u>Figure 38</u>.



Figure 38 : Model Vensim modifier en cas de changement climatique (voir Annexe en grand)

Les résultats obtenus en faisant varier les taux de minéralisation k_{fBh} et le k_{sBh} sont représentés dans les <u>Graphique 19</u> et <u>Graphique 20</u>.



<u>Graphique 19 : Temps nécessaire pour obtenir un CfBh égal à 1 000 g m⁻² en fonction du facteur multiplicatif de kBh (kfBh et ksBh issus de la modélisation)</u>



et ksBh issus de la modélisation)

On observe qu'avec les taux de minéralisation qui se sont avérés nécessaires pour permettre l'accumulation des Bh (section 5.1.3.3), de 2 à 5 10^{-7} an⁻¹, la disparition des Bh nécessiterait de très longues périodes : de 2 à 5 10^{6} ans. Avec la multiplication par 3,7 de ces

taux, qui serait permise par un apport d'oxygène et un apport de N (section 4.3.4), des durées de 1,5 à 2,5 10^6 ans seraient encore nécessaires. On remarquera cependant que ces taux de minéralisation sont très inférieurs aux taux mesurés lors des expériences de minéralisation en conditions contrôlées (section 4.3.4), qui sont de l'ordre de 1,9 10^{-3} an⁻¹ pour une minéralisation en conditions anoxiques, soit 4 ordres de grandeur plus élevés que les taux nécessaires à la modélisation de la formation des Bh.

On peut donc se demander si le fait d'avoir prélevé et transporté les échantillons en conditions oxiques n'a pas déjà modifié leur minéralisabilité. Les calculs de cinétique de disparition des Bh ont donc été également réalisés avec les valeurs des expérimentations de minéralisation, c'est-à-dire 1,9 10^{-3} an⁻¹ en condition anoxique avec des facteurs multiplicatifs de 2 en condition oxique, 2,4 en condition oxique + carbone biodisponible, 3,7 en condition oxique + azote biodisponible (Graphique 21 et Graphique 22).



<u>Graphique 21 : Temps nécessaire pour obtenir un CfBh égal à 1 000 g m⁻² en fonction du facteur multiplicatif de kBh (kfBh et ksBh issus de la modélisation)</u>



<u>Graphique 22 : Temps nécessaire pour obtenir un CsBh égal à 1 000 g m⁻² en fonction du facteur multiplicatif de kBh (kfBh et ksBh issus de la modélisation)</u>

On observe dans ce cas des temps de disparition du Bh beaucoup plus court, de 1 500 à 1 000 ans en conditions oxiques, c'est-à-dire en appliquant un facteur multiplicatif égal à 2. De tels taux correspondraient en début de minéralisation à des flux de carbone de 211, 202, 410 et 602 gC m⁻² an⁻¹ pour les profils DPQT, MAR9, UAU4 et P7C, respectivement.

En appliquant une valeur moyenne de 356 gC m⁻² an⁻¹ au 155 400 km² de podzols amazoniens, on aboutit à une quantité de 5,5 10^{13} g de carbone injecté dans l'atmosphère annuellement, soit 2,0 10^{14} g de CO₂ par an. Une telle valeur correspond à environ 5 % de la perte globale annuelle en carbone liée à la déforestation (valeur IPCC 2006 de Petrescu et al., 2012). Ce sont cependant des valeurs non négligeables, qui d'après Doerr et al. (2000) peuvent correspondre à une rétroaction positive importante et durable sur le système climatique mondial.

Conclusion Générale

- Nous avons réalisé un modèle qui permet de contraindre les flux de carbone à la fois par les stocks observés et leur âge ¹⁴C. En situation suffisamment simplifiée, nous avons établi une relation formelle entre l'évolution des stocks et l'âge ¹⁴C de celui-ci, qui pourra être appliquée rapidement et aisément à des situations très variées, telles que le vieillissement du carbone profond dans tous types de sols.
- Appliqué aux podzols amazoniens, notre modèle apporte des résultats nouveaux et inattendus :
 - L'âge très récent des horizons de surface implique un turn-over du carbone d'autant plus important que le stock est grand, ce dernier étant d'autant plus important que les horizons de surface sont hydromorphes. En conséquence, ce sont les horizons de surface des aires podzolisées les plus hydromorphes qui sont les plus gros contributeurs de MOD transférée vers le réseau hydrographique et la mer.
 - La formation des Bh n'est possible qu'en envisageant deux compartiments, un compartiment rapide et un compartiment lent, ayant des taux de minéralisation extrêmement bas, de l'ordre de 10⁻⁵ pour le compartiment rapide et 10⁻⁶ pour le compartiment lent. Ces taux sont de 2 à 4 ordres de grandeur inférieurs à ceux observés dans les expériences de minéralisation, ce qui reste à expliquer.
 - Le temps de formation des podzols est long. Deux types de podzols ont été mis en évidence :
 - Des podzols à Bh relativement jeune (âge ¹⁴C de 5 10³ à 15 10³ ans), dont le temps de formation est nécessairement plus long que 15 10³ ans et probablement de l'ordre de 15 10³ 25 10³ ans ou plus.
 - Des podzols à Bh plus âgé (âge ¹⁴C de 20 à 40 10³ ans), dont le temps de formation est nécessairement plus long que 130 10³ ans et probablement de l'ordre de 180 10³ 290 10³ ans ou plus.
 - Ces temps de formation correspondent à des estimations basses, avec un mode de formation du Bh monophasique — l'ensemble du Bh se forme de manière synchrone. Un mode de formation polyphasique — il y a formation successive plus ou moins chevauchante des horizons du Bh — nécessiterait des temps de formation plus importants.
 - Les temps de formation calculés sont cohérents avec l'âge des formations sédimentaires sur lesquelles sont développés la plus grande partie des podzols : les plus anciens sont observés sur la formation Içá, la plus ancienne, tandis que les plus récents sont observés sur des formations Holocènes plus récentes. Le temps minimum de formation des podzols peut ainsi servir à déterminer un âge minimum des formations sédimentaires.
 - Le taux d'accumulation du carbone dans les podzols étudiés varie de 0,54 à 3,17 gC m⁻² y⁻¹. En extrapolant une valeur moyenne de 1,9 gC m⁻² y⁻¹ à la surface des podzols amazoniens, cela correspond à une séquestration de carbone de l'ordre de 3 10¹¹ gC an⁻¹, ce qui est faible à l'échelle annuelle, mais significatif aux échelles géologiques.

- S'agissant d'évaluer l'évolution des podzols dans l'hypothèse de l'apparition d'un climat à saisons contrastées, les mesures de porosité et de conductivité hydraulique montre que la dénaturation de la partie supérieure du Bh qui permettrait une entrée d'air et l'oxygénation de celui-ci sera difficile. Une durée sans pluie de 90 jours après disparition de la nappe perchée ne permettrait pas d'atteindre le point d'entrée d'air par assèchement des horizons superficiels. La détermination du point d'entrée d'air par rabattement de la nappe profonde nécessite quant à elle une modélisation hydrodynamique à l'échelle du versant que nous n'avons pas encore pu réaliser.
- Dans l'hypothèse d'une entrée d'air, l'extrapolation des taux de minéralisation mesurés expérimentalement en conditions oxiques, sans apport d'azote, aboutit à une production de C atmosphérique de l'ordre de 2,0 10¹⁴ g de CO₂ par an, valeurs susceptibles d'impacter de manière significative et durable le système climatique mondial.
- Les expérimentations de percolation en colonne ne sont pas adaptées à la détermination du taux de minéralisation du Bh, mais elles ont montré la réactivité de celui-ci et la présence d'une activité bactérienne significative qui modifie la nature de la MOD qui le traverse. Cette dernière a la capacité de transporter Al et Fe sous forme de complexes organométalliques, complexes susceptibles de migrer à travers des matériaux très kaolinitiques. Ces résultats participent à la compréhension des transferts de MOD d'origine pédologique dans les nappes profondes.

Perspectives

Afin de mieux déterminer les limites du modèle et l'impact sur les résultats plusieurs perspectives sont envisagées :

- Nous avons vu dans la <u>section 5.1.3.2.2</u> que le domaine le plus probable de proportion du compartiment rapide du Bh est entre 2 % et 19 % par rapport au carbone total. Nous nous sommes placés dans l'hypothèse basse en prenant 5 % de *C_{fBh}*. Il est envisagé de tester dans l'hypothèse haute à 19 %, voire en poussant la solution numérique aux valeurs extrèmes. Si la réponse n'est pas réaliste elle aura le mérite de voir les limitations du modèle.
- En raison de la demi-vie du ¹⁴C, les vieux Bh ont des fractions F¹⁴C particulièrement faibles, inférieures à 0,05. Il serait intéressant de faire des tests de sensibilité pour évaluer l'impact des variations de mesure pour de telles valeurs ;
- Il serait pertinent d'effectuer des mesures de taux de minéralisation à très long terme, car les taux ralentissent au cours du temps du fait que la matière organique la plus bio-dégradable s'épuise progressivement. Cela pourrait expliquer les valeurs très différentes des taux de minéralisation entre les données expérimentales et le modèle.

Une autre série de perspective concerne les colonnes effectuées dans la <u>section 4.3.3.2</u>. Il serait intéressant d'effectuer :

- Une colonne avec seulement du quartz,
- Une autre avec de l'eau acidifiée à pH 4,1 comme l'eau de surface mais sans matière organique dissoute.

Bibliographie

- Anderson, A. B.: White-Sand Vegetation of Brazilian Amazonia, Biotropica, 13(3), 199, doi:10.2307/2388125, 1981.
- Baisden, W. T., Amundson, R., Brenner, D. L., Cook, A. C., Kendall, C. and Harden, J. W.: A multiisotope C and N modeling analysis of soil organic matter turnover and transport as a function of soil depth in a California annual grassland soil chronosequence, Global Biogeochem. Cycles, 16(4), 82-1-82–26, doi:10.1029/2001GB001823, 2002.
- Baldovini, J., Montes, C. R., Lucas, Y., Montes, P. C. R., Lucas, P., Montes, C. R., Lucas, Y., Montes, P. C. R. and Lucas, P.: Minéralisation et fluorescence induite par laser de matière organique naturelle de sol (Brésil). Remerciements, Toulon., 2012.
- Barantal, S., Schimann, H., Fromin, N., Fanin, N. and Haïttenschwiler, S.: Stoichiometric constraints on tropical microbial decomposers, 2011.
- Bardy, M., Derenne, S., Allard, T., Benedetti, M. F. and Fritsch, E.: Podzolisation and exportation of organic matter in black waters of the Rio Negro (upper Amazon basin, Brazil), Biogeochemistry, 106(1), 71–88, doi:10.1007/s10533-010-9564-9, 2011.
- Batlle-Aguilar, J., Brovelli, A., Porporato, A. and Barry, D. A.: Modelling soil carbon and nitrogen cycles during land use change. A review, Agron. Sustain. Dev., 31(2), 251–274, doi:10.1051/agro/2010007, 2011.
- Bernoux, M., Carvalho, M. da C. S., Volkoff, B. and Cerri, C. C.: Brazil's soil carbon stocks, Soil Sci. ..., 66, 888–896, doi:10.2136/sssaj2002.8880, 2002.
- Birch, H. F.: The effect of soil drying on humus decomposition and nitrogen availability, Plant Soil, 10(1), 9–31, doi:10.1007/BF01343734, 1958.
- Borken, W. and Matzner, E.: Reappraisal of drying and wetting effects on C and N mineralization and fluxes in soils, Glob. Chang. Biol., 15(4), 808–824, doi:10.1111/j.1365-2486.2008.01681.x, 2009.
- Brammer, H.: Podzols in Zambia, Geoderma, 10, 249–260, 1973a.
- Brammer, H.: Soil profile descriptions, analytical data and an account of soil genesis and classification - Soils of Zambia, 1971-1973, Minist. Rural Dev. L. Use Serv. Div., Soil Surv. Unit, Mt. Makulu Res. Stn., 320, 1973b.
- Bravard, S. and Righi, D.: Podzols in Amazonia, CATENA, 17(4–5), 461–475, doi:10.1016/0341-8162(90)90046-G, 1990.
- Brown, S. and Lugo, A. E.: The storage and production of organic matter in tropical forests and their role in the global carbone cycle, Biotropica, 14(3), 161 187, 1982.
- Carneiro Filho, A., Schwartz, D., Tatumi, S. H., Rosique, T., Carneiro, F. A., Schwartz, D., Tatumi, S. H. and Rosique, T.: Amazonian Paleodunes Provide Evidence for Drier Climate Phases during the Late Pleistocene–Holocene, Quat. Res., 58(2), 205–209, doi:10.1006/qres.2002.2345, 2002.
- Cerri, C. C. E. P., Easter, M., Paustian, K., Killian, K., Coleman, K., Bernoux, M., Falloon, P., Powlson, D. S., Batjes, N. H., Milne, E. and Cerri, C. C. E. P.: Predicted soil organic carbon stocks and changes in the Brazilian Amazon between 2000 and 2030, Agric.

Ecosyst. Environ., 122(1), 58-72, doi:10.1016/j.agee.2007.01.008, 2007.

- Chauvel, A., Lucas, Y. and Boulet, R.: On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, Central Amazonia, Brazil, Experientia, 43(3), 234–241, doi:10.1007/BF01945546, 1987.
- Chave, J., Andalo, C., Brown, S., Cairns, M. a, Chambers, J. Q., Eamus, D., Fölster, H., Fromard, F., Higuchi, N., Kira, T., Lescure, J.-P., Nelson, B. W., Ogawa, H., Puig, H., Riéra, B. and Yamakura, T.: Tree allometry and improved estimation of carbon stocks and balance in tropical forests., Oecologia, 145(1), 87–99, doi:10.1007/s00442-005-0100-x, 2005.
- Chen, W., Westerhoff, P., Leenheer, J. A. and Booksh, K.: Fluorescence Excitation–Emission Matrix Regional Integration to Quantify Spectra for Dissolved Organic Matter, Environ. Sci. Technol., 37(24), 5701–5710, doi:10.1021/es034354c, 2003.
- Coble, P. G.: Coble 1996 Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy(5)-annotated.pdf, 1996.
- Coleman, K., Jensen, L. S., Mueller, T., Nielsen, N. E., Hansen, S., Crocker, G. J., Grace, P. R., Klír, J., Körschens, M. and Poulton, P. R.: Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using the soil-plant-atmosphere model DAISY, Geoderma, 81(1–2), 5–28, doi:10.1016/S0016-7061(97)88181-5, 1997.
- Colinvaux, P. A. and De Oliveira, P. E.: Amazon plant diversity and climate through the Cenozoic, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 166(1–2), 51–63, doi:10.1016/S0031-0182(00)00201-7, 2001.
- Cornu, C., Luizão, F. J., Rouiller, J. and Lucas, Y.: Comparative study of litter decomposition and mineral element release in two Amazonian forest ecosystems : litter bag experiments., Pedobiologia (Jena)., 41(5), 456–471, 1997.
- Cornu, S., Besnault, A. and Bermond, A.: Soil podzolization induced by reforestation as shown by sequential and kinetic extractions of Fe and Al, Eur. J. Soil Sci., 59(2), 222–232, doi:10.1111/j.1365-2389.2007.00973.x, 2008.
- Cosentino, D., Chenu, C. and Le Bissonnais, Y.: Aggregate stability and microbial community dynamics under drying–wetting cycles in a silt loam soil, Soil Biol. Biochem., 38(8), 2053–2062, doi:10.1016/j.soilbio.2005.12.022, 2006.
- Cremon, É. H.: Caracterização morfológica do sistema fluvial do rio demini (Amazonia setentrional) com base em sensoriamento remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. [online] Available from: http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BFENA5, 2012.
- Dall'agnol, R. and Macambira, M. J.: Titanita-biotita granitos do baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: Geologia, petrografia e geocronologia, Brazilian J. Geol., 22(2), 03–14, 1992.
- Denef, K., Six, J., Bossuyt, H., Frey, S. D., Elliott, E. T., Merckx, R. and Paustian, K.: Influence of dry–wet cycles on the interrelationship between aggregate, particulate organic matter, and microbial community dynamics, Soil Biol. Biochem., 33(12–13), 1599–1611, doi:10.1016/S0038-0717(01)00076-1, 2001.
- Doerr, S. H., Shakesby, R. A. and Walsh, R. P. D.: Soil water repellency: Its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance, Earth Sci. Rev., 51(1–4), 33–65, doi:10.1016/S0012-8252(00)00011-8, 2000.

- Dubroeucq, D. and Volkoff, B.: Evolution des couvertures pedologiques sableuses a podzols geants d'Amazonie (bassin du Haut rio Negro), Cah. ORSTOM, ser Pedol., 24, 191–214, 1988.
- Dubroeucq, D. and Volkoff, B.: From oxisols to spodosols and histosols: Evolution of the soil mantles in the Rio Negro basin (Amazonia), Catena, 32(3–4), 245–280, doi:10.1016/S0341-8162(98)00045-9, 1998.
- Franken, M., Irmler, U. and Klinge, H.: Litterfall in inundation, riverine and terra firme forests of Central Amazonia., Trop. Ecol., 20, 225–235 [online] Available from: http://daac.ornl.gov/NPP/html_docs/tropforest_refs.html, 1979.
- Du Gardin, B.: Modélisation hydrodynamique d'un sol à porosité bimodale : application à des couvertures de sol d'Amazonie et à leur évolution biogéochimique, Université du Sud Toulon-Var. UFR de Sciences et Techniques., 2006.
- Du Gardin, B.: Dynamique hydrique et biogéochimique d'un sol à porosité bimodale : Cas des systèmes ferralsols-podzols d'Amazonie, Presses Académiques Francophones., 2015.
- Gloaguen, J. C. and Touffet, J.: Evolution du rapport C/N dans les feuilles et au cours de la décomposition des litières sous climat atlantique. Le hêtre et quelques conifères, Ann. des Sci. For., 39(3), 219–230, doi:10.1051/forest:19820302, 1982.
- Grimaldi, C. and Pedro, G.: Importance de l'hydrolyse acide dans les systèmes pédologiques des régions tropicales humides. Rôle de la forêt et conséquences sur la genèse des sables blancs tropicaux, Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2. Sci. la terre des planètes, 323(6), 483–492 [online] Available from: http://www.refdoc.fr/Detailnotice?idarticle=15716630, 1996.
- Grimaldi, C., Grimaldi, M., Millet, A., Bariac, T. and Boulègue, J.: Behaviour of chemical solutes during a storm in a rainforested headwater catchment, Hydrol. Process., 18(1), 93–106, doi:10.1002/hyp.1314, 2004.
- Halverson, L. J., Jones, T. M. and Firestone, M. K.: Release of Intracellular Solutes by Four Soil Bacteria Exposed to Dilution Stress, Soil Sci. Soc. Am. J., 64(5), 1630, doi:10.2136/sssaj2000.6451630x, 2000.
- Van der Hammen, T. and Hooghiemstra, H.: Neogene and Quaternary History of Vegetation, Climate, and Plant Diversity in Amazonia, Quat. Sci. Rev., 19(8), 725–742, doi:10.1016/S0277-3791(99)00024-4, 2000.
- Van Hees, P. A. W., Johansson, E. and Jones, D. L.: Dynamics of simple carbon compounds in two forest soils as revealed by soil solution concentrations and biodegradation kinetics, Plant Soil, 310(1–2), 11–23, doi:10.1007/s11104-008-9623-3, 2008.
- Ho, C. . and Webb, S. .: Vapor transport process, in "Gas transport in porous media," Theory and Applications of Transport in Porous Media., 2006.
- Horbe, A. M. C., Horbe, M. A. and Suguio, K.: Tropical Spodosols in northeastern Amazonas State, Brazil, Geoderma, 119(1–2), 55–68, doi:10.1016/S0016-7061(03)00233-7, 2004.
- Ishida, D. A.: Caracterização e gênese de solos e de depósito de caulim associado, São Gabriel da Cachoeira AM, Universidade de São Paulo, São Paulo, 5 August., 2010.
- Ishida, D. A., Montes, C. R., Lucas, Y., Pereira, O. J. R., Merdy, P. and Melfi, A. J.: Genetic relationships between ferralsols, podzols and white kaolin in Amazonia, Eur. J. Soil Sci.,

65(5), 706–717, doi:10.1111/ejss.12167, 2014.

- Jaffre, T., Fritsch, E. and Namur, C.: Étude de la biomasse végétale et du stock de carbone dans la végétation, la litière et le sol au cours de la succession secondaire dans le sud-ouest de la côte d'Ivoire., Prem. Colloq. l'action incitative M.R.I./P.I.R.E.N. sur le cycle du carbone, 15 [online] Available from: http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers10-10/03006.pdf, 1983.
- Janssens, I. A., Dieleman, W., Luyssaert, S., Subke, J.-A., Reichstein, M., Ceulemans, R., Ciais, P., Dolman, A. J., Grace, J., Matteucci, G., Papale, D., Piao, S. L., Schulze, E.-D., Tang, J. and Law, B. E.: Reduction of forest soil respiration in response to nitrogen deposition, Nat. Geosci., 3(5), 315–322, doi:10.1038/ngeo844, 2010.
- Jardine, P. M., McCarthy, J. F. and Weber, N. L.: Mechanisms of Dissolved Organic Carbon Adsorption on Soil, Soil Sci. Soc. Am. J., 53(5), 1378, doi:10.2136/sssaj1989.03615995005300050013x, 1989.
- Johnson, M. S., Lehmann, J., Selva, E. C., Abdo, M., Riha, S. and Couto, E. G.: Organic carbon fluxes within and streamwater exports from headwater catchments in the southern Amazon, Hydrol. Process., 20(12), 2599–2614, doi:10.1002/hyp.6218, 2006.
- Kaiser, K. and Zech, W.: Dissolved Organic Matter sorption by mineral constituents of subsoil clay fractions, J. Plant Nutr. Soil Sci., 163(5), 531–535, doi:10.1002/1522-2624(200010)163:5<531::AID-JPLN531>3.3.CO;2-E, 2000.
- Knorr, M., Frey, S. D. and Curtis, P. S.: NITROGEN ADDITIONS AND LITTER DECOMPOSITION: A META-ANALYSIS, Ecology, 86(12), 3252–3257, doi:10.1890/05-0150, 2005.
- Langsholt, E.: Water balance modelling in lateritic terrain, , 8(December 1992), 83–99, 1994.
- Leenheer, J. A.: Origin and nature of humic substances in the waters in the Amazon river basin., Acta Amaz., 10(10), 513–526, 1980.
- Liu, C. P. and Sheu, B. H.: Dissolved organic carbon in precipitation, throughfall, stemflow, soil solution, and stream water at the Guandaushi subtropical forest in Taiwan, For. Ecol. Manage., 172(2–3), 315–325, doi:10.1016/S0378-1127(01)00793-9, 2003.
- Lucas, Y.: The role of plants in controlling rates and products of weathering: Importance of biological pumping, Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett., 29(July 2016), 135–63, doi:10.1146/annurev.earth.29.1.135, 2001.
- Lucas, Y., Boulet, R., Chauvel, A. and Veillon, L.: Systemes sols ferrallitiques podzols en region amazonienne, , (2), 53–65, 1987.
- Lucas, Y., Luizao, F. J., Chauvel, A., Rouiller, J. and Nahon, D.: The relation between biological activity of the rain forest and mineral composition of soils., Science, 260(5107), 521–523, doi:10.1126/science.260.5107.521, 1993.
- Lucas, Y., Nahon, D., Cornu, S. and Eyrolle, F.: Genese et fonctionnement des sols en milieu equatorial, Geosci. SURFACEI Surf. Geosci., 1–16, 1996.
- Lucas, Y., Montes, C. R., Mounier, S., Loustau Cazalet, M., Ishida, D., Achard, R., Garnier, C., Coulomb, B. and Melfi, a. J.: Biogeochemistry of an Amazonian podzol-ferralsol soil system with white kaolin, Biogeosciences, 9(9), 3705–3720, doi:10.5194/bg-9-3705-2012, 2012.

- Magill, A. H. and Aber, J. D.: Long-term effects of experimental nitrogen additions on foliar litter decay and humus formation in forest ecosystems., Plant Soil, 203(2), 301–311, doi:10.1023/A:1004367000041, 1998.
- Malhi, Y., Baker, T. R., Phillips, O. L., Almeida, S., Alvarez, E., Arroyo, L., Chave, J., Czimczik, C. I., Fiore, A. Di, Higuchi, N., Killeen, T. J., Laurance, S. G., Laurance, W. F., Lewis, S. L., Montoya, L. M. M., Monteagudo, A., Neill, D. A., Vargas, P. N., Patino, S., Pitman, N. C. A., Quesada, C. A., Salomao, R., Silva, J. N. M., Lezama, A. T., Martinez, R. V., Terborgh, J., Vinceti, B. and Lloyd, J.: The above-ground coarse wood productivity of 104 Neotropical forest plots, Glob. Chang. Biol., 10(5), 563–591, doi:10.1111/j.1529-8817.2003.00778.x, 2004.
- Malhi, Y., Wood, D., Baker, T. R., Wright, J., Phillips, O. L., Cochrane, T., Meir, P., Chave, J., Almeida, S., Arroyo, L., Higuchi, N., Killeen, T. J., Laurance, S. G., Laurance, W. F., Lewis, S. L., Monteagudo, A., Neill, D. A., Vargas, P. N., Pitman, N. C. A., Quesada, C. A., Salomão, R., Silva, J. N. M., Lezama, A. T., Terborgh, J., Martínez, R. V. and Vinceti, B.: The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests, Glob. Chang. Biol., 12(7), 1107–1138, doi:10.1111/j.1365-2486.2006.01120.x, 2006.
- Mataix-Solera, J., Arcenegui, V., Guerrero, C., Mayoral, A. M., Morales, J., González, J., García-Orenes, F. and Gómez, I.: Water repellency under different plant species in a calcareous forest soil in a semiarid Mediterranean environment, Hydrol. Process., 21(17), 2300–2309, doi:10.1002/hyp.6750, 2007.
- McCarthy, J. F., Williams, T. M., Liang, L., Jardine, P. M., Jolley, L. W., Taylor, D. L., Palumbo, A. V. and Cooper, L. W.: Mobility of natural organic matter in a study aquifer, ... Sci. Technol., 27(4), 667–676, doi:10.1021/es00041a010, 1993.
- McClain, M. E., Richey, J. E., Brandes, J. A. and Pimentel, T. P.: Dissolved organic matter and terrestrial-lotic linkages in the Central Amazon Basin of Brazil, Global Biogeochem. Cycles, 11(3), 295–311, doi:10.1029/97GB01056, 1997.
- McDaniel, P. A., Regan, M. P., Brooks, E., Boll, J., Barndt, S., Falen, A., Young, S. K. and Hammel, J. E.: Linking fragipans, perched water tables, and catchment-scale hydrological processes, Catena, 73(2), 166–173, doi:10.1016/j.catena.2007.05.011, 2008.
- McDowell, W. H. M. and Wood, T.: Podzolization: Soil Processes Control Dissolved Organic Carbon Concentration in Stream Water, Soil Sci., 137(1), 23–32, 1984.
- Meehl, G. and Solomon, S.: Climate Change 2007: The Physical Science Basis, in Cambridge University Press., 2007.
- Meier, M., Namjesnik-Dejanovic, K., Maurice, P. A., Chin, Y. P. and Aiken, G. R.: Fractionation of aquatic natural organic matter upon sorption to goethite and kaolinite, Chem. Geol., 157(3–4), 275–284, doi:10.1016/S0009-2541(99)00006-6, 1999.
- Menichetti, L., Katterer, T. and Leifeld, J.: Parametrization consequences of constraining soil organic matter models by total carbon and radiocarbon using long-term field data, Biogeosciences, 13(10), 3003–3019, doi:10.5194/bg-13-3003-2016, 2016.
- Miller, A. E., Schimel, J. P., Meixner, T., Sickman, J. O. and Melack, J. M.: Episodic rewetting enhances carbon and nitrogen release from chaparral soils, Soil Biol. Biochem., 37(12), 2195–2204, doi:10.1016/j.soilbio.2005.03.021, 2005.

Mohrath, D., Bruckler, L., Bertuzzi, P., Gaudu, J. C. and Bourlet, M.: Error Analysis of an

Evaporation Method for Determining Hydrodynamic Properties in Unsaturated Soil, Soil Sci. Soc. Am. J., 61(3), 725–735, doi:10.2136/sssaj1997.03615995006100030004x, 1997.

- Montes, C. R., Lucas, Y., Pereira, O. J. R., Achard, R., Grimaldi, M. and Melfi, a. J.: Deep plant-derived carbon storage in Amazonian podzols, Biogeosciences, 8(1), 113–120, doi:10.5194/bg-8-113-2011, 2011.
- Do Nascimento, N. R., Fritsch, E., Bueno, G. T., Bardy, M., Grimaldi, C. and Melfi, A. J.: Podzolization as a deferralitization process: Dynamics and chemistry of ground and surface waters in an Acrisol - Podzol sequence of the upper Amazon Basin, Eur. J. Soil Sci., 59(5), 911–924, doi:10.1111/j.1365-2389.2008.01049.x, 2008.
- Nebbioso, A. and Piccolo, A.: Molecular characterization of dissolved organic matter (DOM): a critical review, Anal. Bioanal. Chem., 405(1), 109–124, doi:10.1007/s00216-012-6363-2, 2013.
- Neu, V., Ward, N. D., Krusche, A. V. and Neill, C.: Dissolved Organic and Inorganic Carbon Flow Paths in an Amazonian Transitional Forest, Front. Mar. Sci., 3, doi:10.3389/fmars.2016.00114, 2016.
- NIWA: Data set. Available on-line, Natl. Inst. Water Atmos. Res. New Zeal. [online] Available from: http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg/pub/data/current/14co2/event/bhd541s00.niwa.as.ot .14co2.nl.ev.dat, 2016.
- Parton, W. J., Schimel, D. S., Cole, C. V. and Ojima, D. S.: Analysis of Factors Controlling Soil Organic Matter Levels in Great Plains Grasslands1, Soil Sci. Soc. Am. J., 51(5), 1173, doi:10.2136/sssaj1987.03615995005100050015x, 1987.
- Pereira, O. J. R., Montes, C. R., Lucas, Y. and Melfi, A. J.: Evaluation of Pedotransfer Equations to Predict Deep Soil Carbon Stock in Tropical Podzols Compared to Other Soils of the Brazilian Amazon Forest, in Digital Soil Morphometrics, edited by E. A. Hartemink and B. Minasny, pp. 331–349, Springer International Publishing, Cham., 2016.
- Petrescu, A. M. R., Abad-Viñas, R., Janssens-Maenhout, G., Blujdea, V. N. B. and Grassi, G.: Global estimates of carbon stock changes in living forest biomass: EDGARv4.3 & amp;ndash; time series from 1990 to 2010, Biogeosciences, 9(8), 3437–3447, doi:10.5194/bg-9-3437-2012, 2012.
- Pierrot Yemadje, L.: Influence des cycles humectation-dessiccation sur la minéralisation du carbone : cas de la zone cotonnière du Nord Cameroun., Montpellier., 2015.
- Proctor, J.: NPP Tropical Forest: Gunung Mulu, Malaysia, 1977-1978, R1. Data set., Oak Ridge Natl. Lab. Distrib. Act. Arch. Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A, doi:10.3334/ORNLDAAC/474, 2013.
- Raymond, P. a.: Carbon cycle: the age of the Amazon's breath., Nature, 436(7050), 469–470, doi:10.1038/436469a, 2005.
- Reichstein, M., Kätterer, T., Andrén, O., Ciais, P., Schulze, E.-D., Cramer, W., Papale, D. and Valentini, R.: Temperature sensitivity of decomposition in relation to soil organic matter pools: critique and outlook, Biogeosciences, 2(4), 317–321, doi:10.5194/bg-2-317-2005, 2005.

- Robinson, B. A., Broxton, D. E. and Vaniman, D. T.: Observations and Modeling of Deep Perched Water Beneath the Pajarito Plateau, Vadose Zo. J., 4(3), 637, doi:10.2136/vzj2004.0168, 2005.
- Sauer, D., Sponagel, H., Sommer, M., Giani, L., Jahn, R. and Stahr, K.: Podzol: Soil of the year 2007. A review on its genesis, occurrence, and functions, J. Plant Nutr. Soil Sci., 170(5), 581–597, doi:10.1002/jpln.200700135, 2007.
- Schaetzl, R. J. and Rothstein, D. E.: Temporal variation in the strength of podzolization as indicated by lysimeter data, Geoderma, 282, 26–36, doi:10.1016/j.geoderma.2016.07.005, 2016.
- Scharpenseel, H. W.: Major carbon reservoirs of the pedosphere; source sink relations; potential of D14C and ??13C as supporting methodologies, Water, Air, Soil Pollut., 70(1–4), 431–442, doi:10.1007/BF01105014, 1993.
- Schimel, J., Balser, T. C. and Wallenstein, M.: Microbial stress-response physiology and its implications for ecosystem function, Ecology, 88(6), 1386–1394, doi:10.1890/06-0219, 2007.
- Schwartz, D.: Some podzols on Bateke sands and their origins, People's Republic of Congo, Geoderma, 43(2–3), 229–247, doi:10.1016/0016-7061(88)90045-6, 1988.
- Sierra, C. a., Jiménez, E. M., Reu, B., Peñuela, M. C., Thuille, A. and Quesada, C. A.: Low vertical transfer rates of carbon inferred from radiocarbon analysis in an Amazon Podzol, Biogeosciences, 10(6), 3455–3464, doi:10.5194/bg-10-3455-2013, 2013.
- Sierra, C. A., Müller, M. and Trumbore, S. E.: Modeling radiocarbon dynamics in soils: SoilR version 1.1, Geosci. Model Dev., 7(5), 1919–1931, doi:10.5194/gmd-7-1919-2014, 2014.
- Sifeddine, A., Martin, L., Turcq, B., Volkmer-Ribeiro, C., Soubiès, F., Cordeiro, R. C. and Suguio, K.: Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 168(3–4), 221– 235, doi:10.1016/S0031-0182(00)00256-X, 2001.
- Singleton, G. A. and Lavkulich, L. M.: A SOIL CHRONOSEQUENCE ON BEACH SANDS, VANCOUVER ISLAND, BRITISH COLUMBIA, Can. J. Soil Sci., 67(4), 795–810, doi:10.4141/cjss87-077, 1987.
- Soro, A. .: Influence du régime hydrique et de l'azote sur la minéralisation des matières organiques de podzols., 2015.
- Stocker, G. C., Thompson, W. A., Irvine, A. K., Fitzsimon, J. D. and Thomas, P. R.: Annual patterns of litterfall in a lowland and tableland rainforest in tropical Australia., Biotropica, 27(4), 412–420 [online] Available from: http://daac.ornl.gov/NPP/html_docs/tropforest_refs.html, 1995.
- Stuiver, M. and Polach, H. A.: Radiocarbon discussion reporting of 14C data, Forensic Sci. Int., 19(3), 355–363 [online] Available from: https://journals.uair.arizona.edu/index.php/radiocarbon/article/viewFile/493/498 (Accessed 26 March 2014), 1977.
- Swift, R. .: Methods of soil analysis: chemical methods. Wisconsin: Soil Science Society of America, Org. matter Charact. SPARKS, D.L., 35(3), 1018–1020, 1996.
- Le Tacon, F. and Toutain, F.: Variations saisonnières et stationnelles de la teneur en éléments

minéraux des feuilles de hêtre (Fagus sylvatica) dans l'Est de la France, Ann. des Sci. For., 30(1), 1–29, doi:10.1051/forest/19730101, 1973.

- Tamari, S., Bruckler, L., Halbertsma, J. and Chadoeuf, J.: A Simple Method for Determining Soil Hydraulic Properties in the Laboratory, Soil Sci. Soc. Am. J., 57(3), 642–651, doi:10.2136/sssaj1993.03615995005700030003x, 1993.
- Tardy, Y. and Nahon, D.: Geochemistry of laterites, stability of Al-goethite, Al-hematite, and Fe3+-kaolinite in bauxites and ferricretes: an approach to the mechanism of concretion formation., Am. J. Sci., 285(10), 865–903, doi:10.2475/ajs.285.10.865, 1985.
- Tardy, Y., Roquin, C., Bustillo, V., Moreira, M., Martinelli, L. A. and Victoria, R.: Carbon and Water Cycles Amazon River Basin Applied Biogeochemistry, Environment, 2009.
- Temgoua, A. G. T.: Modélisation du fonctionnement hydrique d'une forêt amazonienne brésilienne à l'échelle d'un versant, Universite Laval, Quebec et Universite Du Sud Toulon-Var, France., 2010.
- Tipping, E., Chamberlain, P. M., Fröberg, M., Hanson, P. J. and Jardine, P. M.: Simulation of carbon cycling, including dissolved organic carbon transport, in forest soil locally enriched with 14C, Biogeochemistry, 108(1–3), 91–107, doi:10.1007/s10533-011-9575-1, 2012.
- Torn, M. S., Trumbore, S. E., Chadwick, O. A., Vitousek, P. M. and Hendricks, D. M.: Mineral control of soil organic carbon storage and turnover, Nature, 389(6647), 170–173, doi:10.1038/38260, 1997.
- Trumbore, S.: Age of Soil Organic Matter and Soil Respiration: Radiocarbon Constraints on Belowground C Dynamics, Ecol. Appl., 10(2), 399–411, doi:10.1890/1051-0761(2000)010[0399:AOSOMA]2.0.CO;2, 2000.
- Turenne, J. F.: Modes D'humification et Différenciation Podzolique dans deux Toposéquences Guyanaises., Paris, ORSTOM., 1977.
- Vogel, T.: SWMII Numerical model of two- dimensional flow in a variably saturated porous medium, Res. Rep. NO. 87, (Department of Hydraulics and Catchment Hydrology, Agricultural University, Wageningen, The Netherlands), 1987.
- Wanner, H.: Soil Respiration, Litter Fall and Productivity of Tropical Rain Forest, J. Ecol., 58(2), 543, doi:10.2307/2258289, 1970.
- Weill, S., Altissimo, M., Cassiani, G., Deiana, R., Marani, M. and Putti, M.: Saturated area dynamics and streamflow generation from coupled surface–subsurface simulations and field observations, Adv. Water Resour., 59, 196–208, doi:10.1016/j.advwatres.2013.06.007, 2013.
- De Weirdt, M., Verbeeck, H., Maignan, F., Peylin, P., Poulter, B., Bonal, D., Ciais, P. and Steppe, K.: Seasonal leaf dynamics for tropical evergreen forests in a process-based global ecosystem model, Geosci. Model Dev., 5(5), 1091–1108, doi:10.5194/gmd-5-1091-2012, 2012.
- Wind, Y. and Robinson, P. J.: The determinants of vendor selection: the evaluation function approach, , vol. 4, no 3, 29-42, 1968.

Annexes

		Cote altitudinale (m)			
Distance (m)	Surface	Bh dur	Bh friable	Altération	
0	66,01	64,06	63,71	61,06	
50	65,89	63,94	63,59	60,94	
100	65,75	63,80	63,45	60,80	
150	65,47	63,57	63,22	60,57	
200	65,12	63,42	63,07	60,42	
250	64,69	63,14	62,79	60,09	
300	63,75	62,30	61,95	59,25	
350	61,90	60,30	59,95	57,60	
400	58,38	57,38	56,98	55,28	
450	55,87	55,37	54,97	53,82	
460	55,80	55,30	54,90	53,75	

Annexe 1 : Topographie sur socle

Annexe 2 : Topographie sur sédiment sableux

		(Cote altitudinale (m)				
Distance (m)	Surface	Nappe supérieure	Sommet Bh peu poreux	Base du Bh peu poreux	Nappe inférieure		
0	101,00	91,40	90,50	89,80	88,80		
50	101,00	91,30	90,40	89,70	88,65		
100	100,80	91,10	90,20	89,50	88,40		
150	99,70	90,65	89,70	89,00	87,85		
200	98,55	89,95	89,05	88,35	87,10		
250	97,50	89,25	88,45	87,75	86,35		
300	96,45	88,45	87,55	86,85	85,45		
350	95,20	87,40	86,50	85,80	84,40		
400	94,25	86,60	85,75	85,05	83,65		
450	93,10	86,10	85,40	84,70	83,50		
500	91,70	85,45	84,85	84,15	83,25		
550	90,20	84,90	84,30	83,70	83,00		
600	88,55	84,25	83,65	82,95	82,70		
650	86,00	83,80	82,95	82,25	82,20		
666	83,85	83,45	82,65	81,95	81,95		
685	79,70	79,60	78,90	78,20	79,60		
700	77,80	77,70	77,40	76,70	77,70		



Annexe 3 : Modélisation du flux de carbone avec contrainte de l'âge C14 sous Vensim


Annexe 4 : Model Vensim modifier en cas de changement climatique

Cédric DOUPOUX

Laboratoire PROTEE, Université de TOULON

Caractérisation et modélisation de la dynamique des stocks de matière organique profonde des sols amazoniens

Résumé : Des résultats récents ont montré que les podzols équatoriaux stockent d'importantes quantités de carbone dans leurs horizons Bh profonds. Cette constatation amène deux questions principales : (1) comment et à quel rythme se sont formés ces sols (2) dans quelle mesure le changement climatique pourrait induire une production par ces sols de carbone atmosphérique susceptible d'impacter le système climatique mondial.

Dans ce contexte, nous avons réalisé un modèle qui permet de contraindre les flux de carbone à la fois par les stocks observés et leur âge ¹⁴C. En situation suffisamment simplifiée, nous avons établi une relation formelle entre l'évolution des stocks et l'âge ¹⁴C de celui-ci. Appliqué aux podzols amazoniens, notre modèle a apporté des résultats nouveaux et inattendus. Il a permis de montrer que ce sont les horizons de surface des aires podzolisées les plus hydromorphes qui sont les plus gros contributeurs de MOD transférée vers le réseau hydrographique et la mer. On observe que la formation des Bh n'est possible qu'en envisageant deux compartiments, rapide et lent. Une estimation basse de leur temps de formation permet de différencier des podzols relativement jeunes (temps de formation de l'ordre de 15 10³ - 25 10³ ans), développés sur des sédiments Holocènes relativement récents, et des podzols âgés (temps de formation de l'ordre de 180 10³ - 290 10³ ans), développés sur des sédiments plus anciens. Le taux d'accumulation du carbone dans les podzols étudiés varie de 0,54 à 3,17 gC m⁻² an⁻¹, ce qui correspond à une séquestration de carbone de l'ordre de 3 10¹¹ gC an⁻¹, faibles à l'échelle annuelle, mais significative aux échelles géologiques.

Les expérimentations de percolation en colonne nous ont permis de montrer la réactivité du Bh et la présence, malgré des rapports C/N très élevés (63 en moyenne), d'une activité bactérienne significative qui modifie la nature de la MOD qui le traverse. Cette dernière a la capacité de transporter Al et Fe sous forme de complexes organo-métalliques, complexes susceptibles de migrer à travers des matériaux très kaolinitiques. Ces résultats participent à la compréhension des transferts de MOD d'origine pédologique dans les nappes profondes.

Dans l'hypothèse de l'apparition d'un climat à saisons contrastées, nous avons pu montrer qu'une durée sans pluie de 90 jours après disparition de la nappe perchée ne permettrait pas d'atteindre le point d'entrée d'air par assèchement des horizons superficiels. Néanmoins, dans l'hypothèse d'une entrée d'air, l'extrapolation des taux de minéralisation mesurés expérimentalement en conditions oxiques aboutit à une production de C atmosphérique de l'ordre de 2,0 10^{14} g de CO₂ par an, ce qui peut impliquer une rétroaction positive du système climatique mondial.

Mot clés : Podzol, sols, modélisation, stockage du carbone, Amazonie, hydrodynamique, dégradation microbienne

Characterization and modeling of the dynamics of deep organic matter stocks in Amazonian soils

Abstract: Recent results have shown that equatorial podzols store large amounts of carbon in their deep Bh horizons. This leads to two main questions: (1) how and at what kinetics these soils were formed, (2) how climate change could induce atmospheric carbon production that could impact the global climate system.

In this context, we have developed a model that allows to constrain carbon fluxes both by the observed C stocks and their ¹⁴C age. In a sufficiently simplified situation, we have established a formal relationship between the C stock evolution and its ¹⁴C age. Applied to Amazonian podzols, our model has brought new and unexpected results. It has been shown that the surface horizons of the most hydromorphic podzolized areas are the largest contributors of MOD transferred to the hydrographic network then to the sea. It is observed that the formation of Bh is only possible by considering two compartments, fast and slow. The estimate of their formation time (low estimate) allowed to differentiate between relatively young podzols (formation time 15 – 25 ky) developed on relatively recent Holocene sediments and old podzols (formation 180 – 290 ky) developed on older sediments. The carbon accumulation rate in the studied podzols ranges from 0.54 to 3.17 gC m⁻² y⁻¹, which corresponds to a carbon sequestration around 3 10¹¹ gC an⁻¹, which is significant at the geological scales.

Column percolation experiments allowed us to show the reactivity of the Bh material and the presence, despite very high C/N ratios (63 on average), of a significant bacterial activity which modifies the nature of the MOD which percolates through it. This MOD has the capacity to transport Al and Fe in the form of complex organometallic complexes capable of migrating through very kaolinitic materials. These results contribute to the understanding of the transfers of pedologically formed MOD in the deep aquifers.

Under the hypothesis of the appearance of a climate with contrasting seasons, we have been able to show that a 90-day period without rain after the disappearance of the perched water-table would not allow to reach the point of entry of air by drying of superficial horizons. Nevertheless, assuming an air entry, the extrapolation of the experimentally measured mineralization rates under oxic conditions results in a production of atmospheric C around $2.0 \ 10^{14}$ g of CO₂ per year, which may involve a positive feedback from the global climate system.

Keywords: Podzol, soils, modeling, carbon storage, Amazonia, hydrodynamics, microbial degradation